LES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DES LACS ROBERT ET LE TRIAS DE CHAMROUSSE (MASSIF DE BELLEDONNE)

ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOLOGIQUE

PAR

E. DEN TEX.

Avec 2 cartes et 4 coupes.

TABLE DES MATIERES.

page

Avant-propos 4

Introduction: Aperçu de la situation géologique et de l'historique des recherches 7

CHAPITRE I.

Physiographie des roches de la chaîne pré-triasique 13

A. Nomenclature 13

B. Méthodes spéciales employées pour la détermination des minéraux 17

C. Les types structuraux: 22

Types 1 Roches ultrabasiques massives 22
a Serpentinites et chloritites 22
b Diallagite 36
c Hornblendite 39
d Trémolitite (néphrite?) 41
e Biotite-chloritite 43

Types 2 Roches ultrabasiques schisteuses et foliacées 44
a Schistes à actinote 44
b Schistes talqueux à diallage-bastite 46
c Schistes talqueux à serpentine 47

Types 3 Gabbrodiorites massives (y compris les faciès leucocrates, mélanocrates et pegmatitiques) 49
a Gabbro ouralitisé et saussuritisé 49
b Leucogabbrodiorite à pyroxène 52
c Leucogabbrodiorite à hornblende 53
d Hornblende-diorite-pegmatite 54
e (Micro-)méladiorite(-porphyrite) 56

Types 4 Amphibolites feldspathiques foliacées („Flasergabbros" et „Bänderamphibolite") 58
a Amphibolite feldspathique oeillée 59
b Amphibolite feldspathique rubannée 62
c Epidote-amphibolite 66

Types 5 Roches cornéo-gneissiques 67
a Cornéenne quartzo-feldspathique 67
b Cornéenne à biotite at à grenat 69
c Gneiss à biotite 70
d Gneiss à grenat 71
e Aplite quartzo-albitique 72

page

Types 6 Quartzites, gneiss et schistes 73
a Quartzites et schistes 73
b Gneiss et aplites granitiques 74

Types 7 Roches aphanitiques hémato-potassiques et quartzo-chloriteuses de Chamrousse 75
a Séricite-chloritite 75
b Roche hémato-feldspathique 77

Type 8 Filons minéralisateurs de quartz 79

Types 9 Paragénèses de minéraux remplissant des fentes . . 88
a Chrysotile-asbeste-grammatite 89
b Talc (stéatite) 90
c Grammatite-antigorite-calcite (ophicalcite) . . . 90
d Epidote-asbeste-chlorite 91
e Epidote-quartz-calcite 91
f Epidote-albite-calcite-chlorite-préhnite-quartz . . 94
g Dolomite-quartz 95

D. L'association chorismatique des divers types et leur gisement géologique 95

CHAPITRE II.

Composition chimique et caractères provinciaux des roches basiques 99

A. La composition minéralogique virtuelle 102

B. Les relations provinciales des roches basiques 113

CHAPITRE III.

Stratigraphie de la couverture sédimentaire 120

A. La série mésozoïque de la Croix de Chamrousse 121
1. Poudingue-brèche (gratte?, anagénite?) 121
2. Cargneules (calcaires dolomitiques caverneux) . . . 123
3. Calcaire gris 123

B. La série de la Balme-Recoin 124

C. Comparaison avec la suite idéalisée du Trias de la zone cristalline externe 126

D. Les spilites intercalés dans les strates du Trias et du Lias inférieur de la zone dauphinoise 128
1. Spilite da la Balme-Recoin 130
2. Spilite du cirque de la Vacherie (Tabor) 130

E. La nature et l'état des galets contenus dans le conglomérat de base du Houiller 132
1. de la grande Lauzière (N E) 133
2. de la Roche Rousse 133

F. Résumé 134

CHAPITRE IV.

page
Tectonique 136
A. La tectonique anté-westphalienne 136
B. La tectonique postérieure 140
C. Résumé 144

CHAPITRE V.

Pétrogénèse et orogénèse 145
A. Historique 145
Ch. Lory (1850—1891) 145
L. Duparc (1894—1908) 149
A. Lacroix (1893—1913) 152
P. Termier (1893—1913) 152
W. Kilian (1895—1922) 157
P. Lory (1889—1944) 158
E. M. Bunge (1930) 159
H. F. Huttenlocher (1934) 159
G. et B. Choubert (1933—1935) 160
R. Perrin et M. Roubault (1940—1946) 163
P. Bellair (1946) 165
B. La conception de l'auteur 167
1. La succession et les accidents des minéraux 167
2. Les phases métamorphiques subies par le complexe éruptif 175
3. La mise en place, les principaux accidents et les rapports mutuels des types structuraux 178
4. Les filons minéralisateurs de quartz et les spilites . . 186
5. Résumé de l'histoire des roches et de la chaîne . . . 188

CHAPITRE VI.

Remarques sur les formations quaternaires, l'hydrologie et la morphologie 193
Bibliographie des ouvrages consultés 196

Abréviations dans le texte.

a = constante réticulaire.
d = équidistance des plans réticulaires.
ϑ = angle de rencontre de la diffraction radiocristallographique.
P.A. = plan des axes optiques d'un cristal.
2 V = angle des axes optiques.
Cz = caractère optique de la zone principale d'un cristal (signe d'allongement).
U. Å. = unités Ångstrøm.
$d_{max.}$ = diamètre maximum.
d_{moyen} = diamètre moyen.
D_u = dureté.
D_e = densité.
$n_g \wedge c$ = angle entre une bissectrice de l'indicatrice et un axe cristallographique.
// = parallèle à
$\perp$ = perpendiculaire à

AVANT-PROPOS.

Pendant l'été 1946, Monsieur le Professeur M. Gignoux, Directeur du Laboratoire de Géologie de Grenoble, me conseilla de me vouer spécialement à l'étude du complexe serpentineux et gabbroïque des Lacs Robert dans le massif de Belledonne. Il me tient à coeur de lui exprimer ici ma profonde reconnaissance de sa grande hospitalité et de la façon dont il m'a toujours aidé de sa critique constructive et de ses connaissances universelles de la géologie. Je dois également des remercîments à Messieurs P. Lory, F. Germain et J. Delaval, ayant pu maintes fois puiser dans leur riche expérience géologique et alpine. Leur parfaite connaissance de la région m'a été très utile.

Pendant l'été 1947 j'ai étendu la région à relever, de manière que non seulement tout le complexe serpentineux des Lacs Robert y était compris, mais aussi la limite est et ouest du cortège basique. Finalement, en juillet 1948, j'ai fait quelques corrections dans la carte et j'ai examiné plus à fond sur le terrain quelques problèmes d'un intérêt spécial.

Aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire, mon rapporteur, M. le Professeur E. Niggli m'a donné son appui infatigable. J'éprouve le besoin de lui exprimer ici mes remercîments sincères de l'intérêt qu'il a pris dans mon travail, ainsi que des nombreuses suggestions stimulantes qu'il m'a faites afin de me sortir d'autant d'impasses.

Grâce à la bienveillance de M. le Professeur J. Orcel de Paris et de Mme Dr C. M. de Sitter—Koomans de Leyde, Monsieur J. Patureau du Centre Technique d'Analyses chimiques du C. N. R. S. et Mlle B. Hageman du Laboratoire de Pétrochimie ont pu faire huit analyses quantitatives sur la base du matériel recueilli par moi. Mlle Hageman a fait en outre une analyse de la teneur en SiO_2 du spilite de la Balme-Recoin ainsi que deux déterminations de la densité. Je les remercie tous de grand coeur.

De plus je sais gré à M. le Professeur L. U. de Sitter des discussions instructives que j'ai eues avec lui, ainsi qu'à mes compagnons d'études A. Verbraeck et L. J. Fick de leur aide sur le terrain et d' intéressants échanges d'idées.

Monsieur A. Verhoorn m'a aidé avec dévouement à la préparation des nombreux diagrammes radiocristallographiques, tandis que je remercie Messieurs J. J. Piek d'Amsterdam et M. Deyn de Leyde de m'avoir fait soigneusement cent cinquante lames minces et un grand nombre de surfaces polies.

Ensuite j'ai pu profiter du savoir phototechnique de Monsieur W. F. Tegelaar, ainsi que des dessins de Mlle C. Roest qui a exécuté les coupes, les figures entre le texte et les cartes géologiques.

Je remercie Mme C. L. Hengeveld, Mme C. E. Somaini-Becherer, agrégée ès lettres romanes, et Mme M. Meyer—Schwarz de la façon consciencieuse avec laquelle elles ont traduit ma thèse. M. le Professeur E. Raguin

de Paris et Mme M. den Tex—Gampert ont eu la bienveillance de parcourir en partie le manuscrit. Je les en remercie sincèrement.

Je tiens à remercier aussi de tout mon coeur la famille Christophe Turc de Revel de l'hospitalité et de l'amitié dont ils m'ont entouré pendant trois étés dans le Chalet de la Pra et Pascal Couésa de la façon amicale dont il m'a guidé, en chef de cordée, sur quelques points que, seul, je n'aurais pu atteindre. Sans eux, le travail sur le terrain m'aurait coûté bien plus de peine.

Finalement je témoigne ma gratitude à la direction de la S. A. Bataafsche Petroleum Mij. de l'appui financier qu'elle m'a accordé avec tant de bienveillance dans les dépenses de la campagne.

Il me reste à mentionner la maison Mouton qui a imprimé les cartes et les coupes, ainsi que la maison E. IJdo qui a soigné l'impression du texte.

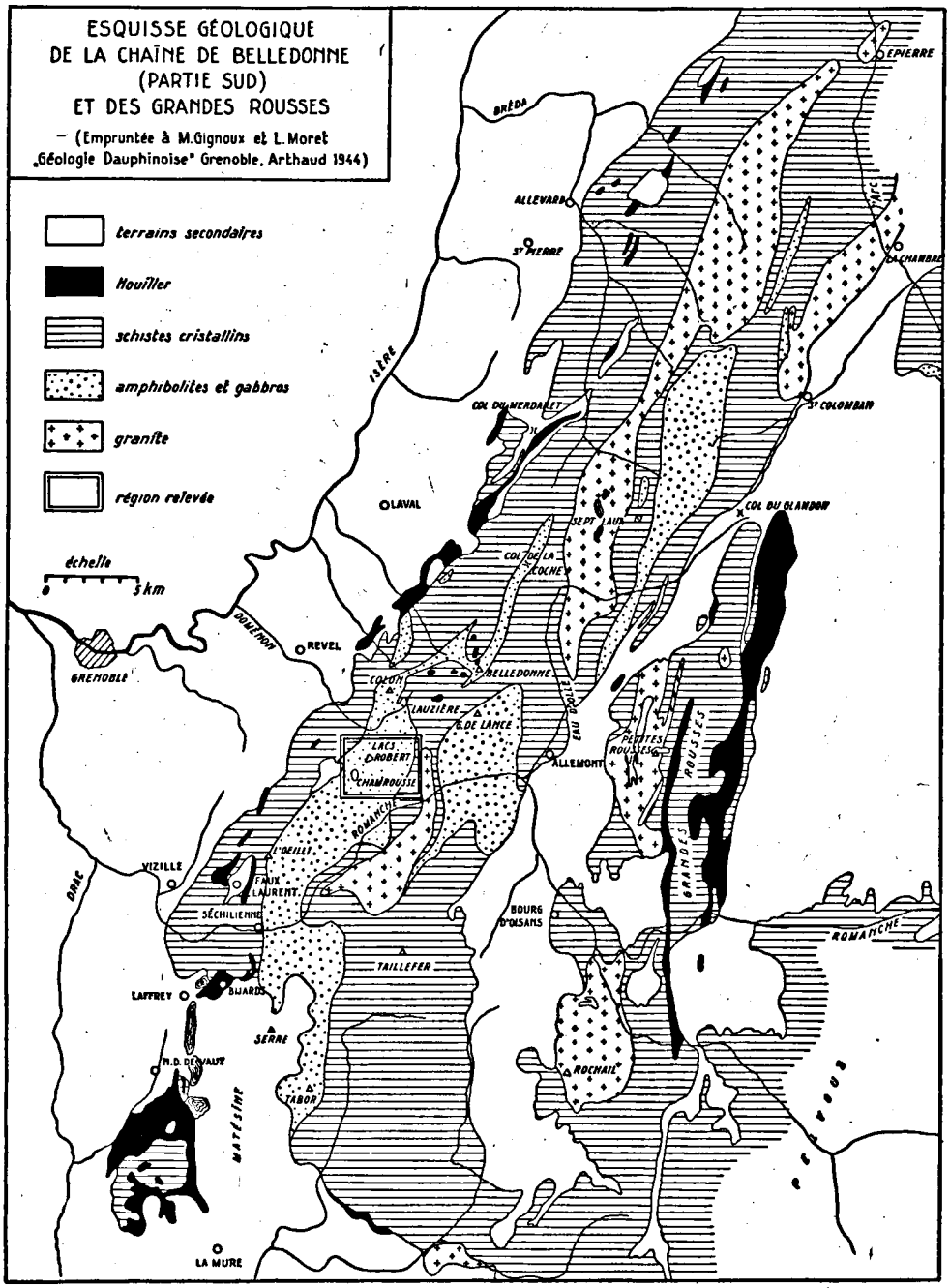


Fig. 1.
Tracé de la région relevée.

INTRODUCTION.

APERCU DE LA SITUATION GEOLOGIQUE ET DE L'HISTORIQUE DES RECHERCHES.

La région que j'ai étudiée et relevée est située dans les Alpes françaises, à environ 4° longitude est et 50°15′ latitude nord, et à environ 2000 mètres d'altitude. Elle fait partie de la chaîne dite „chaîne de Belledonne" qui s'étend des massifs de Beaufort et du Grand Mont dans le N N E jusqu'à ceux du Taillefer et de la Mure dans le S S W. Cette chaîne forme du point de vue géographique comme du point de vue géologique le prolongement méridional de la chaîne des Aiguilles Rouges et de la chaîne du Mont Blanc. Celles-ci font partie de la zone externe des massifs cristallins des Alpes, dont le prolongement en Suisse est connu sous le nom de „massifs centraux des Alpes". On entend par là les chaînes anté-alpines, et principalement hercyniennes des Alpes, constituées de roches du Houiller d'une part, de formations antérieures d'autre part, et recouvertes enfin de séries d'âges mésozoïque et permien. Dans le sud, cette chaîne hercynienne se divise de nouveau en deux branches, dont la plus orientale, celle des Grandes Rousses, aboutit à la partie déversée vers l'est, dans le massif du Pelvoux. Taillefer et la Mure forment le pivot le plus avancé de cet arc, et en effet ce dernier massif disparaît partiellement vers le S W sous le manteau sédimentaire du Dévoluy (cf. fig. 1). Le massif de Belledonne proprement dit, avec son point culminant: le Grand Pic de Belledonne, qui atteint à quelques mètres près les 3000, forme le tronçon central de cette chaîne et se trouve à quelques kilomètres à l'est de Grenoble dans le département de l'Isère. Il est limité à l'ouest par l'Isère et le Drac; au sud par la Romanche; à l'est par l'Eau d'Olle et au nord par la vallée de Laval et le Col de la Coche.

Les Lacs Robert sont à peu près situés au centre du Massif de Belledonne, dans un cirque encoché dans le ralliement méridional de la chaîne occidentale à la chaîne principale du massif. Cette chaîne principale, comprise entre le Jasse Bralart au N et le Petit Vent au S, limite la région levée à l'est, tandis que la Botte et le lac Achard la limitent au sud. A l'ouest elle s'arrête au pied de la Croix de Chamrousse, le pivot méridional, et du Grand Eulier, le contrefort septentrional de la chaîne secondaire; et au nord au-dessus de la Prairie de l'Oursière. Cette région a une largeur de 3 km et une longueur de 4 km environ. Le Grand Sorbier dans la chaîne principale, avec ses 2522 m. en est le point culminant. L'impraticabilité du terrain fixa des frontières plus ou moins naturelles au lever. En particulier le flanc E de la chaîne principale, qui domine la vallée de Baton, à part quelques sentiers, n'est pas accessible sans danger, à cause du mauvais état de la roche schisteuse. Il en est de même pour la pente occidentale du Grand

Eulier et du Casserousse, tandis que le flanc méridional du Petit Vent et de la Botte est un des versants de la gorge profonde de 2000 m. où coule la Romanche. C'est à cela qu'est dû le nombre restreint d'observations faites sur quelques parties de la périphérie.

Le lever a été basé d'abord sur le plan directeur 1:20 000, feuille de Domène, XXXIII — 35, no. 2, 1887—'97. En 1947 et 1948 il a été partiellement reporté et partiellement poursuivi sur „l'Etude provisoire du massif de Belledonne", publiée entretemps par l'Institut Géographique National à Paris. J'y ai apporté quelques petites corrections portant surtout sur la répartition d'éboulis et de roche même, soit d'après mes propres observations soit à l'aide des photographies aériennes de la région Vizille prises en 1937 par le Bureau de Photogrammétrie à Paris.

L'agrandissement photographique de la carte à l'échelle de 1:10.000me permit de rendre le nombre des données représentées sur la carte à peu près proportionnel à la précision du lever. J'ai fait aussi une carte structurale pour représenter les observations tectoniques d'une façon plus détaillée et quatre coupes pour préciser quelques structures de la région.

Comme la plupart des chaînes hercyniennes des Alpes, le massif de Belledonne est constitué surtout de schistes cristallins redressés, dont on attribue l'aspect actuel à une orogénèse anté-alpine. Quoiqu'enveloppées par un manteau de schistes cristallins assez acides, nous rencontrons cependant dans la partie sud du Belledonne, non pas les roches granitiques normales, comme celles que l'on trouve par exemple dans les massifs du Mont-Blanc et de l'Aar, mais un vaste complexe de roches basiques et ultrabasiques, qui présentent pour la plupart un haut degré de métamorphisme et dont la foliation ou la schistosité se trouve plus ou moins en concordance avec celle des schistes cristallins environnants de caractère plus acide. Ce complexe basique apparaît en quelques affleurements lenticulaires ou amygdaloïdes, dont le plus grand a une longueur de 30 km. et une largeur de 5 km. Dans les massifs centraux des Alpes on ne connait point de complexe basique avec des dimensions semblables. Partout ailleurs dans ces massifs, les roches basiques et ultrabasiques ne se rencontrent que sous forme de petites enclaves éparses intercalées dans les séries acides et intermédiaires.

Les roches basiques et ultrabasiques de la partie sud du Belledonne ont été révélées pour la première fois par une publication d'Emile Gueymard (1831, lit. 59), le premier professeur de géologie à l'Université de Grenoble. Il fit déjà une distinction entre „amphibolites, gneiss amphiboliques, schistes talqueux et serpentines (à diallage)". Son successeur, Charles Lory, s'occupa aussi activement de ces roches et il y ajouta encore les types: „diorite granitoïde et schistoïde, diabase, euphotide amphibolique, aphanite (diorite compacte, au-dessous du Trias de Chamrousse), stéatite (roche à talc), schistes chloriteux, schistes amphiboliques et eurite schisteux (aplite)". Lory y découvrit même l'euphotide amphibolique, c-à-d. un gabbro à diallage ouralitisé, dont il créa le nom (1852/54, lit. 95; 1850/51, lit. 94 et 1860/64, lit. 96). Lory démontra l'âge anté-houiller des schistes cristallins et fit reconnaître leur structure en éventail; en outre il groupa les chaînes hercyniennes en une première zone alpine, séparée des chaînes subalpines (comme la Grande Chartreuse et le Vercors) par le sillon subalpin, servant e.a. de lit à l'Isère et au Drac. En même temps il émit l'hypothèse suivant laquelle des failles longitudinales sépareraient les massifs cristallins des synclinaux mésozoïques de la 1ère zone alpine. Son esprit observateur et pénétrant ne se trompa qu'en ce qui concerne l'âge des roches basiques et

ultrabasiques (les soi-disant roches vertes) qui, d'après lui, devaient provenir toutes du même magma et avoir été mises en place pendant ou après le dépôt du Lias (1860, lit. 96).

Une dizaine d'années plus tard parut de la main de Louis Duparc à Genève une série d'excellentes descriptions pétrographiques des roches du Belledonne méridional (1896/97, lit. 43). Un grand nombre de ses observations et interprétations de structures et de textures sera confirmé dans cette étude. Duparc, lui aussi, croyait à l'origine éruptive du complexe (ultra-) basique et il l'opposait aux amphibolites des Aiguilles Rouges (Lac Cornu) qu'il connaissait à fond par suite de ses propres recherches, et dont il lui semblait exclu qu'elles fussent en grande partie des „gabbros ouralitisés''. Ses échantillons ont été rassemblés surtout dans les environs des trois noyaux ultrabasiques du complexe (Mont Colon-Galeteau, Lacs Robert et le Tabor) par A. Delebecque, qui fit en même temps une étude hydrologique des lacs dans la chaîne de Belledonne (1893, lit. 36). La diorite granitoïde, que Ch. Lory avait décrite comme diabase ou porphyre dioritique, fut reconnue par Duparc comme faciès filonien. Enfin il attira l'attention sur le rôle et la signification de l'ouralitisation, la saussuritisation et la serpentinisation des gabbros.

Pierre Termier lui-même parcourut le Belledonne dans les années suivantes pour nous enrichir de quelques justes remarques et d'une carte géologique[1]) dont l'essentiel n'exige que peu de corrections. Termier s'attaqua de nouveau au problème du spilite et combattit les arguments de Lory en faveur d'une genèse contemporaine du complexe basique entier, y compris les spilites, à l'époque du dépôt du Lias, ou plus tard encore. Il trouva des fragments de gneiss basique dans le conglomérat de base du Houiller, ce qui permit de dater la formation de ces roches comme d'âge pré-stéphanien. Il considérait les spilites qui se trouvent à la limite Trias-Lias comme les équivalents effusifs décalcifiés des filons de diabase porphyritique qui traversent le complexe basique. Mais Termier se détourna de la conception, usuelle à l'époque, concernant l'origine éruptive de ces roches basiques. Comme terme final dans l'expulsion d'éléments volatiles par les „colonnes filtrantes'' de Michel-Lévy pendant le métamorphisme régional de sédiments géosynclinaux, il se formerait, d'après lui, — surtout dans les séries calcaires — en profondeur une fusion basique consolidée en place sous forme de roche massive, causant des phénomènes de contact avec les séries à texture gneissique, qui n'ont été qu'incomplètement fondues. De cette façon il expliqua la présence des cornéennes qu'il trouva e. a. à La Pra. Il s'en suit que le métamorphisme régional et le métamorphisme de contact eurent lieu, d'après Termier, à l'époque pré-stéphanien. Par contre il a bien déprécié le rôle du dynamométamorphisme.

Wilfrid Kilian, le successeur, et Pierre Lory, le fils du professeur Ch. Lory, on accompagné Termier en mainte excursion dans le Belledonne. Kilian s'est borné ici à énoncer quelques remarques générales concernant le quaternaire et le gisement géologique des roches décrites par Termier; M. Lory par contre fut réputé comme le connaisseur par excellence du massif de Belledonne; c'est ce que confirme une série monumentale de plus de cent publications s'étendant sur une période de cinquante ans de recherches sans relâche. Quoiqu'il se soit

[1]) Carte Géologique Détaillée de la France 1: 80 000, Feuille de Grenoble (178), 3me éd., 1927.

occupé en second lieu des roches cristallines, ce sont toutefois ses observations objectives et ses interprétations sans préjugés sur la nature et la structure de la couverture sédimentaire du Belledonne qui sont d'une valeur infinie pour nos connaissances concernant les conditions paléogéographiques et tectoniques dans lesquelles ce massif s'est trouvé dans la suite des temps. Il trouva entre sa chaîne interne et sa chaîne externe une zone synclinale mésozoïque, serrée et déversée vers l'W, composée de sédiments triasiques et liasiques souvent fortement dynamométamorphosés. On rencontre un tel synclinal e. a. au S W du Pic de l'Oeilli, situé à quelques km. S S W de la Croix de Chamrousse, le contrefort S W de notre région. Nous pouvons donc admettre que son prolongement éventuel vers le N N E passe à courte distance à l'W de notre région. M. Lory considère cependant les calcaires du Trias, découverts sur le sommet de Chamrousse, comme autochtones, à peu près épargnés par les mouvements, qui ont produit à si courte distance de là de si fortes transformations tectoniques et métamorphiques dans les sédiments. Au contraire l'on n'a rencontré que rarement le Trias supérieur et le Lias en position non-disloquée et en séquence normale sur le rameau externe. M. Lory en conclut que le Trias supérieur et les sédiments sus-jacentes ont dû glisser sur les couches plastiques du Keuper salifère par dessus les quartzites et les calcaires raides du Trias inférieur vers le N W sous l'influence de la poussée alpine (venant du S E, de la chaîne interne). Le Trias inférieur resta fixé sur le cristallin de la chaîne externe comme un „tégument" autochtone et fut épargné de part et d'autre par l'érosion. En effet les Collines Liasiques, séparant à l'W le sillon subalpin du rameau externe, se trouvèrent être placées en séquence anormale sur le cristallin, et M. Lory pouvait donc bien les prendre pour des klippes frontales d'une nappe de recouvrement décollée de sa base, qui était probablement enracinée dans la zone synclinale entre les chaînes interne et externe. C'est pourquoi il appela l'ensemble de ces synclinaux le rameau médiane ou cicatrice de la tectonique alpine du Belledonne (1925, lit. 117; 1929, lit. 118). Il découvrit plus tard, lors de la construction du tunnel industriel de dérivation La Morte-Lac Mort que cette zone racinale se continue en effet profondément dans le soubassement cristallin (1944, lit. 122) et ainsi on ne peut pas rejeter sans plus la comparaison des Collines Liasiques avec les nappes helvétiques telle que M. Lory l'avait proposée en 1937. La chaîne externe y aurait joué le rôle de repoussoir raide ou butoir du plissement alpin, de même que le massif des Aiguilles Rouges, tandis que la chaîne interne et les massifs du Mont Blanc, des Grandes Rousses et du Pelvoux étaient plus mobiles et prenaient une part active au plissement des couches mésozoïques. M. P. Lory contestait la conception de la structure en éventail du soubassement cristallin de Belledonne, qu'approuvait son père. Il considère chacun des deux rameaux, chevauchés l'un sur l'autre, comme une chaîne consistant d'une voûte anticlinale. Une de ses découvertes fut aussi l'âge possiblement permien de quelques grès et quartzites (dits Grès d'Allevard) qui se trouvent sous les grès, dolomies et cargneules du Trias inférieur et moyen de Belledonne, e. a. au pied W du Mont Colon, quelques km. au N W de notre région (1900/01, lit. 106; 1894/95, lit. 102). Il trouva aussi des spilites entre le grès ou quartzite basal et la dolomie du Trias, e. a. à la Balme de Recoin. Il parallélisa ce spilite avec l'aphanite de Chamrousse que Ch. Lory avait considéré comme une dépendance des gabbros. Enfin, nous devons à M. P. Lory un nombre d'observations sur le serrement et la concordance mécanique des synclinaux houillers, recouverts en discordance par le Grès

d'Allevard ou le Mésozoïque légèrement plié, qui garantissent que la signification des phases postérieures du plissement hercynien dans cette région ne sera pas sous-estimée (1895/96, lit. 104).

Plus tard, G. Choubert seul s'est occupé d'une manière approfondie du cristallin basique et ultrabasique du Belledonne méridional. Il s'est borné à étudier le noyau ultrabasique du massif du Tabor, au sud de la Romanche. Ce complexe est en plusieurs points semblable à celui des Lacs Robert; voilà pourquoi l'intéressante étude pétrographique de M. Choubert a été un guide précieux lors de mes premiers tâtonnements dans le domaine de la pétrogénèse. Choubert conclut à une série de phases métamorphiques, faisant partie des zones méso et épi de Grubenmann, que le complexe aurait dû subir surtout pendant les phases hercyniennes ou même anté-hercyniennes, et à une origine magmatique de ces roches. Il a fait la première tentative d'une parallélisation détaillée de l'orogénèse et de la pétrogénèse concernant le massif de Belledonne, que nous examinerons au Chap. V d'une façon plus précise, comme d'ailleurs les autres théories.

Les deux professeurs actuels de géologie à l'Université de Grenoble, M. Gignoux et L. Moret ont publié en 1944 un petit manuel très instructif contenant un grand nombre de données pour une initiation au Belledonne (Géologie dauphinoise ou initiation à la Géologie par l'étude des environs de Grenoble"). M. Moret a publié aussi une „Précision sur la nature et l'âge des „chapeaux" houillers formant quelques sommets du massif de Belledonne". Bien que le Houiller n'affleure pas dans la région relevée, j'ai étudié toutefois son conglomérat de base, que l'on trouve e. a. sur les sommets de la Grande Lauzière, la Grande Lance de Domène et la Roche Rousse parce-qu'il est si important pour préciser l'âge des phases magmatiques, métamorphiques et tectoniques dans l'histoire de Belledonne. Le spilite ou mélaphyre découvert par M. P. Lory au carrefour de la Balme de Recoin ne se trouve pas non plus dans la région étudiée. Elle sera opposée ci-dessous à l'aphanite de Chamrousse, quoique Termier les ait désignées sur sa carte géologique par la même signature pour „mélaphyres, diabases et spilites". Afin de pouvoir établir une comparaison, j'ai étudié aussi des échantillons de spilite, que j'ai récoltés moi-même au Tabor, ainsi que des données de P. Bellair (1946, lit. 10) et de M. Vuagnat (1947, lit. 182) sur les roches spilitiques de la couverture mésozoïque des massifs cristallins du Dauphiné.

Dans le développement je me suis écarté en quelques points du plan suivi habituellement. Ainsi j'ai étudié dans le chapitre I d'abord la formation la plus ancienne, le soubassement cristallin, d'une façon purement descriptive: sa paragénèse minéralogique, sa structure et sa texture. Le chapitre II contient des remarques sur sa composition chimique. La description du manteau sédimentaire suit dans le chapitre III, tandis que le chapitre IV traite les phénomènes tectoniques de la région. Toutes ces données permettent d'énoncer dans le chapitre V une conclusion sur l'histoire des roches et de la chaîne. Les dépôts quaternaires et la morphologie forment dans la géologie alpine un chapitre à part. On ne peut bien les comprendre sans connaître les structures qui ont influencé leur formation et ils font l'objet du dernier chapitre de cette étude.

Enfin dans la composition de la légende pour la carte géologique j'ai suivi autant que possible les directives de la Commission Géologique de la Société Helvétique des Sciences Naturelles qui supervise l'édition des cartes géologiques suisses, surtout en ce qui concerne l'hydrologie, la morphologie

et les formations quaternaires. J'ai cru pouvoir mieux rendre le caractère grossièrement mélangé de nombreuses formations anciennes par des signatures locales sans leur donner des limites nettes, qui leur manque souvent sur le terrain et au microscope. Afin de garder un aperçu des formations, j'ai dû employer quatre couleurs, tout en tâchant autant que possible de reproduire celles de la carte géologique existante de la région.

CHAPITRE I.

PHYSIOGRAPHIE DES ROCHES DE LA CHAINE PRE-TRIASIQUE.

A. La nomenclature.

La nomenclature ainsi que la classification des roches pré-triasiques dans les massifs centraux des Alpes se heurtent à des difficultés d'ordre fondamental. Souvent nous y avons affaire à des complexes de roches grossièrement mélangées dont les structures composantes ne sont point nettement délimitées (pour une définition plus précise de ces roches voir plus bas).

La démarcation de la roche en tant que formation géologique homogène en est devenue très difficile et la conséquence en est que le nom qu'on donne à une telle roche dans le terrain réflète souvent une interprétation génétique superficielle et dubieuse, qui, plus tard, à l'examen fait dans le laboratoire, peut créer un préjugé difficile à vaincre. Plus l'origine d'une série de roches est problématique, plus la discussion objective est gênée par l'usage d'une nomenclature qui renferme une interprétation génétique devenue usuelle. Des descriptions pétrographiques de roches complexes, comme il s'en présente en si grand nombre et en si grande variété dans le soubassement cristallin, ne peuvent avoir une valeur durable que quand elles se servent, autant que possible de dénominations neutres à l'égard de la genèse des roches et des structures. La carte également, dont la légende repose sur ces définitions, court moins le risque de devenir illisible par suite d'opinions modifiées en ce qui concerne la genèse et les rapports réciproques des roches relevées.

La première tentative d'arriver à une telle nomenclature neutre fut entreprise en 1943 par H. M. Huber (lit. 67, pp. 88—92) en coopération avec P. Niggli. M. Huber lança pour les roches dites „grossièrement mélangées" le nom de „chorismites ou roches chorismatiques" (dérivé de: chorizo = ségréger; chorisma = ce qui s'est fait par suite d'une ségrégation dans l'espace). Par le nom de „roches grossièrement mélangées" on entend des roches qui, au point de vue minéralogique, structural et textural, doivent être regardées comme polyschématiques, c'est-à-dire composées d'agrégats qui diffèrent entre eux dans un ou plusieurs des caractères nommés ci-dessus. Y appartiennent par exemple les gneiss conglomératiques qui contiennent des fragments arrondis d'une roche quartzitique dans une pâte de composition granitique, ou les gneiss veineux et oeillés qui présentent des veines et des yeux quartzo-feldspathiques au milieu de parties qui sont plus riches en mica et souvent parallèlement texturées. Mais il y a une autre condition pour qu'une roche soit de nature chorismatique et c'est que chacun des éléments monoschématiques qui la composent (cela veut donc dire les agrégats uniformes au point de vue minéralogique, structural et textural) comme par exemple les fragments quartzitiques ou les yeux quartzo-feldspathiques, ne

soit pas assez grand pour ressortir nettement dans un lever géologique 1:10.000 — 1:20.000. D'après la forme et la délimitation des éléments structuraux de nature différente, les chorismites se subdivisent en:

Phlébites = roches veineuses,
Ophtalmites = roches oeillées (lentilles ou nodules dans une pâte),
Stromatites = roches rubannées, foliacées ou litées,
Mérismites = roches composées de parties grosses de formation différente (= p.p. Agmatites de Sederholm).

Quand l'un des éléments forme l'élément principal de la chorismite, il parle de kyriosome pour le distinguer de l'akyrosome ou élément subordonné. Il appelle stéréogène l'élément qui est resté pour la majeure partie dans l'état solide, et chymogène celui qui est arrivé à sa forme actuelle en passant par les phases à molécules dispersives. Ce dernier élément peut encore être d'origine magmatogène, pegmatitique, gazogène ou hydratogène. Mais, vu que les critères pour distinguer les réactions dans les phases solides et à molécules dispersives des minéraux sont encore loin d'être établis avec certitude, comme l'admet M. Huber (op. cit., p. 134), il est souvent utile de tâcher de trouver à côté de la distinction entre l'élément stéréogène et chymogène, celle entre le paléosome ou élément ancien et le néosome ou élément de néoformation. Quand la matière néosomatique a été apportée d'un endroit hors du paléosome, nous parlons d'exo-chorismites; provient-elle du paléosome lui-même, nous parlons d'endo-chorismites. Quand nous avons affaire à une combinaison de ces deux espèces de néosome, la roche est appelée une amphichorismite. Ainsi les vénites et les artérites de K. H. Scheumann appartiennent aux endo- et aux exochorismites. Qu'il nous soit permis d'attirer encore une fois l'attention sur le fait que les roches polyschématiques n'ont pas besoin d'être toujours *grossièrement* mélangées ou chorismatiques, mais peuvent tout aussi bien être reconnues seulement comme telles en plaque mince. Pour désigner ces roches micro-polyschématiques, on peut aussi se servir du nom micro-chorismites. Pourtant afin d'éviter les répétitions, nous n'avons pas traité les structures composant ces dernières à part, mais comme roches polyschématiques en renvoyant aux types structuraux perceptibles à l'oeil nu qui peuvent s'en développer, quand les dimensions deviennent plus grandes. D'autre part une limite a déjà été fixée aux chorismites par la possibilité de lever tous les gisements de structures uniformes à une échelle de 1:10.000 à 1:20.000. Si nous continuions à réunir sous le titre de roches chorismatiques les complexes encore plus grossiers, ce n'est que la croûte terrestre, mélangée en principe, qui pourrait y mettre des bornes.

La zone amphibolique du Belledonne méridional avec ses nombreuses enclaves vaguement délimitées de roches ultrabasiques et gabbrodioritiques constitue un bon exemple du caractère mélangé de l'écorce terrestre. Si nous la décrivions comme une seule roche grossièrement mélangée, nous ferions certainement tort à la nature chorismatique qui en caractérise toutes les unités géologiques constituantes, ainsi qu'à leur répartition dans l'espace et leurs rapports réciproques. Ainsi les amphibolites proprement dites présentent pour la majeure partie l'aspect des roches dites „Bänder"- ou „Schlieren-amphibolite", c'est-à-dire elles se composent alternativement de rubans, de veines, de lentilles ou de flammes d'une roche de couleur foncée, riche en amphibole et d'une roche de couleur claire, riche en plagioclase et partiellement non-amphibolique. L'épaisseur de ces rubans varie de quelques millimètres à quelques décimètres tandis que les rubans riches

en amphibole peuvent présenter une orientation parallèle des prismes d'amphibole. En outre ces dernières bandes peuvent contenir des yeux de diallage et d'amphibole. Ces amphibolites peuvent donc être nommées des stromatites et partiellement des phlébites et même, pour une petite partie, des ophtalmites. Cela est vrai aussi pour les roches gabbrodioritiques qui sont en outre liées aux amphibolites par des transitions graduelles. Ici, cependant, un caractère phlébitique ou mérismitique prédomine par le fait que des veines et des parties assez grandes, d'une paragénèse minéralogique, d'une structure et d'une texture très variées alternent. Même les roches ultrabasiques peuvent former des veines aussi bien que des parties dans les gabbrodiorites et vice versa. L'apparence essentiellement phlébitique des roches ultrabasiques provient surtout du faciès veineux très répandu de la serpentinite à hornblende, de la diallagite, de la hornblendite, de la trémolitite et des veines de chrysotile-asbeste. Une autre chorismite forme souvent la zone de transition entre le massif amphibolique et son enveloppe de quartzites, de gneiss et de schistes. Elle est pour la majeure partie une stromatite se composant de bandes alternantes de cornéenne quartzo-feldspathique, de cornéenne à biotite et grenat et de gneiss à grenat. A certains endroits, cependant, le rapport des bandes a été injecté et dépavé; dans ce processus les diorites ont probablement joué un rôle actif. Ne font pas partie des chorismites proprement dites: les „roches aphanitiques hématopotassiques et quartzo-chloriteuses de Chamrousse". Certaines de ces roches, cependant, présentent dans l'échantillon, ou en plaque mince, des structures nettement polyschématiques, pour lesquelles des dénominations chorismatiques (éventuellement pourvues du préfice „micro") paraissaient adaptées. Huber, dans sa thèse, visait à une division des chorismites en „Strukturbereiche einheitlicher Prägung": les types dits „Strukturtypen" ou „Grundtypen" (Epprecht), qui furent groupés suivant les analogies principales au point de vue minéralogique, structural et textural. Ces groupes et types, chacun pourvu d'un nom de roche courant en géologie, chargé le moins possible d'interprétation génétique, se sont trouvés être des points d'appui très utiles à une discussion ultérieure de leur formation et de leur rapport mutuel. Le procédé de M. Huber a été suivi en Suisse entre autres par W. Epprecht (1946, lit. 45) et par R. Forster (1947, lit. 50). M. Epprecht, en décrivant les gîtes métallifères de Gonzen, alla encore plus loin sur le chemin purement descriptif. Il donna d'abord un aperçu de tous les minéraux présents dans le complexe, pour examiner et classer seulement après leurs paragénèses, structures et textures. Les paragénèses de minéraux métallifères, auxquelles on a donné, jusqu'ici, si peu d'attention systématique, procurent une meilleure occasion, en vue de cela, que les autres roches qui souffrent déjà d'un excès de classification. C'est pour cette raison que M. Forster, en décrivant les amphibolites au nord de Locarno, ne renonça pas seulement à la division en types structuraux, mais ne se servit pas non plus de noms de roches chorismatiques. Il emprunta seulement les dénominations structurales à l'ouvrage de M. Huber.

Dans ce qui suit, nous avons pris un moyen terme entre les méthodes de MM. Huber et Forster. Par suite de leur caractère fortement chorismatique, nos roches se prêtaient très bien, il est vrai, à une division en types structuraux, mais, d'autre part, le degré variable de métamorphisme, propre à la plupart des massifs basiques, ne facilitait pas une nomenclature neutre. On nuirait plutôt à la clarté en appelant, par exemple, un gabbro une „roche à pyroxène et à plagioclase" ou en indiquant une roche composée

de minces traînées subparallèles de plagioclase et de hornblende (la dernière possédant des yeux de pyroxène) par la dénomination: „micro-ophtalmostromatite à kyriosome de plagioclase-hornblende et à akyrosome pyroxénique", quand cette roche est généralement connue dans la littérature comme „Flasergabbro". Vu qu'un équivalent français de ce nom n'existe pas, nous avons recouru à la dénomination plus neutre d'amphibolite feldspathique oeillée. Bien que la définition française d'amphibolite ne renferme pas de restrictions par rapport à la texture, nous ne parlerons d'amphibolites que s'il se présente nettement des textures linéaires ou foliacées. Quant aux dénominations éruptives, elles ont été, en général, réservées aux roches à texture massive. Une autre difficulté se présenta: celle de caractériser nettement la nature des structures clastiques. C'est pourquoi, dans la description, nous n'avons pas fait de distinction entre ce qu'on appelle protoclase et ce qu'on appelle cataclase. Ce n'est que dans la discussion du chapitre V, que nous tâcherons de classer les phénomènes clastiques, amplement décrits, dans diverses rubriques en vertu des phénomènes plastiques et blastiques qui les accompagnent.

Quant à la signification quelque peu modifiée de bien des noms structuraux et texturaux qui sont généralement admis, nous nous permettons de renvoyer au manuel, récemment paru, de P. Niggli (1948, lit. 140) dans lequel est développée une nomenclature toute neutre. Pour la „Bänderstruktur" des gneiss et des amphibolites j'ai employé „texture rubannée" à côté de „foliation" dans le sens d'A. Harker (1939, lit. 63, p. 203), dénomination qui renferme aussi les textures traîneuses et lenticulaires.

Dans le paragraphe C seront traités les types structuraux suivants:

Types 1. Roches ultrabasiques (mafitites) massives.

a. Serpentinites-chloritites.
b. Diallagite-bastitite.
c. Hornblendite.
d. Trémolitite.
e. Biotite-chloritite.

Types 2. Roches ultrabasiques (mafitites) schisteuses et foliacées.

a. Schistes à actinote et à serpentine.
b. Schistes talqueux à diallage-bastite.
c. Schistes talqueux à serpentine.

Types 3. Gabbrodiorites massives (y compris les faciès leucocrates, mélanocrates et pegmatitiques).

a. Gabbro ouralitisé et saussuritisé.
b. Leucogabbrodiorite à pyroxène (Gabbrodiorite aplitique à pyroxène).
c. Leucogabbrodiorite à hornblende (Gabbrodiorite aplitique à hornblende).
d. Hornblende-diorite-pegmatite.
e. (Micro-) méladiorite (-porphyrite).

Types 4. Amphibolites feldspathiques foliacées.

a. Amphibolite feldspathique oeillée à pyroxène.
b. Amphibolite feldspathique rubannée.
c. Epidote-amphibolite.

Types 5. Roches cornéo-gneissiques (Gneiss rubannées).

a. Cornéenne quartzo-feldspathique.
b. Cornéenne à biotite et à grenat.
c. Gneiss à biotite.
d. Gneiss à grenat.
e. Aplite quartzo-albitique.

Types 6. Quartzites, gneiss et schistes.

a. Quartzites et schistes.
b. Gneiss et aplites granitiques.

Types 7. Roches aphanitiques hémato-potassiques et quartzo-chloriteuses de Chamrousse.

a. Séricite-chloritite.
b. Roche hémato-feldspathique.

Type 8. Filons minéralisateurs de quartz.

Types 9. Paragénèses de minéraux remplissant des fentes.

a. Chrysotile-asbeste-grammatite.
b. Talc (stéatite).
c. Antigorite-grammatite-calcite (ophicalcite).
d. Épidote-asbeste-chlorite.
e. Épidote-quartz-calcite.
f. Épidote-albite-calcite-chlorite-préhnite-quartz.
g. Dolomite-quartz.

L'association chorismatique et le gisement géologique des types cités plus haut, seront traités plus en détail dans le paragraphe D. Les diverses chorismites se trouveront alors être composées en général d'un ou de plusieurs types des groupes 1 + 2 ou 3 + 4 ou 5 ou 6, c'est-à-dire que l'association de roches de composition minéralogique très différente se restreint aux zones limitrophes des complexes respectivement ultrabasique, basique et intermédiaire ou acide. C'est plutôt compliqué pour arriver à une conclusion, à laquelle le géologue serait arrivé dès le premier jour sur le terrain. Cela ne veut pas dire, cependant, que nous n'eussions fait aucun progrès dans l'éclaircissement des structures excessivement compliquées dominant principalement les zones limitrophes, composées de roche très diverses.

B. Méthodes spéciales employées pour la détermination des minéraux.

A côté des méthodes plus usitées pour reconnaître et déterminer les minéraux à l'aide de la plaque mince, de la poudre immergée, de la platine Fédoroff, de l'illuminateur vertical, de l'attaque par les acides, de réactions microchimiques, de la détermination de la dureté, de la couleur de la rayure, de l'examen du magnétisme et autres, nous avons appliqué ici, avec succès, des méthodes basées sur la caractéristique assez bonne du système de diffraction röntgenographique des minéraux d'après la méthode Debye—Scherrer. E. Niggli (1944, lit. 130, pp. 193—194) a démontré, dans la poudre d'une ardoise épimétamorphique, de l'hématite titanifère, finement divisée,

à une quantité d'à peine plus de 10 % pond. La méthode de Debye—Scherrer avec emploi de la radiation Fe Kα offre l'avantage que les angles de rencontre(ϑ) pour la diffraction des minéraux constituant des agrégats finement grenus sont exagérés par rapport à ceux provoqués par la radiation Cu Kα, de sorte que des minéraux d'un même type structural, mais présentant de petites différences dans la constante réticulaire (a), produisent tout de même des systèmes de diffraction nettement discernables, sans qu'une séparation mécanique — et souvent difficile — de l'agrégat soit nécessaire. Ainsi nous avons pu déterminer par exemple, de façon très simple, les divers carbonates dans des roches carbonatées composées (cf. lit. 130, pp. 163—164). De même les minéraux de minerai composé, finement grenu, se prêtent admirablement à cette méthode de détermination, comme M. Niggli l'a démontré avec un agrégat d'hématite, de braunite, de jacobsite et de diallogite, provenant de Fianell (1946, lit. 131, pp. 98—100). Quand le pourcentage reste au-dessous de 10, cependant, le système de diffraction devient trop faible et, parmi les lignes d'interférence du minéral en question, ce n'est que tout au plus les trois plus fortes qui restent reconnaissables, à moins qu'elles ne coïncident pas avec les lignes des autres minéraux constitutifs. Dans ce dernier cas, „l'empreinte" röntgenographique ne peut être qu'une ressource qui, pour les cas douteux, peut contribuer à emporter la balance en ce qui concerne l'identité d'un minéral. De cette manière nous avons obtenu par exemple une confirmation de la présence présumée de deux panabases différentes, de la bornite et de la covelline, sous forme de minces veinules d'un millimètre dans une mouche de chalcopyrite, provenant d'un filon minéralisateur de quartz (voir p. 80).

Quand le minerai se présente, finement divisé, dans une roche silicatée, il est parfois préférable de le concentrer d'avance. Nous avons obtenu d'excellents résultats avec un apurement fractionné très primitif de la poudre. Dans ce but la poudre, passée par un tamis dont les mailles ne sont pas beaucoup plus grandes que la grandeur moyenne des grains du minerai, est centrifugée avec de l'eau dans des bassins de dimensions graduellement plus petites, de manière à ce que tout ce qui déborde est recueilli dans un bassin de diamètre plus grand et versé dans un bassin plus petit, après quoi le procédé est répété encore deux fois avec les mêmes bassins. L'élément plus lourd qui reste dans le bassin après la centrifugation, est mis dans un bassin plus petit qui, dans l'autre bassin, est tourné de nouveau avec la main, etc. Il suffisait de 5 bassins, dont le plus grand avait un diamètre de $\pm$ 50 cm. et le plus petit un diamètre de $\pm$ 5 cm. De cette façon la perte des particules de minerai est réduite au minimum, tandis que le produit final n'a pas besoin de contenir plus de 25 % d'admixtions. Il faut naturellement une certaine différence de poids spécifique entre le minerai et les autres éléments de la roche dans laquelle il se trouve. Les spinellides riches en fer et en chrome, par exemple, peuvent très bien être séparées des pyroxènes et des minéraux du groupe des chlorites, dont plusieurs sont plus lourdes que le bromophorme. Avec l'ilménite et le leucoxène cela réussit déjà beaucoup moins bien. Quand il y a beaucoup de diallage, la séparation va mieux à l'aide d'un liquide très lourd comme la „solution Clerici", tandis que le magnétisme des spinellides en question rendait possible une concentration plus grande à l'aide de la barre aimantée. De cette poudre concentrée nous n'avons pas seulement pu faire un radiogramme, qui a clairement démontré la présence de deux spinellides à constante réticulaire différente, mais nous avons aussi pu faire une analyse quantitative chimique

de tous les oxydes déjà démontrés qualitativement, analyse qui permettait une conclusion plus détaillée quant au caractère des spinellides en question (voir la figure 2). Et finalement le radiogramme de Debye—Scherrer est parfois le moyen le plus simple pour identifier les minéraux purs. Avec une radiation Fe Kα et une camera d'un diamètre d'environ 15 c.m., les feldspaths, par exemple, se distinguent clairement les uns des autres. Ultérieurement M. Niggli traitera à fond ces propriétés spécifiques des feldspaths. Nous nous bornerons ici à remarquer que le radiogramme de cristaux de feldspath, librement crûs, mais très petits, trouvés dans une fente du complexe basique près du Lac Léama, montre nettement le système de diffraction de l'albite.

A l'aide d'une collection modèle de radiogrammes de minéraux, pris avec la même camera et avec un radiation uniforme, il est possible de comparer de façon immédiate, un minéral problématique avec ses possibilités éventuelles. Quant aux systèmes de diffraction composées de mélanges de minéraux, il vaut mieux les déchiffrer, quand on fait représenter les valeurs des angles ϑ de la diffraction par l'abscisse d'un diagramme dont l'ordonnée représente les intensités de la diffraction évaluées du radiogramme. ϑ (en degrés) peut être calculé de la distance (e) en mm. entre chaque paire de lignes d'interférence en multipliant avec un facteur qui est constant pour la camera en question. D'abord il faut vérifier la camera quant aux valeurs de ϑ, qu'elle donne pour un minéral bien connu dans la littérature et d'un type structural simple, comme par exemple le sel gemme (NaCl). De là on peut déduire des corrections éventuelles pour chaque valeur de ϑ, dont on doit toujours tenir compte en se servant de la camera en question. Une comparaison de tels diagrammes de ϑ, placés les uns au-dessus des autres se trouve à la p. 29, dans la fig. 3.

Si le système de diffraction correspondant ne se trouve pas dans la collection modèle, les distances (d) entre les plans réticulaires pouvent être calculées pour chaque paire de lignes, selon la formule:

$$d = \frac{\lambda}{2 \sin \vartheta}$$

dans laquelle λ représente la longueur d'onde de la radiation employée. Ces valeurs de d sont indiquées pour beaucoup de minéraux dans la littérature radiocristallographique et sont donc facilement comparables, vu qu'elles sont indépendantes du diamètre de la camera et du type de radiation. Pour la plupart des minéraux métallifères, G. Alan Harcourt (1942, lit. 1) a donné un résumé très clair des valeurs trouvées de d, des intensités évaluées de lignes d'interférence correspondantes et de l'ordre des trois plus fortes lignes du radiogramme. Des tables spécialement établies par lui rendent très facile de retrouver les minéraux, même dans les agrégats. Mais on ferait bien de ne pas croire rigoureusement que le nombre des valeurs d données pour chaque minéral, soit complet. Pour la chalcopyrite, par exemple, il fut trouvé, à l'aide de la radiation FeKα un nombre de lignes beaucoup plus grand qu'il ne s'en suit de la calculation de M. Harcourt (voir p. 80).

Des corps isomorphes se distinguent parfois les uns des autres seulement par les dimensions des mailles primitives et, partant, de la constante réticulaire. Cette constante réticulaire (a) est très facile à calculer pour le système cubique (auquel nous avons affaire pour les spinellides et les panabases) d'après l'équation suivante:

$$a^2 = d^2 (h^2 + k^2 + l^2)$$

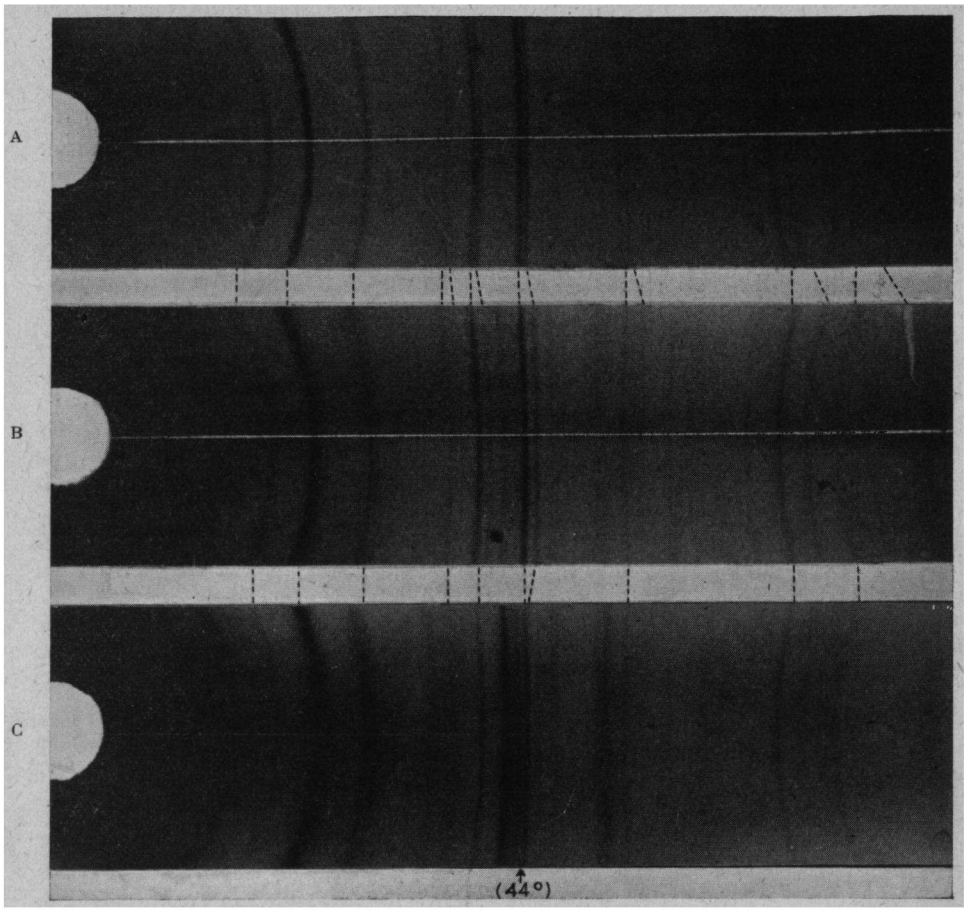


Fig. 2.

Exemples de diagrammes radiocristallographiques de roches poudrées et fractionnées. Radiation: Fe K_α. Exposition: ± 3 heures. Rayon de cercle de la camera: 28.5 mm.

A. Serpentinate maillée à magnétite et à bérésofite. Le système de diffraction spinellide le plus fort est celui de la magnétite. La moitié droite du radiogramme montre une doublure du système spinellide due à la présence d'une chromite. Autres minéraux de la roche éliminés par lavage à la main.

B. Serpentinite à diallage-bastite lavée à la main, puis fractionnée à l'aide de la solution Clerici. Présence de la magnétite et d'une chromite à maille primitive encore plus petite que celle de la bérésofite (chromepicotite).

C. Même poudre que B, mais seulement lavée à la main. Le système de la magnétite est déjà reconnaissable, mais celui de la chromepicotite est encore oblitéré par le diallage en présence prédominante.

Les lignes de diffraction correspondantes de la magnétite et celles des chromites dans les différents radiogrammes son liées par des lignes hachées. Les lignes de diffraction du plan (440) des spinellides sont liées de la même manière et indiquées par les indices.

(Voir aussi p. 30.)

h, *k* et *l* représentant les indices de Miller pour la surface en question. Des calculs de *a* par M. Harcourt pour la tennantite et pour la tétraédrite et des comparaisons avec des calculs faits par nous-mêmes, ont démontré qu'aussi ses valeurs absolues de *d*, pour les corps isomorphes, doivent être traitées avec une grande réserve (voir p. 80).

Pour le calcul de *a* il est nécessaire de savoir à quel plan réticulaire correspond une certaine valeur de *d*. Une fois que le système de diffraction a été reconnu et, par conséquent, aussi le système dans lequel le minéral s'est cristallisé, il est relativement simple de retrouver dans la littérature les indices Miller du plan correspondant avec une des trois plus fortes lignes du minéral. Les „Tables internationales pour la détermination des structures des cristaux" donnent, à côté de beaucoup d'autres moyens de calculer diverses valeurs, des tables complètes des plans réticulaires possibles pour chaque système cristallographique, ainsi que leurs indices. Par là il est possible aussi de déterminer de façon expérimentale à quel plan on a affaire pour un certain *d* d'un corps quelconque d'une série isomorphique dont les termes finaux sont connus. On trouve des données plus détaillées quant à la théorie et la technique photographique chez E. Brandenberger (1945, lit. 24), tandis que B. Brajnikoff (1937, lit. 23) donne un aperçu général des applications dans le domaine pétrographique. Enfin M. Vuagnat (1947, lit. 183) mentionne des résultats obtenus de cette manière dans la détermination des pâtes et des remplissages d'amygdales cryptocristallins de quelques diabases suisses.

A côté de l'identification radiographique nous nous sommes servis — dans le but de distinguer la calcite des autres carbonates — de la capacité de ce minéral de prendre une teinte bleue après un long traitement au $Cu(NO_3)_2$ selon la méthode préconisée par Th. Hügi (1945, lit. 69). Cette méthode est surtout satisfaisante, quand il s'agit de reconnaître les structures des roches carbonatées composées (voir p. 123).

En ce qui concerne les réactions microchimiques avec les minéraux métallifères, le résultat le plus sûr fut obtenu selon les prescriptions de R. L. Parker (1941, lit. 142).

D'ailleurs il est recommandable de faire des réactions identiques avec des minéraux dans lesquels, d'une part, l'élément trouvé se présente certainement et, d'autre part, ne se présente certainement pas, afin de contrôler le caractère spécifique de chaque réaction positive. Ainsi nous avons pu démentir le soupçon que Hg fût présent dans les deux panabases. Ce soupçon avait été causé par la formation d'un précipité noir bleuâtre, sphérolitique ou en microbaguettes divergentes, après l'addition de KCNS et de $Co(NO_3)_2$ à la solution nitrique du résidu obtenu par l'évaporation d'eau régale en contact avec les minéraux. Ce démenti provient des causes suivantes:

1°. Le précipité se présenta déjà lorsqu'on ajouta seulement KCNS.

2°. Aucune réaction spécifique de cuivre, après l'addition de KCNS seulement, fut observée.

3°. Le précipité se produisit aussi après le même traitement de la chalcopyrite pure.

4°. Un mélange de cinabre et de chalcopyrite donna une réaction spécifique de cuivre, quand le traitement était identique, ainsi qu'un précipité de baguettes divergentes beaucoup plus bleu et plus prononcé quand on ajoutait $Co(NO_3)_2$.

La perle à borax s'est trouvée la plus satisfaisante pour démontrer Cr dans des oxydes. Le magnétisme des minéraux métallifères, finalement, fut examiné à l'aide d'une aiguille fortement aimentée suspendue à un cheveu, comme l'a recommandé M. Niggli (1946, lit. 131, p. 98).

C. Description des types structuraux.

Types 1: Roches ultrabasiques massives (mafitites massives).

Type 1a: Serpentinites et chloritites.

Ce type comporte les roches sans textures nettement orientées, constituées pour plus de 50 % vol. de serpentines et de chlorites. Vu que ces deux minéraux appartiennent à un seul groupe dont il est souvent très difficile de faire une distinction nette entre les différents membres, nous avons réuni les serpentinites et les chloritites en un seul type. W. Lodochnikow (1933, lit. 91) donnait à ces roches serpentineuses le nom de „serpentinite", qui fut accepté e. a. aussi par S. Matthes (1940, lit. 125). A mon avis, ce nom est préférable à celui de serpentine, parce que celle-ci possède un homonyme minéralogique.

A l'oeil nu. Les serpentinites sont presque toujours des roches aphanitiques, de couleur gris foncé ou vert herbe, avec des veinules blanches, verdâtres ou rougeâtres de chrysotile dont les fibres sont disposées verticalement aux parois des veines. Ces veinules peuvent atteindre une épaisseur de quelques centimètres et ont souvent des inclusions de serpentinite qui sont traversées par les ramifications secondaires des veinules. J'ai rencontré, par endroits, de la serpentine noble sous forme de lamelles luisantes, tandis qu'il n'était même pas rare de trouver des lits et des nids de fibres d'asbeste orientés parallèlement aux parois. Ensuite peuvent se présenter à l'oeil nu des cristaux de diallage lamellaire à éclat plus ou moins métallique (*d* max. 6 cm.). Celui-ci faisant défaut, nous rencontrons souvent une hornblende moins large et brune ou verte allant au vert émeraude, pouvant faire place à son tour à des feuillets de chlorite incolore ou d'un vert clair luisant. Enfin, il se peut aussi qu'on trouve dans une masse serpentineuse aphanitique des petits octaèdres noirs d'une spinellide qui ne sont perceptibles qu'avec la loupe.

A l'endroit où la surface de la roche n'est pas formée par une cassure fraîche, elle est presque toujours brun jaune ou rouge brun foncé et rugueuse de structure. Un système de cannelures se croisant presque verticalement y est parfois sorti par l'érosion. La croûte d'altération superficielle brun jaune reste principalement liée à la serpentinite à spinellide et à diallage-bastite, la nuance rouge brun foncé reste en grande partie restreinte aux serpentinites à hornblende. Dans les deux cas, les cristaux perceptibles à l'oeil nu, ne participent pas à la formation de la croûte ou seulement à la variété rouge brun et par conséquent, ils sont merveilleusement sortis par l'érosion. Toutes ces qualités ensemble font que la serpentinite-chloritite est une roche facilement reconnaissable de loin, de même la désagrégation en blocs ou en pyramides limitées de surfaces quasi-planes, correspondant aux diaclases de la roche affleurante.

Au microscope. (Voir Pl. I, fig. 1).

Eléments principaux:

Serpentines. La grande majorité de la pâte micro- et parfois même cryptocristalline des serpentinites est formée par l'antigorite développée en rubans et en taches incolores, jaunâtres ou verdâtres à biréfringence relativement faible ($n_g - n_p = 0{,}008$). Dans la serpentinite vert herbe à spinellide prédomine la structure maillée formée par des rubans à centre isotrope et aux bords de cristaux allongés — arrangés transversalement — d'*α*-serpentine [1]) (cette structure a été définie par A. Lacroix (1893, lit. 88, t. I, p. 425), puis plus spécialement par H. Tertsch (1921, lit. 178, comme „Fensterstruktur") et par S. Matthes (1940, lit. 125, pp. 87—92). Les rubans et les veines sont piquetés d'une poussière opaque à grain extrêmement fin, probablement formée par de la magnétite. A l'intérieur des mailles se trouvent de plus grands cristaux quasi-idiomorphes de spinellide ou des lacets de grains parallèles aux mailles et aux veines, accompagnés d'agrégats fibro-lamellaires de γ-serpentine qui montrent souvent une grande différence de relief entre n_g et n_p, — les trois directions étant incolores — et à biréfringence parfois élevée ($n_g - n_p = 0{,}033$). Evidemment nous avons ici affaire à de l'antigorite ou à du talc pseudomorphosant une olivine riche en Mg ($5\,SiO_2 + 3\,Mg_2SiO_4 + 2\,H_2O \rightarrow 2\,H_2Mg_3Si_4O_{12}$). Les contours court-prismatiques à terminaisons bipyramidales plaident en faveur de cette origine. Par endroits le talc est remplacé par une chlorite verdâtre à zone principale négative ou par une substance isotrope ou semi-isotrope jaunâtre où flottent des fibres et des lamelles minuscules faiblement biréfringentes. Certains paquets d'antigorite font penser par leur forme et leur développement aux pseudomorphoses bastitiques d'un minéral de la famille des pyroxènes. Toutes ces structures sont traversées par des veines de γ-serpentine relativement épaisses, ainsi que, quoiqu'à une échelle beaucoup plus petite, par des veinules souvent dendritiques de xylotile ou de limonite. Nous entendons ici par bastite toutes les pseudomorphoses serpentineuses de pyroxène. (Voir Pl. I, fig. 2.)

A mesure que la couleur vert herbe de la roche se dissout en taches sur un fond vert-noir, contre lequel des reliquats de diallage commencent à se détacher, la structure maillée de l'antigorite est remplacée par des structures moins régulières, variant d'une structure en grille d'après Cornelius, à une structure „calcédonieuse" de Lacroix ou à une structure „fibreuse" de G. Choubert (1936, lit. 32, p. 67). Le minerai finement réparti dans les rubans d'antigorite et de chrysotile subsiste, mais les plus grands cristaux de spinellide deviennent rares ou font place à une spinellide à noyau brun translucide. La bastite pseudomorphosant un pyroxène à clivage distinct et serré // l'axe c du cristal se met de plus en plus en avant. Aux débuts de ce procédé se poursuivant selon l'équation:

$$3\,CaMgSi_2O_6 + 2\,H_2O + 3\,CO_2 \rightarrow H_4Mg_3Si_2O_9 + 4\,SiO_2 + 3\,CaCO_3,$$

se présentent de petites taches éparses de la bastite dans le diallage (cf. Pl. I, fig. 2). Il s'y présente également des structures arborescentes, des structures en éventail et en „accordéon", ces dernières étant souvent accompagnées par une biréfringence élevée ($n_g - n_p = 0{,}021$), indiquant une

[1]) L'*α*-serpentine est une serpentine avec l'axe *g* perpendiculaire à la zone principale du cristal (donc à signe d'allongement négatif (cf. H. Tertsch, 1921, lit. 78).

espèce de vermiculite. Dans les variétés riches en mica et en hornblende la serpentine se relègue de plus en plus au second plan en faveur de la chlorite, d'une substance quasi-isotrope et dans une mesure subordonnée aussi du feldspath.

Chlorites. Comme nous venons de le dire, les minéraux de cette famille sont très difficiles à déterminer en la présence de serpentines (avec lesquelles ils peuvent former des séries de corps isomorphes), à moins que ne se montrent les teintes de polarisation anomales bleu-violet et brunes à forte dispersion de bissectrices ($n_g - n_p < 0{,}005$). En même temps il faudra compter la plupart des agrégats écailleux à signe d'allongement négatif aux chlorites. J'ai trouvé dans une serpentinite du verrou glaciaire du cirque de l'Infernet (Pas des Escombailles) un paquet de lamelles d'un vert luisant ayant environ 2 cm. de long et 1 cm. de large, se prêtant bien à un examen individualisé.

A l'oeil nu.	*Sous le microscope.*
vert bouteille, transparent	n_p, n_m: incolore; n_g: verdâtre
lustre soyeux ou verreux	$n_p = 1{,}569 < n_m = n_g < 1{,}595$
clinorhombique	$n_g - n_p < 0{,}015$; C_z: négatif
lamelles selon (001)	P.A. = (010); $+ 2V = 20 - 41°$
flexible, non-élastique	clivage et maclage // c
$D_u = \pm 2\frac{1}{2}$; $D_e < 2{,}8$	$g \pm \perp$ (001): pseudo-orthorhombique
taches brunâtres de l'hydroxyde de fer	inclusions: granules semi-opaques.

Les propriétés susmentionnées correspondent à celles du clinochlore. Selon les données de A. N. Winchell (1933, lit. 185, vol. II, pp. 279—285), nous avons ici affaire à un clinochlore pauvre en fer dont la formule est composée ainsi:

0—10 mol. % Fe-Ant ($H_4Fe_3Si_2O_9$),
0—10 mol. % Dt ($H_4Fe_2Al_2SiO_9$),
50—40 mol. % Ant ($H_4Mg_3Si_2O_9$),
50—40 mol. % At ($H_4Mg_2Al_2SiO_9$).

Ch. Lory (1852/54, lit. 95) a fait déjà mention d'une pennine du Tabor et des Lacs Robert, constituée de 16 % Al_2O_3, 32 % SiO_2, 6,5 % FeO, 32,5 % MgO, 12 % H_2O et en plus quelque chrome lequel causerait la couleur émeraude. Il est évident que A. Lacroix (1893, lit. 88, t. I, p. 382) parle du même minéral lamelleux vert foncé de la serpentine des Lacs Robert et qu'il a appelé „clinochlore". Enfin c'est G. Choubert (1936, lit. 32, p. 75) qui fait aussi mention d'un „clinochlore lamelleux magnésien du Tabor". Il serait donc bien possible que bien des veinules qui traversent la serpentinite et qui ont une structure lamellaire à signe d'allongement négatif et une biréfringence autour de 0,008, soient formées par le clinochlore et non par la prochlorite. Si la biréfringence s'élève vers 0,013 — comme c'est le cas pour certaines veines dans la serpentinite à structure maillée — il peut y avoir aussi l'amésite. La même chose s'applique aux agrégats lamelleux à signe d'allongement négatif qui pseudophormosent la hornblende dans les serpentinites riches en hornblende. C'est là que la biréfringence peut tomber à des valeurs anomales en laissant le choix entre la pennine positive et la ripidolite (cf. Pl. III, fig. 2). Des couleurs d'un brun verdâtre et d'un brun jaune dominent ici, sans qu'il y ait question de pléochroïsme. Finalement

la prochlorite peut se présenter en lamelles à signe d'allongement négatif groupées en éventail (n_p: vert clair, n_g: brun pâle ou incolore). La vermiculite à signe d'allongement positif et à structure en accordéon — comme nous venons de la présenter sous l'entête „serpentines'' — existe intimement associée à des agrégats verdâtres semi-isotropes et avec des veinules de xylotile, ce qui semble indiquer l'existence primitive de la biotite dans la serpentinite riche en chlorite (n_g: vert brun clair, n_p: légèrement jaune). En effet, on trouve çà et là dans cette structure-ci encore des paquets de mica à inclusions de granules semi-opaques (n_g: glauque, n_p: jaune doré). Nous avons vu que la chlorite est un élément important surtout des variétés riches en mica et en hornblende du type 1a. Des chlorites riches en Mg et en Al, comme le sont le clinochlore, l'amésite, la prochlorite et la vermiculite se présentent ou en veinules postérieures ou en association intime avec des micas. On trouve la pennine ou la ripidolite, qui contiennent un peu plus de fer, principalement en association avec la hornblende dont les bords sont toujours complètement décolorés. La chlorite aux teintes de polarisation anomales peut intervenir localement dans les serpentinites aux spinellides et à diallage-bastite, seulement dans une concentration tellement forte qu'il faut parler de chloritite au lieu de serpentinite. Ces parties de chloritite représentent peut-être des inclusions ou des veines de hornblendite ou de biotitite tout à fait transformée. $d_{max} = 2$ cm. Quantité: 50—95 % vol.

Eléments atypiques:

Diallage. S'il y a du pyroxène le clivage net et serré // (100) caractéristique du diallage est fréquemment un phénomène frappant. Si celui-ci semble faire défaut, la biréfringence est de beaucoup plus faible et l'extinction parallèle par rapport au clivage moins accusé // (010). La figure d'interférence nous révèle alors que nous avons rencontré une section // (100) et ceci à peu près perpendiculaire à un des axes optiques. Dans un diallage formant des lames de clivage parallèles à la face (100), cette section est par sa nature moins rare que dans les autres pyroxènes. Le contrôle susmentionné, ainsi que celui fait sur les valeurs de n, peuvent nous préserver de conclure par mégarde à la présence du pyroxène orthorhombique ou à celle de la bastite. Le diallage va d'incolore au glauque. (Pour ses propriétés physiques et chimiques voir le type 3a: le gabbro à diallage). Il montre parfois des inclusions lamellaires, selon le plan de clivage (100), bien connues du diallage, qui sont formées probablement par le même minéral que les bords et les inclusions de hornblende se rencontrant fréquemment. Il est aussi possible que le diallage soit entouré directement — c-à-d. sans l'intervention de la hornblende brune — par des couronnes ou des queues d'aronde de hornblende trémolitique, accompagné le plus souvent d'un broyage des bords du diallage. La hornblende colorée ne joue pas de rôle important dans ce processus, par opposition à la chlorite et à la serpentine qui forment toujours les milieux où se trouvent de telles auréoles de hornblende trémolitique. Nous apercevons en même temps une torsion et un broyage des dits individus de diallage dont les cassures et les cavités sont remplies de hornblende trémolitique et de chlorite. Cette structure reste principalement restreinte aux veines ultrabasiques qui passent aux diallagites et aux diallagite-pegmatites par une augmentation progressive de la quantité et de la grandeur des cristaux de diallage. Les cristaux de diallage de cette structure montrent d'ordinaire un caractère de reliquat à bords corrodés, du moins s'il n'y a pas eu lieu une bastitisation complète. Les lamelles de bastite selon (001) y prennent alors

la place des lames de clivage selon (100) du diallage, de sorte que la structure lamellaire des sections de la zone [100] est maintenue et qu'on dirait qu'un seul cristal de diallage est pseudomorphosé par un seul cristal de bastite, comme le prétend M. Winchell (1933, lit. 185, vol. II, p. 281). L'extinction oblique est remplacée dans ce processus via une extinction ondulante de l'agrégat bastite-diallage par l'extinction parallèle de n_g et n_m dans le plan (001) de la bastite. Des valeurs peu élevées de n et un clivage serré parallèle à l'allongement servent alors à la distinction du diallage resp. du pyroxène orthorhombique. La bastitisation des diallages augmente de 0 à 100 % resp. dans les serpentinites à hornblende, les serpentinites à diallage-bastite et celles à plusieurs spinellides et à structure maillée.

$d_{max} = \pm 40$ mm. La quantité varie de 0 à 50 % vol.

Le pyroxène formant des noyaux aux hornblendes de la série: serpentinites à hornblende-hornblendites, a le plus souvent un caractère tant soit peu différent. Il est vrai que nous rencontrons ici aussi bien des sections // (100) et perpendiculaires à l'axe optique, mais les autres sections se passent fréquemment aussi du clivage caractéristique du diallage // (100).

Une nuance d'un rouge clair domine dans toutes les directions. C'est la même diopside contenant peut-être quelque manganèse (Schefférite?) que nous avons trouvé dans le type 1c. Ce pyroxène contient également des inclusions brunes ressemblant à la hornblende, avec $2V = 90°$ et $n_g - n_m = 0{,}0143$, et est souvent bordé de la même hornblende, associée au pyroxène selon la face (010). Enfin nous avons appelé déjà auparavant l'attention sur l'association fréquente de chlorites (sous forme de veinules, de bords et de taches) au sein et autour des noyaux de pyroxène avec ou sans l'intervention d'enveloppes de hornblende décolorés, tantôt intégralement tantôt partiellement, et transformées en hornblende trémolitique (cf. Pl. III, fig. 1, 2).

$d_{max} = 1$ mm. Quantité 0,5 % vol.

Hornblende. Si ce minéral se rencontre au sein des serpentinites-chloritites, cela arrive presque toujours avec une forte tendance à constituer l'élément principal. Aussi les transitions graduelles à la hornblendite, sont-elles nombreuses surtout aux faciès veineux des types 1. La couleur principale pour n_g est tantôt rouge-brun, tantôt brune ou quelquefois d'un vert brunâtre; n_m est brun terne et n_p est le plus souvent tantôt incolore tantôt brunâtre ou jaunâtre; $n_g \wedge c = 8—13°$; $-2V = 78°$; $n_g - n_p = 0{,}0335$.

C'est la même hornblende barkévikitique du type 1c.

L'idiomorphisme est rare, par suite de la corrosion effectuée par des agrégats de hornblende ou de chlorite, qui ont causé des cavités de résorption. Les inclusions pulvérulentes opaques et semi-opaques sont aussi très fréquentes et concentrées de préférence le long des bords et dans les cassures ou fissures. Les grains et les lamelles ou baguettes plus grandes sont de la magnétite et il est probable que la matière semi-opaque plus fine est principalement formée par un minéral titanifère. Ces formations sont souvent accompagnées par des bords et des veinules de chlorite et de serpentine qui peuvent se mettre tellement en évidence qu'on dirait que la hornblende soit transformée, à partir de l'intérieur, en laissant seulement quelques lamelles de clivage et quelques parties périphériques. Parfois même ce processus s'est avancé de telle façon qu'on ne peut reconnaître dans l'amas de chlorite-serpentine qu'une configuration des grains (semi-)opaques simulant un „ghost" de

hornblende. Cela est moins fréquent lors de la décoloration et la trémolitisation des bords de la hornblende — nous en parlerons plus tard sous la hornblende trémolitique — où le fer a migré principalement dans la limonite et la chlorite ferrifère. Il est évident que le pyroxène est également corrodé par la chlorite, car, à un certain endroit on peut constater qu'une veinule de chlorite s'était insinuée entre celui-ci et son enveloppe de hornblende et résorbait à la fois et la hornblende et le pyroxène. Aussi les inclusions de hornblende dans le pyroxène sont-elles souvent intactes et évidemment plus réfractaires à la chloritisation ou la serpentinisation. Nous venons de parler ci-dessus d'une chloritisation de la hornblende „à partir de l'intérieur". En effet, dans certaines plaques minces, le cours de ce processus peut être poursuivi via la chloritisation des noyaux de pyroxène, montrant souvent quelquepart un hiatus dans leur enveloppe de hornblende. Une enveloppe *complète* de hornblende a évidemment protégé le pyroxène contre la chloritisation et la serpentinisation. La décoloration de la hornblende ne coïncide pas, au début, avec des différences dans les autres qualités optiques.

Lorsque une tige de hornblende se dissout à son extrémité décolorée dans une „queue d'aronde" de fibres plus minces, se terminant en pointes, la biréfringence est souvent un peu diminuée, ainsi que l'angle de l'extinction de n_g par rapport à l'axe cristallographique *c*. Ces agrégats de hornblende trémolitique peuvent être constitués d'éléments tellement menus et prévaloir de telle façon, qu'ils forment, pour ainsi dire une texture enchevêtrée, où flottent des épaves de hornblende d'orientation quelconque. Des veinules de chrysotile traversent finalement aussi la hornblende et ses produits de transformation.

$$d_{max} = 5 \text{ mm. Quantité } 0 - 50 \text{ \% vol.}$$

Hornblende trémolitique. Celle-ci est incolore ou vert pâle et est un élément fréquent des roches ultra-basiques, apparaissant principalement en association avec la hornblende et avec des pseudomorphoses de pyroxène. L'ordre des dimensions des fibres est de beaucoup inférieur à celui de la hornblende brune ou brun verdâtre, autour desquelles elles forment souvent une sorte d'auréoles. Le passage en est souvent fait par une zone périphérique fortement décolorée de la hornblende, qui pourrait être expliquée par une diminution progressive de la teneur en fer vers l'extérieur sous l'influence de quelque processus de lessivage.

En effet, la hornblende fibreuse en question est pauvre en fer: $n_g \wedge c_{max} = 19°$, n_p: toujours incolore, tandis que n_g n'apparaît jamais sous une couleur plus foncée qu'un verdâtre pâle. Dans les interstices des dites auréoles de hornblende trémolitique se rencontre presque toujours un amas chloritique faiblement biréfringent à réfringence élevée et montrant des taches et des veinules limonitiques dont résulte nettement l'enrichissement en hydroxyde de fer de la solution aqueuse. La trémolite se présente en des quantités secondaires dans presque toutes les serpentinites, le plus souvent sous forme d'agrégats d'éléments orientés quasi-parallèlement.

$$d_{max} = 2 \text{ mm. Quantité: } 0 - 25 \text{ \% vol.}$$

Talc. Ce minéral se présentant en faciès finement écailleux, ne peut être reconnu qu'à sa biréfringence élevée par rapport aux minéraux du groupe des chlorites. Il se rencontre dans certaines mailles d'antigorite, pseudomorphosant probablement l'olivine et ensuite aux plans de clivage et aux cassures des pyroxènes transformés entièrement ou partiellement en bastite. Si le minéral

prend fortement le dessus, c'est toujours dans des roches ou au milieu de roches ayant une schistosité prononcée.

$d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: 0 — 5 % vol.

Granules semi-opaques. Ceux-ci sont indéterminables au microscope et se présentent surtout aux variétés riches en hornblende brune et en chlorite. La réfringence et la biréfringence extrêmement fortes des granules prêtent un aspect semi-opaque à leurs agrégats, où une coleur d'un blanc sale de la lumière réfléchie rappelle dans la plupart des cas un minéral titanifére. Ils atteignent leur plus grande propagation là où la hornblende brune a été transformée en chlorite ou qu'elle en a été corrodée. Parfois ils sont entourés d'une matiére isotrope et incolore, aux bords réguliers, renfermant des particules de minerai et ceci dans une association tellement intime qu'on peut penser avoir affaire au leucoxène. La possibilité qu'il se présente quelquefois un corps de la série isomorphique d'épidote-clinozoïsite ou de la sidérose dans une répartition fine, doit être envisagée aussi.

$d_{max} = 0{,}01$ mm. Quantité: 0—10 % vol.

Eléments accessoires:

Ilménite. La présence d'agrégats de leucoxène et de minerai bordé d'une matière isotrope dont les sections rappellent celles du rhomboèdre, justifie la supposition que l'ilménite a été un élément primitif des hornblende-chloritites.

Hématite. Des bords translucides rouge brun foncé qui entourent des éléments opaques peuvent viser à l'oxydation de la magnétite.

Limonite. Il faut ranger parmi le groupe des hydroxydes de fer, la plupart des veinules dendritiques et des agrégats lamelleux d'une couleur rouge-brun clair, translucides, appartenant à l'association de hornblende-chlorite et qui, en sortant de façon polypeuse du dernier minéral mentionné, s'insinuent dans les fissures et les cassures de la hornblende.

Spinellides. C'est déjà à l'oeil nu qu'on pouvait observer de petits octaèdres foncés qu'on croyait être des spinellides. Au microscope on peut distinguer nettement deux générations de spinellides dont la première consiste en cristaux plus grands, plus ou moins idiomorphes ($d_{max} = 0{,}5$ mm.) ou en lacets d'individus dont les sections montrent des formes carrées et rhomboïdales, tandis que la deuxième génération consiste en agrégats xénomorphes et en petits lacets. La première génération reste bornée aux serpentinites à structure maillée et aux serpentinites pauvres en diallage et en hornblende. Elle se montre entre les mailles d'antigorite et en association avec du talc et de la bastite qui remplissent ses fissures et ses cassures et qui l'ont même localement corrodée. Dans la serpentinite à structure maillée elle est opaque, parfois avec des bords rouge brun sombre, translucides. Dans les variétés pauvres en diallage et riche en bastite, elle est le plus souvent construite d'un noyau brun jaunâtre foncé à bords et lamelles opaques (voir fig. 4 B). Les noyaux d'un brun jaunâtre foncé rappellent fortement les descriptions de la picotite, tandis que leurs structures semblent indiquer la métasomatose ou la liquation. La deuxième génération consiste en magnétite et se rencontre partout entre les lamelles et les fibres du réseau d'antigorite, des veines de chrysotile, des taches de bastite et de talc et finalement aussi dans les veinules de chlorite, aux sinuosités de la hornblende; en un mot, principale-

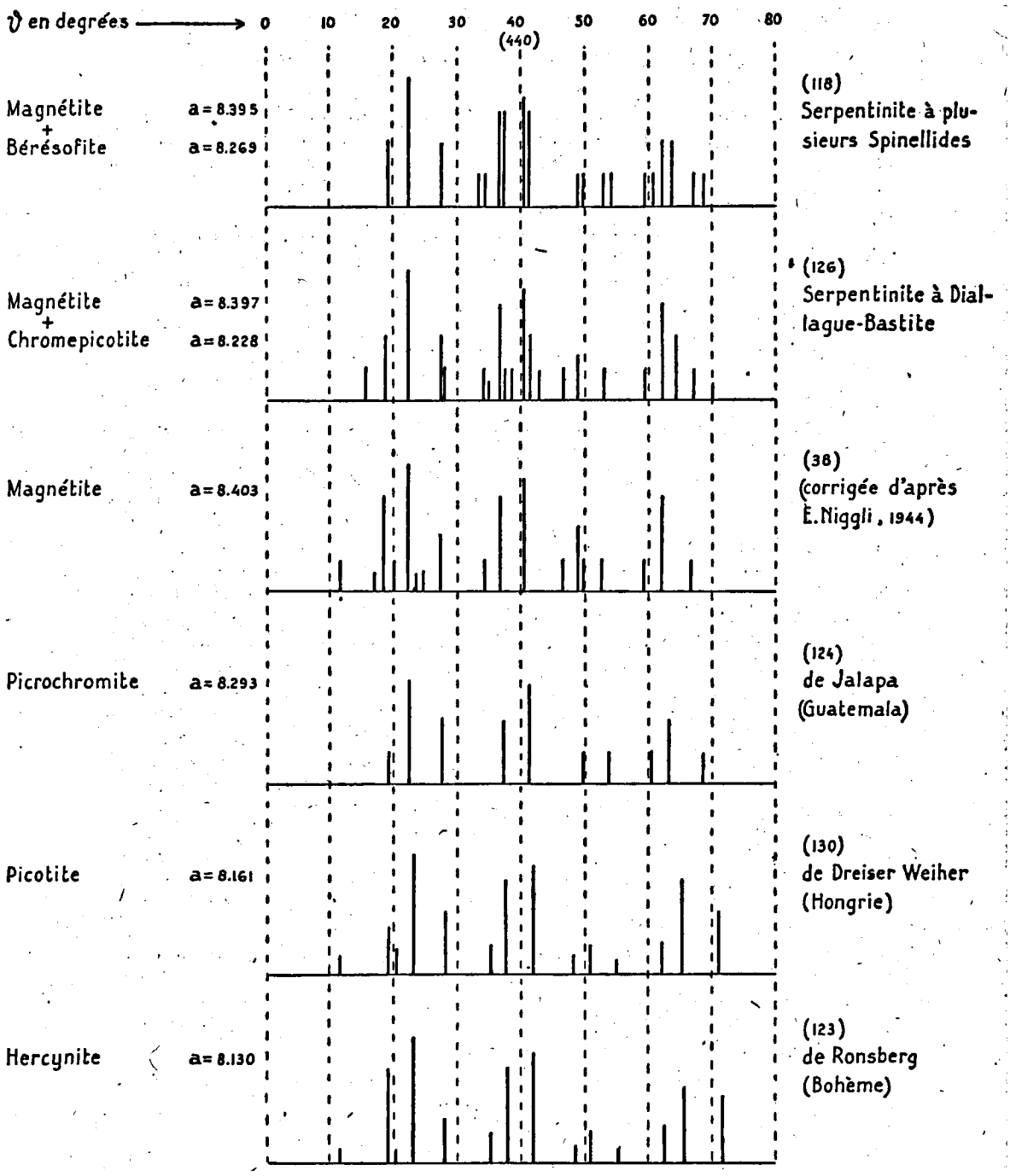


Fig. 3.

Diagramme des angles de rencontre (ϑ) de la diffraction radiocristallographique aux principaux plans réticulaires de quelques spinellides. Les spectres composés sont pris à du matériel provenant des Lacs Robert. La hauteur des lignes représente l'intensité relative des lignes de diffraction, évaluée au radiogramme.
(Voir aussi fig. 2 et chap. I, B, p. 19).

ment liée à des pseudomorphoses où se dégage du fer, p. e. selon l'équation:

$$\underset{\text{olivine}}{(Mg_3Fe)\,Si_2O_8} + 2\,H_2O \rightarrow \underset{\text{antigorite}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + FeO.$$

L'un et l'autre m'amenaient à la conviction qu'une étude plus approfondie de ces spinellides pourrait apporter peut-être quelque lumière sur leur composition, leur miscibilité et leur association, ainsi que sur le régime des températures qui se sont présentées lors de la formation et des transformations ultérieures de ces roches-là.

A cet effet j'ai préparé d'abord selon le procédé décrit au § B. (p. 18) des poudres concentrées de la fraction lourde et ceci d'une serpentinite à structure maillée et d'une serpentinite à diallage-bastite, contenant l'une et l'autre les deux générations de spinellides. De ces deux poudres ont été fait des radiogrammes suivant la méthode de Debye—Scherrer à radiation Fe K_α et avec une camera photographique ayant un rayon de cercle de 28,5 mm. Les deux radiogrammes sont reproduits dans la fig. 2, leurs diagrammes des angles ϑ sont imprimés au bout supérieur de la fig. 3.

Ils montrent le système de diffraction d'un réseau spinellide dont les lignes en dépassant une valeur pour ϑ de 25 à 30° sont doublées. Un tel radiogramme étant composé de deux systèmes identiques à constantes réticulaires différentes, mais ayant à peu près les mêmes intensités relatives des lignes, ne peut être que la révélation de la présence d'un type structural cristallographique dans le réseau de laquelle des mailles primitives de différentes dimensions sont possibles par la diadochie d'atomes ou d'ions à rayon divergent. En l'espèce, ce sont deux spinellides différant au point de vue chimique qui, du moins sous les rapports actuels de pression et de température dans la roche, ne peuvent évidemment pas entrer en solution solide. La distance entre deux lignes correspondant au même plan des deux réseaux dépend des constantes réticulaires et augmente proportionnellement à la valeur de l'angle ϑ. En comparant les radiogrammes 118 et 126 dans les fig. 2 et 3 nous constatons au premier coup d'oeil la présence d'au moins trois différentes spinellides dans les deux roches. La spinellide ayant la plus grande maille (et constante réticulaire) et par conséquent, montrant les valeurs les plus petites de ϑ, est la même dans les deux roches. Le calcul de sa constante réticulaire par rapport à la ligne de diffraction correspondant au plan (440), donne des valeurs de 8,395 à 8,397 U. Å. Ces valeurs correspondent le mieux avec celles citées dans la littérature radiocristallographique pour la magnétite et la franklinite. C'est ainsi que donne le système de Dana (1944, lit. 18, p. 698) pour la magnétite: $a = 8{,}374$ et pour la franklinite 8,403; R. G. Wyckoff (1935, lit. 186, p. 291) pour la magnétite: $a = 8{,}37_0$ et H. Strunz (1941, lit. 163, p. 96) pour la magnétite: $a = 8{,}40$—8,41. Par surcroît j'ai reproduit sous le no. 38 le ϑ-diagramme d'une magnétite de la collection du Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie à Leyde, après en avoir éliminé quelques impuretés par comparaison avec le ϑ-diagramme donné par E. Niggli (1944, lit. 130, p. 261). Les trois systèmes de diffraction sont en pleine concordance en ce qui concerne les lignes à plus grandes intensités. J'ai trouvé pour a une valeur variant de 8,395—8,403. Par réaction microchimique je pouvais constater que la fraction lourde de ces serpentinites ne contient pas de Fe sous forme de sulfure et même aucune trace de Mn, de sorte que la franklinite est à supprimer comme spinellide y étant peut-être présente.

Pour la deuxième spinellide au radiogramme 118 j'ai calculé également

par rapport à la ligne de diffraction correspondant au plan (440) — une constante réticulaire $a = 8{,}269$. Suivant le système de Dana (1944, lit. 18, p. 689) ce n'est que la galaxite avec $a = 8{,}271$ qui compterait. Par des essais microchimiques je n'ai pas pu démontrer du Zn dans la fraction lourde, tandis qu'avec la perle à borax le Cr et sur la barre de charbon avec ou sans soude et $Co(NO_3)_2$, l'aluminium et la magnésie se rencontraient. Selon toute probabilité nous avons affaire ici à un corps isomorphe de la série de magnochromite (selon L. W. Fisher) ou de picrochromite (selon E. S. Simpson) ($MgO \cdot Cr_2O_3$; $a = 8{,}29$—$8{,}305$) et de spinelle ($MgO \cdot Al_2O_3$; $a = 8{,}059$—$8{,}10$). En chauffant avec de la soude dans un creuset de platine ce n'est d'abord qu'une partie de la fraction lourde de cette serpentinite qui se fond. Le reste du minerai ne se fond qu'après environ deux heures au chalumeau fort et consiste donc en spinellide chromifère presque pure. Un tel résidu a été attaqué aux réactifs microchimiques et il se trouva qu'il contenait à côté de beaucoup de Cr, Al et Mg, aussi des traces de fer. Il faut donc admettre que outre la diadochie du chrome et de l'aluminium, il se peut aussi que le fer prenne part à la constitution du réseau des chromites magnésiennes. Pour cela entrent en ligne de compte la magnétite ($FeO \cdot Fe_2O_3$), la chromite ($FeO \cdot Cr_2O_3$); $a = 8{,}344$—$8{,}36$), la hercynite ($FeO \cdot Al_2O_3$; $a = 8{,}12$—$8{,}13$) et la magnésioferrite ($MgO \cdot Fe_2O_3$; $a = 8{,}34$—$8{,}366$). Suivant M. Fisher (1929, lit. 47, p. 354) la molécule de magnétite n'est pas miscible sous des conditions normales pour la formation des roches, avec les différentes molécules des chromites, ce qui s'exprime dans la réduction de la chromite pure ($FeO \cdot Cr_2O_3$) aux météorites dans la nature. Au lieu de cela, la magnésioferrite se montre comme un élément fréquent des chromites. En effet, la présence du Fe‴ dans les chromites se trouve être liée à une richesse relative en Mg et à une pauvreté en Cr, tandis que la plupart des chromites non-alumineuses ou pauvres en aluminium, sont riches en magnésie (magnochromite, picrochromite, magnésiochromite). Les constituants éventuels sont par cela limités à $MgO \cdot Cr_2O_3$ et à $FeO \cdot Al_2O_3$ (ou en théorie aussi: $MgO \cdot Al_2O_3$ et $FeO \cdot Cr_2O_3$), ainsi qu'à $MgO \cdot Fe_2O_3$. Pour savoir si le Fe‴ est un élément intégral de la spinellide, nous pouvons faire valoir — suivant G. L. Clark et A. Ally (1933, lit. 33, p. 70) — sa conduite ferromagnétique comme critère. Il est vrai que la majeure partie du minerai total est ferromagnétique, mais, outre cela, il faut considérer que la possibilité est grande que la chromite soit souvent enveloppée d'un manteau de magnétite. En effet, la surface polie sous le microscope à lumière réfléchie verticale, donne une telle image (voir fig. 4 A). Les bords et les squelettes se distinguent par un pouvoir réflecteur un peu plus élevé, et en outre par une pâle coloration brune avec l'eau régale et par une coloration noire avec HCl (1:1) des noyaux chromitiques. Certains grains de chromite ne sont pas, ou seulement très localement, bordés de magnétite. J'ai pu constater en même temps sur la surface polie que l'aiguille aimantée de M. Niggli n'est pas non plus attirée nettement par toutes les spinellides. On peut expliquer le mieux ces effets en admettant que la spinellide formant les noyaux, n'est pas ferromagnétique et qu'elle ne contient donc pas de Fe‴ aux places trivalentes ou seulement dans une mesure fortement inférieure. Le fer sera donc ici représenté principalement aux places bivalentes sous forme de Fe″. MM. Clark et Ally (1932, lit. 33, p. 67) font mention d'une telle chromite provenant du Transvaal ayant une constante réticulaire de 8,267. Celle-ci est constituée en ce qui concerne la valeur de sa constante réticulaire, mais aussi en sa composition chimique, pour les deux-tiers de

chromite pure et pour un tiers de spinelle; mais, il est clair, que la même dimension de la maille primitive peut être atteinte aussi, si, à côté de la chromite et du spinelle, la picrochromite et la hercynite elles aussi prennent part à la formation de la molécule, comme c'est souvent le cas — suivant MM. Simpson (1920, lit. 160, p. 101) et Fisher (1929, lit. 47, p. 355) — pour la plupart des chromites. Un tel diagramme à quatre constituants a été emprunté à Simpson (fig. 5), où les proportions Fe″ : Mg″ et Al‴ : Cr‴ sont données en pourcents moléculaires par le réseau des coordonnées. Il se trouve que le remplacement total de Fe″ par Mg″, diminue la constante réticulaire de 0,05 U.Å., tandis que celui de Cr‴ par Al‴ entraîne une diminution de ± 0,22 U.Å. Cela signifie donc qu'une modification des dimensions de la maille primitive des chromites — effectuée par la diadochie de l'ion trivalent — peut être compensée entièrement ou partiellement par la diadochie de l'ion bivalent, en cas que celle-ci s'écoule au sens contraire. D'autre part

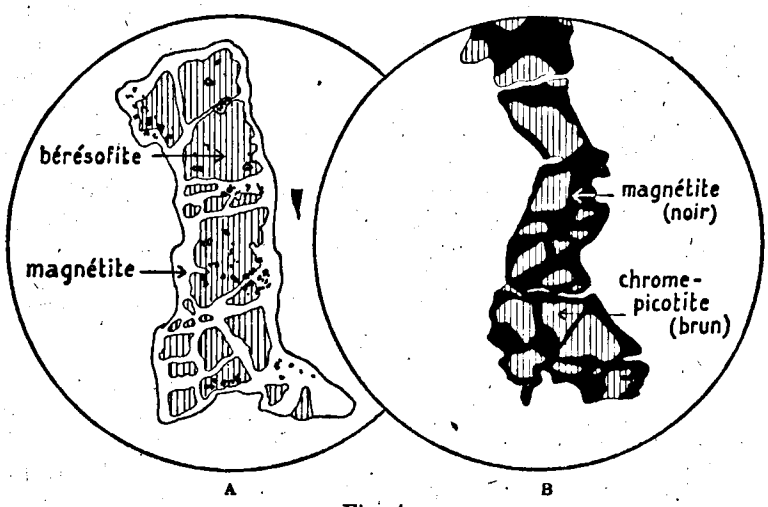


Fig. 4.

Les spinellides chromifères de la 1ère génération dans les serpentinites des Lacs Robert. Bordure et lamelles de magnétite montrant une prédilection pour les faces de l'octaèdre (111). Sans Nicols. Gross. lin. 60 ×.

A. Serpentinite maillée. Illuminateur vertical.
B. Serpentinite à diallage-bastite. Plaque mince.

les chromites ayant la même constante réticulaire, peuvent avoir des compositions chimiques différant quantitativement. Pour préciser la place de la spinellide chromifère inconnue au diagramme à quatre constituants, j'ai lié dans la figure 5 les points pour lesquels la valeur de $a = 8{,}269$. En ce cas la spinellide chromifère recherchée est suffisamment caractérisée par une des deux proportions Fe″ : Mg et Cr : Al. Heureusement la serpentinite à structure maillée se laisse si facilement fractionner que la fraction lourde se prête assez bien à une analyse chimique quantitative. Cette fraction se compose, selon estimation, d'environ deux fois autant de magnétite que de chromite, parce qu'il faut tenir compte du fait que le minerai de la 2ème génération se trouve parfois tellement encombré qu'il fait les grains assez lourds pour entrer dans la même fraction que ceux du minerai de la

première génération. Dans les deux cas on peut évaluer que l'admixtion de serpentine (et surtout la serpentine des veinules postérieures) à la fraction lourde, est plus grande que l'examen sous le microscope binoculaire fait présumer. Celle-ci peut très bien parvenir à des pourcentages vol. de 25 % et encore plus.

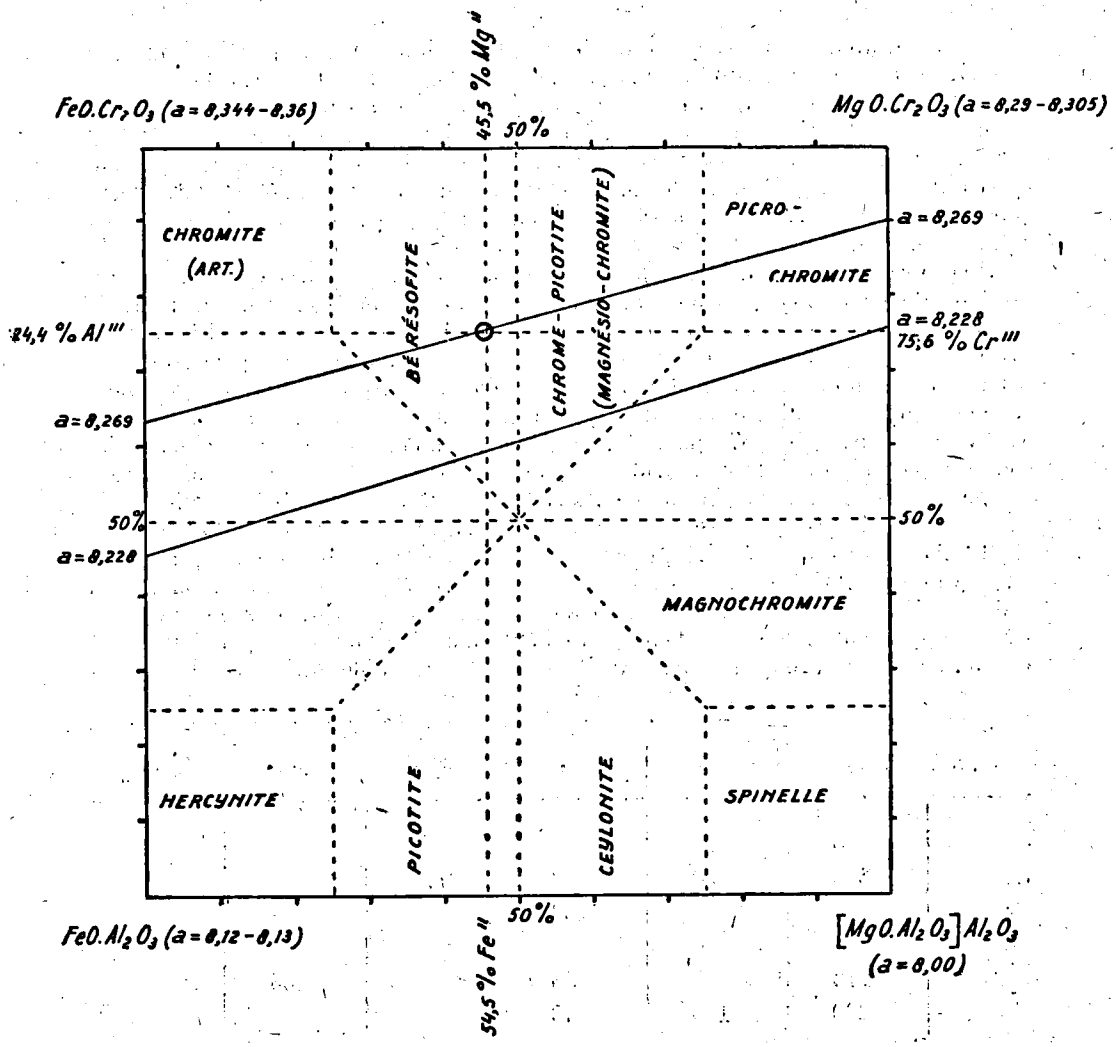


Fig. 5.

Diagramme à quatre constituants des principales spinellides chromifères (chromites), modifié d'après E. S. Simpson (1922, lit. 160). Les coordonnées représentent des pourcents moléculaires. Les points de composition pour lesquels la constante réticulaire (a) = 8,269 et 8,228 ont été liés par deux lignes.

⊙ = Bérésofite d'une serpentinite maillée des Lacs Robert.

Pourcentages pondéraux de la fraction lourde:

SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	TiO_2	tot.
5,68	15,77	10,12	44,26	15,34	9,28	0,00	0,00	100,45

(Analyste: Petrochem. Labor. Leiden).

Si l'on divise ces valeurs suivant la méthode de P. Niggli (1936, lit. 133, p. 298) par les poids moléculaires en question et qu'on les multiplie avec 1.000, on aura les poids équivalents suivants pour les oxydes:

Si	Al	Cr	Fe‴	Fe″	Mg	Ca	Ti
95	310	133	554	213	230	—	—

Tout d'abord on forme avec le Si disponible une serpentine ou une chlorite riche en aluminium, p. e. l'amésite (At) avec la formule: $2\,H_2O\,.\,2\,MgO\,.\,Al_2O_3\,.\,SiO_2$ (ne comportant pour besoin de la cause point de Fe‴). Il reste alors pour la formation de la chromite 40 Mg et 120 Al (voir la table ci-dessous). Ensuite il y a 133 Cr disponible. Comme il résulte de la fig. 5 une chromite aux proportions de Al : Cr = 1 : 1, n'est pas compatible avec la constante réticulaire de 8,269, pourvu que nous admettions qu'une partie du Al entre en solution solide sous forme de γ-Al_2O_3 avec la molécule de spinelle. Selon Rankin et Merwin (cf. lit. 6, p. 243) de pareils corps isomorphes ne se fondent pas au-dessous des 1925°, tandis que les constantes réticulaires de $MgO\,.\,Al_2O_3$ et de γ-Al_2O_3 ne se trouvent pas tellement éloignées qu'un corps isomorphe composé de proportions équimoléculaires produise une différence de plus de 0,05 U. Å. dans la constante réticulaire ce qui modifie peu à l'image de la fig. 5 (cf. E. Kordes, 1935, lit. 87, p. 218). Si nous admettons que la molécule de spinelle participant à la constitution de notre chromite, est par approximation un tel corps isomorphe équimoléculaire, ayant une constante réticulaire de 8,00, nous verrons que p. e. 40 Mg et Fe″ seront en équilibre avec 133 Cr et 43 Al, tandis que 77 Al peuvent être ajoutés aux 65 poids équivalents du spinelle. Pour la molécule entière les pourcentages des ions Mg″: (Mg″ + Fe″) et Al‴: (Al‴ + Cr‴) sont resp. 45,5 et 24,4. Les coordonnées de ces pourcentages se coupent justement sur la ligne pour chaque point de laquelle $a = 8{,}269$, de sorte qu'il soit bien probable qu'on a affaire ici

Poids équiv.		At	Be	Al_2O_3	Mt	Fe_2O_3
Si	95	95				
Al	310	190	43	77		
Cr	133		133			
Fe‴	554				330	224
Fe″	213		48		165	
Mg	230	190	40			
Tot.	1535	475	264	77	495	224
			341		719	
Norme Moléc.		31 %	22 %		47 %	
Mode Evalué (% vol.)		25	25		50	

à une bérésofite (cf. E. Simpson, 1920, lit. 160, p. 101) composée de 41 mol. % chromite, 33 mol. % picrochromite, 14 mol. % hercynite et 12 mol. % spinelle — γ-Al_2O_3 équimoléculaire [1]).

Pour la formation de la magnétite (Mt) il est encore disponible 165 Fe″, où restera 224 Fe‴ qui peut être porté en compte de l'hématite. Vu qu'une pareille quantité d'hématite n'est pas justifiée, ni au microscope, ni par les radiogrammes, ni par la conduite ferromagnétique, il vaut mieux faire entrer ce Fe‴ en tant que γ-Fe_2O_3 ferromagnétique en solution solide avec la molécule de magnétite (cf. E. Kordes, 1935, lit. 87, p. 212). Les normes moléculaires pour At (31), Be (22) et Mt (47) ne se conforment finalement pas trop mal aux pourcents volumétriques de la fraction lourde.

Malheureusement la fraction lourde de la serpentinite à diallage-bastite ne pouvait être traitée de la même façon. Une fraction suffisamment riche en minerai ne se produit qu'après séparation à l'aide de „solutio clerici" dont la quantité disponible n'était pas suffisante à recueillir les matériaux pour une analyse chimique quantitative. J'ai déterminé, il est vrai, par la voie microchimique, que le fer, tant qu'il soit présent, ne se rencontre que sporadiquement. La présence de la magnésie, au contraire, pouvait être démontrée d'une façon convaincante.

La troisième spinellide occupant la place de la bérésofite dans les serpentinites à diallage-bastite et ayant une constante réticulaire encore plus petite ($a = 8{,}228$) contient donc plus de Mg et moins de Fe″ que la bérésofite. Au point de vue magnétique elle se comporte de la même façon. Au diagr. p. 33 la ligne pour $a = 8{,}288$ passe par les domaines de la bérésofite et de la chromepicotite ou de la magnésiochromite. Selon toute vraisemblance, il s'agit donc d'une chromepicotite et, d'après la littérature, il se peut très bien qu'elle soit brune et translucide. La supposition de Fisher (1929, lit. 47, p. 355) que les squelettes opaques qui peuvent se rencontrer aux spinellides brunes translucides, s'appuient sur la liquation d'admixtions en solution solide, ne se trouve pas affirmée par l'examen de la surface polie au microscope à lumière réfléchie verticale (cf. fig. 4 A et B). Les bords et les squelettes de magnétite accompagnent aussi la chromepicotite. Selon toute probabilité la bérésofite et la chromepicotite étaient les spinellides de la première génération. Suivant les nouvelles interprétations physico-chimiques, les chromites (par opposition à la magnétite qui peut cristalliser encore à températures très basses à partir de fusions polyphasées) appartiennent en effet aux premiers produits de cristallisation du magma ultrabasique. La deuxième génération est composée de magnétite pour laquelle le fer était libéré par la transformation de l'olivine et du pyroxène en serpentine et en talc (pour l'équation des réactions voir p. 23). Par de pareilles solutions ferrifères les spinellides de la première génération sont sans doute elles aussi devenues instables, corrodées et entourées localement par une couche de magnétite. Des cassures, des fissures et aussi des canaux étroits entre les individus originaux ont été remplis avec de la magnétite ou avec de la serpentine, de sorte que des lacets de cristaux de chromite donnent maintenant l'aspect de cristaux allongés à squelettes transversaux de magnétite. La teneur en fer des chromites n'est d'ailleurs pas de la sorte que la liquation de la magnétite aurait été possible à un tel degré. De

[1]) Ces pourcentages sont égaux aux superficies des rectangles qui sont isolées en diagonale par les coordonnées en face du sommet en question.

toutes les reliquats d'un faciès à température et pression plus élevées dans les serpentinites, ces chromites sont les plus marquants et par leurs cuirasses de magnétite ils ont été évidemment sauvegardés le mieux. Le fait qu'elles manquent aux variétés riches en hornblende, donne une forte indication quant au caractère en grande partie primaire de la hornblende, puisque celle-ci est stable à température et pression plus basses que la plupart des chromites, des olivines et des pyroxènes.

Enfin, j'ai ajouté à la figure 3 les ϑ-diagrammes d'une picrochromite de Jalapa (Guatemala) et d'une hercynite de Ronsberg (Bohème) — tous les deux provenant des collections du Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie à Leyde — ainsi que d'une picotite de Dreiser Weiher (Hongrie) cédée avec bienveillance par M. le Dr P. Kruizinga des collections de l'Instituut voor Mijnbouwkunde van de Technische Hogeschool à Delft. La hercynite de Ronsberg a été analysée par Quadrat (cf. lit. 18, p. 692) et elle ne comporte pas de Cr et pratiquement pas de Mg ($a = 8{,}13$). Au radiogramme de la picrochromite ce sont seulement les lignes les plus fortes qui sont encore vaguement discernables. Cela doit être attribué à une teneur en chrome excessivement élevée, disséminant fortement la radiation Fe K_α ($a = 8{,}29$). C'est pourquoi il est impossible d'évaluer d'une façon un peu exacte, les quantités relatives en spinellide chromifère au radiogramme Fe K_α. Ce que l'on voit bien, c'est que la picotite de Dreiser Weiher ($a = 8{,}19$) contient beaucoup moins de Cr que notre chromepicotite du diagramme 126. Aussi son caractère opaque fait-il présumer une teneur en Fe″ plus élevée que ne contient la chromepicotite brune translucide.

Quantité des chromites: 0— 5 % vol.
id. de magnétite: 5—10 % vol.

Structure: compacte; lépido-fibroblastique à „reliquats" porphyroïdes et granuleux; plastèse et clastèse des porphyroïdes.

Texture: massive, de part et d'autre légèrement linéaire.

Succession et principaux accidents des minéraux:
chromite → magnétite,
olivine? → antigorite + magnétite,
diallage → bastite + épidote-clinozoïsite,
hornblende → chlorite + trémolite + semi-opaque.

Type 1b: Diallagite-Bastitite.

Ce type peut être dérivé des variétés riches en diallage-bastite du type 1a par l'augmentation du diallage ou de ses pseudomorphoses bastitiques jusqu'à plus de 50 % vol. Outre d'assez larges parties ayant un diamètre de quelques mètres, se rencontrant le plus souvent dans la zone où le complexe basique avoisine l'ultrabasique, elles forment aussi des veinules larges de quelques cm. dans les roches du type 1a.

A l'oeil nu. Le développement du diallage est presque toujours de grain grossier, parfois même pegmatitique et montre le plus souvent une couleur verdâtre submétallique. Parfois il est en même temps moins dur qu'on pouvait s'y attendre et se laisse rayer avec l'ongle. Dans ces cas-là la bastitisation a avancé relativement loin. Comme pâte se présente une masse aphanitique verdâtre ou violacée. Voir Pl. VI, fig. 1.

Au microscope.

Eléments principaux:

Diallage. Pour la description plus ample de ses qualités, de son habitus et de ses transformations, on est renvoyé aux types 1a et 3a. Des couleurs rougeâtres se présentent ici à côté de couleurs verdâtres et grisâtres. Les pseudomorphoses ouralitiques se distinguent nettement des bordures et des inclusions brun foncé par un pléochroïsme moins prononcé avec n_g: vert et $n_m = n_p$: vert pâle. Au lieu des enveloppes de hornblende brune se montrent parfois les auréoles de hornblende trémolitique décrites au type 1a. Que nous avons affaire ici à une espèce de couronne kéléphitique de la hornblende plutôt que du diallage, résulte du fait que le mésostasis chloritique n'a envahi le diallage que rarement par des caniveaux étroits et y a rempli des cavités, à contours caractéristiques de la résorption par la hornblende brune qui montrent à leur tour des bords de hornblende trémolitique.

La fragmentation a été souvent violente, surtout aux bords des individus de diallage où c'est la hornblende verte qui a rempli notamment les interstices et les fissures des fragments. Dans un seul cas la hornblende étant associée au diallage est d'une couleur brune. D'un morcellement préliminaire on n'y voit presque pas de trace. Enfin la bastitisation se rencontre aussi avec de belles structures en reliquat du diallage, mais sur une échelle beaucoup moins grande qu'au type 1a. (Voir Pl. I, fig. 2.)

$d_{max} = 3$ cm. Quantité: 50—75 % vol.

Eléments atypiques:

Hornblende. La hornblende brune primaire ne se rencontre presque plus dans ce type. La hornblende verdâtre est d'origine secondaire (ouralitique) plus prononcée que celle du type 1a, surtout dans les cas où cette dernière se présente à côté de la hornblende primaire brunâtre.

Il se peut aussi que la hornblende primaire soit récristallisée en hornblende actinotique (smaragdite) avec n_g = verdâtre, $n_m = n_p$ = vert très pâle. La hornblende trémolitique étant décrite en association au diallage, forme aussi des parties assez grandes et des veines plus ou moins linéaires dans la diallagite et la fait passer ainsi au type 1d.

$d_{max} = 0{,}5$ mm. Quantité: 0—25 % vol.

Hornblende trémolitique. Les auréoles de ce minéral ne se distinguent sous aucun rapport de celles dont nous venons de parler aux variétés riches en diallage du type 1a, à cette exception près qu'elles peuvent se présenter ici sans l'intervention de la hornblende brune entourant les cristaux de diallage. Cette hornblende fibreuse est incolore et a une réfringence et une biréfringence assez élevées.

$n_g \wedge c_{max} = 14°$. $d_{max} = 1$ mm. Quantité: 0—25 % vol.

Mica. En association avec la hornblende incolore nous trouvons tantôt en taches et en paquets minces, tantôt en rubans plus ou moins tordus, un minéral micacé qui fait bien penser aux reliquats de mica se rencontrant associés à la vermiculite dans les chloritites. Cela nous fortifie d'autant plus dans l'idée que les chloritites sont au point de vue génétique, intimement liées aux variétés riches en hornblende et en mica du type 1a. Les couleurs du mica sont celles de la bowlingite, notamment n_p = rose jaune pâle,

$n_m = n_g =$ mordoré. La réfringence et la biréfringence sont à peu près celles de la biotite. Souvent il contient des inclusions semi-opaques.
$d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: 0—5 % vol.

Eléments accessoires:

Groupe des chlorites.

Des agrégats de clinochlore et de pennine, verdâtres, partiellement aphanitiques et isotropes remplissent les interstices des diallages, des hornblendes et des hornblendes trémolitiques. C'est surtout le diallage qui a été nettement corrodé par l'auréole kéléphitique de hornblende fibreuse qui résulte d'une transformation de hornblende brune et qui semble avoir préservé ce minéral à une corrosion ultérieure La serpentine est reléguée au dernier plan par rapport aux chlorites. Quelquefois la bastite a épigénisé le diallage. Parfois l'antigorite à structure maillée se présente aussi comme pâte contenant des amas de cristaux spinellides assez grands qui accentuent l'aspect péridotique des mailles. Des veinules de chrysotile et de xylotile recoupent toutes les autres structures.
$d_{max} = 0{,}01$ mm. Quantité: 10—30 % vol.

Talc. Ce minéral a le même aspect qu'au type 1a. Ici aussi il est confiné à des roches plus ou moins schisteuses dont la pâte prend souvent à l'oeil nu une couleur violacée.
$d_{max} = 0{,}01$ mm. Quantité: 0—10 % vol.

La *magnétite* se présente partout sous des dimensions fort différentes, quoique presque toujours d'habitus idiomorphe. Elle forme des lacets dans les chlorites et notamment là où celles-ci attaquent les cristaux de diallage et s'y insinuent. Dans la serpentine il est même possible que se présentent des mailles de magnétite qui suggèrent plus fortement que le font les mailles d'antigorite analogues des sections quadratiques et rhomboïdales du minéral pseudomorphosé. Des bords et des taches d'une translucidité rouge brun foncé visent tantôt à la présence d'hématite comme transformation de la magnétite, tantôt à la présence de la chromite primaire. La pyrrhotine à bordure d'hématite se montre aussi de temps en temps.
$d_{max} = 0{,}5$ mm. Quantité: 5—10 % vol.

Des veinules et des taches limonitiques ont les mêmes manières d'être et de répartition comme au type 1a.

Structure: compacte, parfois kéléphitique, synanthétique et symplectitique; plastèse et clastèse des porphyroïdes. Développement d'une pâte lépidofibroblastique.

Texture: massive.

Succession et principaux accidents des minéraux:
diallage → ouralite (smaragdite),
diallage → bastite
hornblende brune → actinote-trémolite
actinote-trémolite + hornblende brune → chlorite
} + semi-opaque.

Type 1c: Hornblendite.

Les serpentinites à hornblende, les hornblendites et les hornblendite-pegmatites forment ensemble la majeure partie du faciès veineux des roches ultrabasiques. Elles ne se présentent que rarement sous forme d'assez larges parties, mais plus souvent comme des nids ou des traînées et encore plus fréquemment sous forme de veines qui recoupent à l'emporte-pièce tous les autres types de 1 à l'exception de la trémolitite et de la biotite-chloritite. La largeur des veines, des nids et des traînées varie de quelques décimètres jusqu'à 1 centimètre. Les hornblendites forment souvent des lacets fort minces dans la hornblende-serpentinite.

A l'oeil nu. Ainsi qu'aux serpentinites à diallage-bastite et aux diallagites-bastitites, on y trouve toutes les transitions des chloritites pauvres en hornblende aux hornblendites ayant plus de 50 % vol. de hornblende. C'est surtout parmi les pegmatites qu'on trouve beaucoup de roches composées pour prèsque 100 % de hornblende. Cette hornblende est le plus souvent noire ou d'un brun noirâtre. La pâte est, en tant que présente, d'un vert herbe ou noirâtre avec des couleurs d'altération rouilles.

Au microscope. (Voir Pl. III, fig. 1, 2.)

Elément principal:

Hornblende. La hornblende schillérisée est nettement pléochroïtique avec n_g = brun foncé, n_m = brun à brun jaunâtre, n_p = jaunâtre, brun pâle ou incolore. Son développement est prismatique et plus ou moins idiomorphe, pour autant que d'assez grandes masses de chlorite ne l'ont pas corrodée.

$n_g \wedge c = 11—13°$; $-2V = 78°$; $n_g - n_p = 0{,}0335$; $n_g = 1{,}67_5$; $n_m = 1{,}66_0$; $n_p = 1{,}64_0$; $n_m - n_p = 0{,}0190$.

Pour obtenir ces données je me suis servi en premier lieu de la platine Fédoroff. Deux biréfringences: $n_g - n_p$ et $n_m - n_p$ ont été déterminées à l'aide du compensateur Berek. Vu que dans les roches ultrabasiques les minéraux à biréfringence plus ou moins constante dans les différentes directions cristallographiques, font défaut, j'ai dû faire appel pour pouvoir déterminer l'épaisseur de la plaque mince, à la méthode du Duc de Chaulnes (cf. lit. 153, p. 535). La hornblende dont la surface est semée d'agrégats granuleux minuscules se prête parfaitement à une mise au point au-dessus et au-dessous de la préparation. J'ai noté les meilleurs résultats avec le plus grand diaphragme possible, cependant sans l'objectif à l'immersion qui nuit à la précision de la mise au point. Aussi n'ai je pas noté de déviations supérieures à 5 μ aux différents mesurages. Les indices de réfringence ont été définis à la poudre immergée. Pour obtenir une définition directe, il faut faire attention à ce qu'on n'utilise pas le plan (110) des lames de clivage, mais des sections // (010) pour n_g et n_p et des sections de la zone de l'axe b pour n_m. Au plan pratique cela est très bien réalisable.

Les propiétés trouvées correspondent le mieux avec celles de la barkévikite, citées par M. Winchell (1933, lit. 185, vol. II, p. 254). Pour être une hornblende commune avec des proportions égales de Mg et de Fe et avec beaucoup de Ca, l'angle de l'extinction est trop petit et la biréfringence est trop élevée, tandis que le contraire se présente par rapport à la hornblende basaltique ou l'oxy-hornblende. Quoique cette hornblende puisse

former des enveloppes autour du pyroxène et parfois même des inclusions lamellaires dans le pyroxène (où (010) fonctionne souvent comme plan de jonction commun), il faut considérer son allure corrodant et son orientation souvent indépendante du pyroxène comme d'origine primaire.

Des inclusions de pyroxène sont très rares. Il s'agit presque toujours d'un diopside rougeâtre séparé par une lisière chloritique d'une enveloppe incomplète de hornblende. Cette enveloppe a été formée de cristaux différemment orientés. Dans les hornblendites et les hornblendites pegmatitiques pures le pyroxène manque entièrement et les grands cristaux de hornblende hypidiomorphes sont sans aucune exception primaires. Comme c'est le cas aux serpentinites à hornblende, la corrosion par la chlorite et par la hornblende trémolitique est ici accompagnée de la formation d'agrégats granuleux semi-opaques sur les plans de clivage et sur les fissures (voir p. 26). Selon toute vraisemblance ceux-ci sont composés de mélanges d'ilménite et de sphène finement réparties. Cela signalerait une teneur en Ti assez élevée de la hornblende, tendant par cela à la composition kaersutitique. Les symptômes de torsion sont extrémement rares. Les phénomènes clastiques manquent entièrement. (Voir Pl. III, fig. 1, 2.)

$d_{max} = 5$ cm. Quantité: 50—85 % vol.

Eléments atypiques:

Pyroxène. A celui-ci manque le clivage caractérisant le diallage et il montre dans toutes les directions des teintes plus ou moins rougeâtres. C'est un diopside peut-être manganifère avec $n_g \wedge c = 47°$; $+ 2V = 55°—64°$; $n_g - n_m = 0{,}0207$; $n_m - n_p = 0{,}0062$; cliv. // (010). Il forme des concentrations locales dans les hornblendites trémolitiques et chloritiques, est légèrement corrodé par la chlorite et souvent associé par le plan (010) à la hornblende brune ($2V = 90°$; $n_g - n_m = 0{,}0143$). On n'y constate pas de phénomènes de torsion et de fragmentation. La bastitisation n'y a joué aucun rôle. (Voir aussi p 26.)

$d_{max} = 1$ mm. Quantité = 0—15 % vol.

Hornblendes du groupe d'actinote-trémolite. Tantôt les auréoles autour de la hornblende décolorée se présentent comme étant décrite sous le type 1a, tantôt la pâte est formée par un tissu enchevêtré de fibres très minces et hypidiomorphes de la même hornblende, associées intimement aux chlorites, aux serpentines et au talc. Parfois aussi se présente une structure granoblastique un peu plus grosse d'une hornblende smaragditique comme indiquée déjà sous 1b. Cette hornblende d'un vert pâle à l'oeil nu, avec n'_g = légèrement verdâtre et n'_p = incolore, appartient elle aussi à la série d'actinote-trémolite (voir le type 2a).

$n_g \wedge c_{max} = 19°$.

Dans ce tissu flottent par ci par là des épaves d'une plus grande hornblende d'un vert brunâtre, associée localement par des structures d'implication au pyroxène. De temps en temps ces reliquats de hornblende montrent une structure nettement en mortier, d'où résulte que l'actinote granoblastique (la smaragdite?) peut être aussi un produit de récristallisation de la hornblende. Une pareille structure passe déjà aux schistes à actinote ou amphibolites non-feldspathiques du type 2a. La présence de textures linéaires dans beaucoup de hornblendites actinotiques est un témoin de l'activité d'une pression orientée pendant la formation définitive d'une partie

de ces roches. Quelquefois un cristal assez grand contient des individus plus petits, différemment orientés, du même minéral.
$d_{max} = 1$ mm. Quantité: 0—50 % vol.

Eléments accessoires:

Groupe des chlorites. Il n'est pas nécessaire d'ajouter encore à la description de l'aspect de ces minéraux dans les variétés riches en hornblende du type 1a.
Quantité: 10—25 % vol.

Le *talc* et le *mica* se rencontrent comme sous 1a et 1b.
Quantité: 0—5 % vol.

Agrégats granuleux semi-opaques.

Des teintes de polarisation d'ordre supérieur et des couleurs blanches à lumière réfléchie oblique font penser à des minéraux contenant du Ti comme l'ilménite et le leucoxène (s.q. sphène). Leur présence est liée à la transformation de la hornblende brune en chlorite ou en hornblende trémolitique. Quelquefois on peut reconnaître aussi de la saussurite dans ces agrégats.
$d_{max} = 0{,}05$ mm. Quantité: 0—20 % vol.

La *magnétite*, la *pyrrhotine*, l'*hématite* et la *limonite* se rencontrent partout en quantités inférieures, mais de la même façon comme décrite sous 1b.

Structure: Compacte, porphyroïde, souvent pegmatitique, parfois kéléphitique, synanthétique et symplectitique; quelquefois clastèse des individus porphyroïdes. Développement d'une pâte lépido-fibro- ou granoblastique.

Texture: plutôt massive.

Succession et principaux accidents des minéraux:
diopside légèrement corrodé par la barkévikite,
diopside + barkévikite? → smaragdite ou actinote,
barkévikite → hornblende trémolitique + chlorite + granules (semi-) opaques.

Type 1d: Trémolitite (néphrite?).

Contrairement aux roches composées pour plus de 50 % vol. d'actinote et de smaragdite ayant fréquemment des textures orientées, les trémolitites sont massives et recoupent toutes les autres roches du type 1 — excepté 1e — de sorte qu'il y a ici plus d'une raison de créer pour eux un type spécial du groupe 1. Elles se présentent exclusivement sous forme de veines et de filons minces d'une largeur de 10 cm. au maximum, montrant souvent des salbandes de grammatite et qui sont parfois recoupées par des veinules de chrysotile. Elles peuvent passer graduellement aux hornblendites trémolitiques. Voir Pl. VIII, fig. 2.

A l'oeil nu. Une roche aphanitique, légèrement grisâtre, montrant de petits points noirs et fins et souvent des bords blancs fibreux qui se laissent strier et effilocher par l'ongle. Le tissu est tenace. Peut-être est-ce de la néphrite.

Au microscope.

Elément principal:

Trémolite. Le tissu enchevêtré de baguettes de trémolite, presque toujours pointues, indiqué déjà comme un élément de la pâte des types 1a et 1c, reçoit ici une telle propagation que la serpentine, la chlorite et le talc se retirent tout à fait et qu'on n'y voit que des épaves éparses de hornblende d'un brun-verdâtre et de pyroxène. La trémolite est entièrement incolore. On ne peut pas observer un clivage net. L'idiomorphisme consiste en un caractère prismatique allongé ou fibreux avec des extrémités plus ou moins pyramidales. $n_g \wedge c = 20°$; $n_g - n_p = 0{,}02_5$; $n_g = 1{,}63_0$, $n_p = 1{,}60_5$.

Les aiguilles orientées tout à fait arbitrairement s'enchevêtrent pour former un tissu qui a corrodé nettement et spécialement la hornblende brune. $d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: 80—90 % vol.

Eléments atypiques:

Hornblende. Malgré sa décoloration, la hornblende est facile à discerner dans la plupart des cas comme l'espèce brune, et primaire (barkévikitique) des hornblendites. Outre décolorés, les cristaux sont aussi fortement corrodés et arrondis. Là où la hornblende se présente encore nettement sous forme de barkévikite associée au pyroxène, il ne reste souvent pas plus que quelques lambeaux d'une enveloppe éventuelle. L'ouralite nette est extrêmement rare. Quelquefois se présentent des structures chloritiques en „ghosts" de hornblende brune et des grains de minerai.
$d_{max} = 0{,}4$ mm. Quantité: 0—20 % vol.

Pyroxène. Celui-ci forme des reliquats avec des épaves de hornblende à la périphérie et des lamelles au centre. La hornblende brune a nettement corrodé le pyroxène et il y a lieu d'admettre que les bords corrodés n'étant pas directement limitrophes à cette hornblende, se trouvent quand-même en rapport de cause avec cette association, parce que les agrégats trémolitiques qui les ont remplacés ont corrodé la hornblende par des fronts de beaucoup plus irréguliers et dentelés que les délimitations raides qu'ils nous montrent ici avec le pyroxène. On ne peut constater nulle part avec quelque certitude un clivage de diallage. Le caractère en est presque toujours d'un diopside à clivage // (010) et à division indistincte // (001).
$d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: 5—10 % vol.

Eléments accessoires: Les agrégats granuleux semi-opaques restent restreints aux transformations ultérieures de la hornblende brunâtre (voir p. 28) et sont par conséquent sporadiques. Le talc et les minéraux du groupe des chlorites sont le plus souvent associés d'une façon si intime au tissu trémolitique qu'ils ne se prêtent pas à ce qu'on en fasse une description spéciale. Le talc surtout peut former des concentrations locales et prendre la place de la trémolite. La magnétite et la limonite se rencontrent sur une échelle encore plus petite que dans les hornblendites.

Structure: compacte, porphyroïde; pâte némato-fibroblastique.

Texture: massive.

Succession et principaux accidents des minéraux:
diopside corrodé par la hornblende brune,
hornblende brune → trémolite.

Type 1e: Biotite-chloritite.

Ce n'est qu'à un seul endroit que j'ai trouvé une roche composée principalement de chlorite et de biotite, notamment à la pente sud du Col des 3 Fontaines dans la zone de contact schisteuse du complexe ultrabasique avec le complexe basique. Il s'agit ici d'une paire de filons ou de veines traversant toutes les autres structures ultrabasiques. Leur largeur maximale est de 1 mètre environ, la longueur poursuivable s'étend à une vingtaine de mètres. Par places ces filons sont légèrement tordus ou même tant soit peu étirés dans les flancs des flexures et sont dans ce cas plus ou moins schisteux et très peu résistants à l'érosion. Le sens et l'angle de leur pendage sont à peu près les mêmes que ceux de la schistosité générale de ladite zone périphérique ultrabasique contre le complexe basique de Chamrousse (N 89° E, 60°; N 93° E, 63°). On a l'impression que les mouvements différentiels de la faille d'affaissement de Chamrousse se sont servis de préférence des parois de ces filons comme zones de moindre résistance.

Déjà *à l'oeil nu* les lamelles micacées ayant le plus souvent une couleur brune ou verte nous frappent, et dans ce dernier cas elles sont onctueuses au toucher. La pâte est d'un vert grisâtre et entièrement aphanitique. Des croûtes d'altération brunes s'y rencontrent aussi. Voir Pl. IX, fig. 1.

Au microscope.

Eléments principaux:

Chlorite. En premier lieu se présente le clinochlore ou la prochlorite aux teintes de polarisation blanches et d'allongement négatif, épigénisant et pseudomorphosant la biotite. Cette chlorite positive est incolore dans toutes les directions cristallographiques. La pâte est formée par une chlorite pratiquement isotrope. Le système de diffraction radiographique de cette roche montre à peu pres toutes les lignes de celui de la pennine. Il ne faut pourtant pas oublier que le remplacement de Si'''' ou de Mg'' par Al''' au réseau de la chlorite, peut marcher de pair avec celui de Mg'' par Fe'', de sorte que des modifications dans la dimension de la maille fondamentale peuvent être compensées. Il est donc bien possible que nous ayons affaire ici à une ripidolite ou à une prochlorite riche en Al.

$d_{max} = 2$ mm. Quantité: 70—90 % vol.

Biotite. Ce minéral est surtout transformé à ses bords en clinochlore ou en prochlorite fortement biréfringents, comme décrits ci-dessus. Les noyaux montrent souvent encore les teintes brunes de la biotite, quoique sensiblement obscurcies par les agrégats granuleux à réfringence et à biréfringence élevées montrant des couleurs crèmes en lumière obliquement réfléchie. Ceux-ci sont sans doute formés par un minéral titanifère. Des sections rectangulaires allongées et quasi-hexagonales sont nombreuses.

n_g = noiraud foncé.

n_m = d'un brun noirâtre foncé.

n_p = d'un brun sale.

Les lignes les plus fortes du système de diffraction de la biotite renforcent les lignes analogues de la pennine ou elles les dédoublent et les rendent plus ou moins confuses au système de diffraction radiographique de la roche. $d_{max} = 2$ mm. Quantité: 5—20 % vol.

Eléments accessoires:

L'apatite se présente dans la pâte sous forme d'aiguilles et de colonnes minces.

$d_{max} = 0{,}02$ mm. Quantité: ± 5 % vol.

Le *talc* épigénise la chlorite et la biotite dans les parties schisteuses. Les agrégats semi-opaques comme étant décrits pour la biotite, comportent aussi un élément accessoire de la pâte.

Des microlites de feldspath? Au système de diffraction röntgenographique reste une ligne ne correspondant qu'avec la ligne la plus intense de l'orthoclase. Même au microscope on ne peut obtenir de la certitude sur la présence de ce minéral à la pâte.

Structure: compacte, porphyroïde;
pâte: lépidoblastique.
Texture: massive ou légèrement schisteuse.

Succession et principaux accidents des minéraux:
biotite → chlorite ferrifère + semi-opaque,
chlorite → talc.

Types 2: Roches ultrabasiques schisteuses et foliacées (mafitites schisteuses).

On rencontre des roches schisteuses et foliacées là où les zones de faille et de chevauchement traversent le massif ultrabasique. Elles se rencontrent parfois aussi en bordure du massif basique, du moins si ce contact est d'allure tectonique secondaire. Elles sont composées de rubans représentant à peu près tous les types 1 et dont les largeurs diminuent progressivement vers le plan de rupture principal, tandis que la schistosité dans cette direction devient plus prononcée et plus délicate et que la richesse en talc des roches s'augmente. La plupart des roches schisteuses ou phyllitiques sont des schistes talqueux à serpentine. Viennent ensuite les schistes talqueux à diallage-bastite se rencontrant en bandes et en lentilles plus larges et finalement les schistes à actinote ou smaragdite, qui ne sont point confinés aux contacts d'allure tectonique primaire.

Type 2a: Schistes à actinote ou smaragdite

(„amphibolites schisteuses et serpentineuses" de Duparc;
„amphibolites non-feldspathiques" de Choubert).

A côté de la présence de roches plus ou moins foliacées formées pour la majeure partie de rubans minces d'actinote et de serpentine orientés subparallèlement, nous avons porté en passant l'attention — lors du traitement des hornblendites — à des variétés dont le pyroxène et peut-être aussi la hornblende a été transformée en majeure partie en smaragdite. Ces roches sont toujours tant soit peu schisteuses. Elles jalonnent de préférence les contacts d'allure tectonique secondaire du complexe basique avec le complexe ultrabasique (comme la Falaise de la Botte et la zone de pétrissage des Lacs Robert, où elles alternent avec des rubans et des veines parallèles d'amphibolite feldspathique oeillée, 4a) mais se présentent aussi en plein *massif* ultrabasique. (Voir Pl. V, fig. 1 et Pl. XI, fig. 1.)

A l'oeil nu. On voit des roches qui sont le plus souvent aphanitiques ou à grain moyen composées d'actinote d'un vert d'herbe montrant par ci par là des concentrations d'une hornblende émeraude dite smaragditique qui peut atteindre des diamètres d'un cm. Foliacée ou schisteuse.

Au microscope. (Voir Pl. I, fig. 2.)

Eléments principaux:

Actinote. Celui-ci est développé d'une façon sublinéaire ou lépido-granoblastique. Au premier cas il est souvent arrangé en rubans et en lenticules ne dépassant pas le millimètre, alternant les unités analogues de serpentine où se rencontrent des témoins de bastite. Au deuxième cas il est associé à une hornblende plus grande d'une couleur plus verte ou vert brunâtre, montrant des phénomènes de torsion et de fragmentation. Une large partie des fragments est alors recristallisée en hornblende lépido-granoblastique et parfois étirée en traînées dans le sens de l'allongement de l'individu primitif. (Voir Pl. I, fig. 2.)

$n_g = 1{,}65_0$ (verdâtre à incolore);

$n_m = 1{,}64_0$;

$n_p = 1{,}62_5$ (incolore);

$n_g \wedge c_{max} = 18°$;

C'est parfois une hornblende émeraude plan-prismatique qui en forme l'élément principal. Celle-ci peut être orientée subparallèlement, mais son habitus n'est pas si joliment idiomorphe que celui de l'actinote subparallèle qui y est aussi associée quoique dans une mesure subordonnée. Des minéraux du groupe des chlorites remplissent des canalicules étroites entre et dans les hornblendes et y forment des sinuosités faibles.

Le rutile à bordure de sphène y est souvent renfermé ou coïncée. L'examen avec des méthodes auxiliaires m'a fourni les propiétés suivantes:

$n_g = 1{,}65_0$ (verdâtre)

$n_m = 1{,}64_0$ (jaune-verdâtre)

$n_p = 1{,}62_0$ (incolore à vert pâle)

$n_g \wedge c$ en (010) $= 16 - 19°$; $-2V = 86-88°$

$n_g - n_p = 0{,}0286$; $n_m - n_p = 0{,}0232$.

Probablement nous avons affaire ici à une smaragdite de composition actinotique. Des phénomènes de torsion sont rares et on n'y voit nulle part des témoins d'un broyage postérieure à sa formation. Aux types 1c, 3a et 4a une pareille hornblende smaragditique joue un rôle important.

$d_{moyen} = 0{,}1$ mm. Quantité: 50—75 % vol.

Eléments atypiques:

Hornblende. Si présente, la hornblende commune montre presque toujours des teintes brun-olive. Des phénomènes de plastèse, clastèse et blastèse supplantent les formes corrodées usuelles. Une structure en mortier est parfois reconnaissable. De la chlorite, du talc et des agrégats très finement répartis remplissent des fissures et des cassures et se sont insinués entre des fragments qui n'ont plus la même orientation. $d_{max} = 5$ mm. Quantité: 0—10 % vol.

Le *rutile* se rencontre en association avec la smaragdite en des quantités assez larges. L'habitus en est idiomorphe, surtout aux individus assez grands, et notamment prismatique à terminaisons pyramidales. Souvent les cristaux ou les agrégats sont entourés à quelque distance par des bords granuleux semi-opaques faisant penser au sphène. Les présences de la hornblende brune et de l'ilménite sont exclues de cette association.

$d_{max} = 0{,}3$ mm. Quantité: 0,8 % vol.

Eléments accessoires:

Le zircon reste limité à l'association de smaragdite-rutile. La serpentine, la chlorite et le talc forment des éléments largement subordonnés et se présentent dans une répartition tellement éparse qu'il est très difficile de déterminer plus amplement les qualités physiques et l'orientation éventuelle. Quantité: 5—15 % vol.

Du minerai et des granules semi-opaques se présentent seulement dans une répartition éparse. Ce sont probablement l'ilménite et le leucoxène qui ont résulté de la transformation des hornblendes titanifères. La pyrrhotine à bordure d'hématite se présente aussi.

Quantité: ± 5 % vol.

Structure: compacte, porphyroclastique-porphyroïde.
pâte: némato-fibroblastique.
Texture: linéaire, schisteuse ou rubannée.

Succession et principaux accidents des minéraux:
(diallage? et) hornblende brune → actinote (smaragdite) + rutile,
diallage + hornblende + actinote → serpentine + chlorite + semi-opaque,
rutile → sphène.

Type 2b: Schistes talqueux à diallage-bastite.

Ceux-ci sont les équivalents schisteux de 1b dont ils sont liés par transitions graduelles. Les variétés nettement schisteuses restent confinées à des intercalations lenticulaires dans les zones de faille susmentionnées. Ces lentilles et bandes n'ont le plus souvent qu'une épaisseur de quelques mètres.

A l'oeil nu. Plus la roche devient schisteuse plus la pâte aura une teinte violacée et plus elle sera onctueuse au toucher. En même temps les cristaux de diallage deviennent plus blancs et moins durs, tandis que le plan de la schistosité qui ne deviendra jamais vraiment phyllitique, obtient un caractère noduleux par ces cristaux assez grands d'orientation quelconque.

Au microscope.

Eléments principaux:

Talc. La pâte consiste en un agrégat d'écailles très minces de ce minéral avec des quantités subordonnées de serpentine et de chlorite, qu'il semble épigéniser. A quel point on peut parler ici d'un arrangement subparallèle ne peut pas encore être jugé avec un grossissement linéaire de 60 x.

$d_{max} = 0{,}01$ mm. Quantité: 40—45 % vol.

Diallage. Il ne reste parfois du diallage pas plus que certains fragments d'individus ouralitisés et bastitisés. Surtout la transformation en bastite et

en talc est très avancée, sinon totale. Des grains d'épidote et de minerai s'associent à cette pseudomorphose. A côté de la torsion usuelle des cristaux de diallage, il se montre ici une fragmentation de beaucoup plus intensive que nous venions d'observer sous 1b. Elle est accompagnée de la formation d'une hornblende actinotique, de la chlorite et du talc nés au détriment du diallage et de la hornblende brune.

$d_{max} = 5{,}5$ mm. Quantité: 5—45 % vol.

Eléments atypiques:

La hornblende se présente exclusivement sous les formes bien connues de la barkévikite à moins qu'elle ne soit pas fragmentée et récristallisée en hornblende actinotique et en chlorite comme l'a fait le diallage.

$d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: 0—10 % vol.

Hornblende actinotique: Des aiguilles orientées subparallèlement ayant l'extinction à peu près parallèle aux plans du prisme. n_g = verdâtre; n_p = incolore

Evidemment elles se sont formées au détriment des fragments du diallage et de la hornblende brune.

$d_{max} = 0{,}05$ mm. Quantité: 0—5 % vol.

Eléments accessoires:

La serpentine et la chlorite se présentent dans la pâte à la manière décrite sous 2a. Les pseudomorphoses bastitiques du diallage eux aussi montrent des stades différents dans la transformation en talc. Quantité: 5—25 % vol.

Des agrégats granuleux opaques et semi-opaques forment des lacets et parfois des réseaux entiers dans la pâte riche en talc.

Ils consistent principalement en magnétite et en hématite et suggèrent parfois des structures d'apparence péridotique ou pyroxénique. Quantité: 10—15 % vol.

La limonite forme des veinules et des taches très minces probablement aux plans de la schistosité.

Structure: compacte, porphyroïde-porphyroclastique;
pâte: lépido-nématoblastique.
Texture: schisteuse.

Succession et principaux accidents des minéraux:

diallage	→	ouralite (smaragdite),
hornblende brune	→	hornblende actinotique,
diallage	→	bastite + épidote-clinozoïsite,
serpentine e. a.	→	talc + chlorite.

Type 2c: Schistes talqueux à serpentine.

La schistosité de ce type peut devenir tellement prononcée et délicate qu'elle s'approche de l'habitus phyllitique. Dans ce cas un plan de rupture principal aux miroirs de glissement et aux minéraux fibreux et prismatiques allongés dans le sens du mouvement, se rencontre à proximité immédiate et s'oriente quasi-parallèlement au plan de la schistosité, quoique celle-ci montre parfois des formes tordues. Le paquet n'a souvent que quelques

centimètres d'épaisseur et n'atteint presque jamais le mètre. Des lentilles et des veines de cristaux de calcite plus ou moins rhomboédriques se présentent subparallèlement à la direction de la schistosité. Souvent ils ont l'air de véritables épi-blastomylonites. Voir Pl. IX, fig. 1.

A l'oeil nu ce sont des roches plus ou moins tendres, d'une couleur vert grisâtre ou violacée, délicatement schisteuses, onctueuses au toucher, où seul le minerai atteint des dimensions observables à l'oeil nu. Des dessins dendritiques ou mousseâtres s'y trouvent souvent.

Au microscope.

Eléments principaux:

Talc. Une grande partie de la roche peut être formée par des écailles subparallèles de talc. Celles-ci sont formées évidemment au détriment d'une serpentine sensiblement broyée qui ne se présente souvent qu'en répartition diffuse. Du minerai y est associé sous formes et à dimensions des plus différentes. Quelquefois le talc se retire fortement et ne forme que des zones très délicatement écailleuses à réfringence et biréfringence faibles qui remplacent une serpentine nettement parallèle, souvent à des limites nettes et discordantes. Dans ce cas la calcite pénètre l'association à partir de veines et de lentilles. Il s'agit alors d'ophicalcite (voir type 9c).

$d_{max} = 1$ mm. Quantité: 15—45 % vol.

Serpentine. Ce minéral est tantôt fortement broyé, tantôt recristallisé en rubans orientés plus ou moins parallèles à la schistosité, à zone principale positive. Dans ce dernier cas il est d'une couleur très légèrement verdâtre ou jaunâtre et à biréfringence assez élevée ($n_g - n_p = 0{,}008$). Probablement c'est de l'antigorite contenant localement assez de fer. On rencontre des tissus écailleux délicats du même minéral dans l'encadrement large et de minerai composé, suggérant, d'une façon évidente, des sections d'olivines et de pyroxènes. Le diallage aussi se présente „ghost-like" dans cette association, où le minerai et la serpentine (ou bien le talc) forment de minces lamelles alternantes montrant encore nettement une torsion et une fragmentation du diallage primitif.

Quantité: 15—40 % vol.

Eléments atypiques:

Hornblende trémolitique. Des tiges et des aiguilles incolores et subparallèles, parfois un peu tordues et intimement enchevêtrées avec du talc.

$d_{max} = 1$ mm. Quantité: 0—10 % vol.

Eléments accessoires:

La *magnétite* forme de petits octaèdres, des lacets granuleux et des agrégats au sein du tissu serpentine-talc, de même que des structures en grille englobant principalement des mailles d'antigorite et qui font penser à des pseudomorphoses d'olivine ou de pyroxène. Les lamelles de minerai contenues dans les pseudomorphoses du diallage consistent aussi en grande partie en magnétite. Transformation en hématite.

$d_{max} = 0{,}03$ mm. Quantité: ± 5 % vol.

La *pyrite* se rencontre dans les variétés riches en talc sous forme de

cristaux idiomorphes assez grands à bordure d'hématite et à remplissage de fissure par le même minéral.

$d_{max} = 1$ cm. Quantité: 0—15 % vol.

L'hématite se présente comme transformation de magnétite et de pyrite, tandis que la limonite forme des veinules minces et des taches.

Structure: plus ou moins compacte, clastique, lépido-blastique; mylonitique à reliquats porphyroïdes.
Texture: schisteuse ou phyllitique.

Succession et principaux accidents des minéraux:
olivine? → antigorite + magnétite,
diallage → bastite + semi-opaque,
hornblende? → trémolite,
serpentines → talc.

Types 3: Gabbrodiorites massives

(y compris les faciès leucocrates, mélanocrates et pegmatitiques).

Les roches basiques plus ou moins massives qui se trouvent aux environs des Lacs Robert, sont en majeure partie des gabbros et des diorites. A cause du caractère pour la plupart intermédiaire de leurs plagioclases, présentant des pourcentages d'anorthite de 20 à 58 % (c'est-à-dire de la labradorite-andésine), nous avons fait usage du nom gabbrodiorites comme nom collectif dans le sens de P. Niggli (1946, lit. 139, p. 70). Les gabbros complètement massifs sont rares. On les retrouve sous forme de masses relativement petites (1 à 2 mètres de diamètre), au milieu des veines de roches basiques et ultrabasiques linéaires dans les zones de pétrissage, mais aussi parmi les roches plus schisteuses et foliacées des types 2 et 4. C'est surtout son faciès pegmatitique qui est bien développé au sommet du Manqué.

Les gabbrodiorites aplitiques et pegmatitiques traversent tous les types de 4 et 3a et aussi ceux de 1 à l'exception de 1d et de 1e, qui ne furent jamais trouvés en contact avec ces roches. Elles sont en majorité massives.

Cela est vrai également pour la microméladiorite et la méladiorite-porphyrite qui sont de formation encore postérieure et qui forment des veines et des filons-couches ou même des „dykes" qui recoupent tous les autres types de 3 et 4 et qui ne possèdent que rarement des textures orientées.

Type 3a: Gabbrodiorite ouralitisée et saussuritisée à pyroxène.

(Euphotide amphibolique de Ch. Lory).

Toutes les vraies gabbrodiorites qu'on trouve dans cette région ont un plagioclase avec plus de 30 % et moins de 60 % d'anorthite (qui a été transformé plus ou moins en saussurite) et un pyroxène (le plus souvent du diallage), qui présente divers degrés d'ouralitisation. Ce fut Ch. Lory qui a créé le nom „euphotide amphibolique" pour désigner ces roches. Elles forment surtout des lentilles et des parties de forme ronde au milieu des amphibolites feldspathiques oeillées et des schistes à actinote, ainsi que des épaves dans les serpentinites à diallage-bastite, dont les délimitations sont convexes le plus souvent vers l'épave gabbroïque. (Voir Pl. X, fig. 1.)

A l'oeil nu. Des roches verdâtres ou blanc grisâtres à grain moyen, gros ou grand avec des cristaux vert blanc de feldspath et de diallage à éclat bronzé au plan (100) jusqu à un diamètre maximum de 4 cm. Des bordures vert foncé ou brunes peuvent accompagner le pyroxène ou même en prendre tout à fait la place. Des fois de la pyrite est perceptible à l'oeil nu. Toutes les transitions vers les diallagites se trouvent.

Au microscope. (Voir Pl. I, fig. 3.)

Eléments principaux:

Pyroxène. La majeure partie, constituée surtout d'individus plus grands, appartient à la variété du diallage. On trouve des couleurs verdâtres et rougeâtres. A l'aide de la platine Fédoroff, du compensateur Berek et de la construction de M. Burri (1931, lit. 27) les propriétés suivantes furent trouvées:
$n_g \wedge c = 40—44°$; $+2V = 52°$; $n_g - n_p = 0{,}0159$; $n_g - n_m = 0{,}0169$.

Ceci indique la composition d'un diopside avec peut-être un peu de manganèse (Schefférite: $n_g' \wedge c \pm 45°$, des couleurs rouges!). Clivage // (100), division // (001).

Dans un faciès pegmatitique de ce gabbro les surfaces (100) des cristaux de diallage se trouvaient être orientées à peu près parallèlement. Ce qui est curieux c'est que ces cristaux de diallage présentent le plus souvent au bord une affaiblissement et quelquefois même une disparition du clivage net // (100) ce qui donne lieu à un clivage plus grossier // (110) ou (010). Pour le reste les caractéristiques sont tous les mêmes. Les grains de pyroxène plus petits, qui peuvent entourer le diallage et qui doivent être regardés en partie comme des structures clastiques, possèdent également souvent ces clivages plus grossiers. Ils sont caractérisés par un habitus xénomorphe et présentent quelquefois une faible dispersion des bissectrices.
$n_g \wedge c = 31—40°$; $+2V = 52°$; $n_g - n_p = 0{,}0261$; $n_m - n_g = 0{,}0049$.

Ces propiétés également se rapprochent de celles du diopside pratiquement pur. Outre les bordures granuleuses citées plus haut, ce diopside montre aussi des sutures symplectitiques et synanthétiques avec le diallage (voir Pl. III, fig. 3, 4). Dans ce dernier cas le diopside remplace parfois quelques lamelles selon (100) du diallage presque toujours tordu et écrasé, tandis que quelquefois l'axe p de l'indicatrice des deux minéraux est parallèle. Pour le reste il n'est pas question d'une orientation du diopside.

L'habitus du diallage est en principe le même que celui du type 1b. Des inclusions brunes, surtout sur les plans de clivage, ainsi que des bordures partielles doivent être attribuées à l'association primaire avec la hornblende plutôt qu'à l'ouralitisation. Les grains de diopside possèdent également ces parties périphériques brunes, surtout aux interstices qui en sont remplies. Parfois il ne reste plus rien du pyroxène qu'un certain nombre de noyaux différemment orientés, encadrés de cristaux subparallèles de hornblende actinotique (smaragdite). (Voir Pl. I, III, fig. 3, 5.) Le pyroxène, ainsi que la hornblende, peuvent être transformés en un agrégat de chlorite, de calcite, d'épidote et de clinozoïsite, lequel révèle souvent quelque trace des contours primitifs. La plus rare pseudomorphose bastitique du diallage renferme du carbonate ou de l'épidote-clinozoïsite comme sous-produit ou est entourée des auréoles bien connues de hornblende trémolitique. Des incurvations ou

des trous dans le diallage sont dus à une résorption et sont remplis de plagioclase ou de ses produits de transformation.

Selon le diagramme de P. Niggli (1942, lit. 138, p. 805) ce diopside pourrait être constitué de 42—37 mol. % $CaSiO_3$, 8—26 mol. % $FeSiO_3$ et de 50—37 mol. % $MgSiO_3$.

$d_{max} = 4$ cm.

$d_{moyen} = 0{,}1$ mm.

Quantité: 5—30 vol. %.

Plagioclase. Pour autant qu'elle est déterminable, la composition varie d'une andésine avec 33 % d'An, jusqu'à une labradorite avec 58 % d'An. Son développement est de nature hypidiomorphe-granuleuse et il est souvent cristallisé postérieurement au pyroxène. La macle polysynthétique de l'albite est très répandue. On trouve aussi d'autres macles présentant des plans de jonction plus irréguliers de la zone *b*. A l'aide de la platine Fédoroff j'ai trouvé dans un gabbro du sommet du Grand Vent, (lequel était moins fortement saussuritisé, mais très riche en ouralite) des pourcentages d'anorthite de 50 % à 55 % pour le plagioclase. Le plagioclase n'est nulle part complètement libre de produits de transformation. La séricite, l'épidote, la calcite, la chlorite et le kaolin se trouvent en quantités variées et peuvent prévaloir de telle façon que seuls les contours du plagioclase y sont encore reconnaissables. Ce qui nous frappe ici, c'est que nous ne voyons que très localement des traces d'une fragmentation ou même d'une torsion des cristaux primitifs. Les fragments clastiques ont à peu près la même teneur en anorthite.

$d_{max} = 2$ cm. Quantité: 15—65 % vol.

Eléments atypiques:

Hornblende. Elle appartient le plus souvent à la variété smaragditique vert pâle qui nous est connue par le type 2a et qui est nettement d'origine secondaire. Elle épigénise et pseudomorphose les cristaux de pyroxène. Des structures poéciloblastiques et diablastiques d'ouralite ne sont pas rares non plus, même le plagioclase en est affecté. (Voir Pl. III, fig. 5.)

$n_y \wedge c = $ max. 15°.

Là, où la hornblende brune se présente en grandes quantités, le caractère secondaire n'est pas si net. Des individus homogènes assez grands contiennent des inclusions d'apatite, d'ilménite, de leucoxène, d'épidote, de carbonate, de clinozoïsite, de pyrite et d'hématite. Il est évident qu'il s'agit ici d'un type de transition à la variété dioritique. Cette hornblende a la même apparence que celle du type 1c:

$d_{max} = 1$ mm. Quantité: 10—25 % vol.

Eléments accessoires:

L'Epidote-clinozoïsite, le carbonate et la chlorite pseudomorphosent à part ou comme agrégat: le pyroxène, la hornblende et le plagioclase. Le carbonate présente les formes cristallographiques les mieux développées, les autres minéraux sont d'un développement irrégulier, granuleux ou écailleux. Dans les variétés pegmatitiques n_y de l'épidote est vert et n_p incolore. L'épidote et la clinozoïsite forment en outre des veinules et des lentilles de max. 0,1 mm. d'épaisseur, qui recoupent toutes les autres structures. La hornblende trémolitique et la bastite sont trouvées comme transformations d'un pyroxène à

clivage net // *c* et de sa bordure primitive de hornblende brune, les aiguilles de la hornblende trémolitique formant auréole autour du paquet fibrolamellaire de bastite.

La séricite et le kaolin, très pulvérulent, remplissent une grande partie du plagioclase.

Tous ces produits de transformation peuvent constituer ensemble jusqu'à 70 % vol. de la roche.

Le diamètre des cristaux d'épidote et de carbonate est le plus grand, savoir de max. 0,5 mm.

Les granules semi-opaques se composent probablement de saussurite avec peut-être un peu de sphène. Elles remplissent également surtout les cristaux de feldspath.

Minerai. En général c'est de la pyrite avec une étroite lisière d'hématite ou une large lisière de limonite. Il y a de nombreuses sections carrées. Elles sont souvent grandes et bien développées, partiellement incluses dans le pyroxène et dans la hornblende.

$d_{max} = 0{,}3$ mm. Quantité: ± 5 % vol.

L'apatite en colonnes et en grains se trouve surtout dans les variétés riches en hornblende et alors souvent partiellement incluse dans ce minéral.

$d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: 0—2 % vol.

(Pour la composition chimique voir p. 101 et 105.)

Structure: compacte, granuleuse et hypidiomorphe, parfois porphyroclastique.

Développement d'une pâte lépido-granoblastique.

Texture: massive.

Succession et principaux accidents des minéraux:

diallage broyé et corrodé par du plagioclase, du diopside et de la barkévikite,
diopside et barkévikite (avec diallage) → smaragdite,
plagioclase récristallisé,
barkévikite → trémolite + chlorite,
plagioclase → saussurite.

Type 3b: Leucogabbrodiorite à pyroxène

(Gabbrodiorite aplitique à pyroxène).

Cette roche forme des veines et des parties concordantes dans 4a et 1. Quelquefois elle a plutôt l'aspect d'un faciès aplitique de la périphérie de 3a. Dans ce cas j'y ai trouvé des épaves de serpentinite à diallage-bastite ($d = 10$ cm.; voir Pl. V, fig. 2) et alors une lisière plus riche en pyroxène se présente contre la serpentinite.

A l'oeil nu. Une roche aphanitique d'un blanc laiteux à taches vertes avec des prismes de pyroxène dispersifs ou rangés en zones.

Au microscope.

Eléments principaux:

Plagioclase. Celui-ci est si fortement transformé en saussurite ou autres agrégats granuleux semi-opaques, qu'il est impossible de donner une définition plus détaillée qui celle d'assez basique. Il y a par ci par là encore des in-

dications d'une „structure en mosaïque'' panxénomorphe, ainsi que de phénocristaux résorbés (porphyroïdes).

$d_{max} = 0{,}5$ mm.; $d_{moyen} = 0{,}1$ mm. Quantité: ± 70 % vol.

Le *pyroxène* (en majeure partie du diallage) se présente surtout sous forme de phénocristaux et est pratiquement tout à fait transformé en un agrégat fibrolamellaire de bastite et de chlorite avec des agrégats granuleux opaques ou semi-opaques se composant partiellement de minerai, partiellement d'épidote-clinozoïsite et peut-être aussi de leucoxène. Le clivage caractéristique du diallage (100) a été parfois conservé comme reliquat et en outre il est nettement reconnaissable à l'oeil nu. Dans la pâte se trouvent des associations pareilles qui forment souvent un réseau homogène dont les mailles sont représentées par des grains de plagioclase ou par leurs produits de transformation.

$d_{max} = 5$ mm. Quantité: 5—25 % vol.

Eléments accessoires:

Les mêmes que pour 3a. En outre du zircon en grands individus corrodés parmi les grains de plagioclase. De l'apatite en traînées clastiques.

$d_{max} = 0{,}5$ mm.; $d_{moyen} = 0{,}01$ mm. Quantité: ± 25 % vol.

Structure: compacte, panallotriomorphe-porphyroïde, plus ou moins clastique; réticulée par le développement d'une pâte lépido-granoblastique.
Texture: massive.

Succession et principaux accidents des minéraux:
diallage corrodé par du plagioclase,
plagioclase → saussurite,
diallage → épidote + chlorite.

Type 3c: Leucogabbrodiorite à hornblende
(Gabbrodiorite aplitique à hornblende).

Cette roche appartient également au faciès veineux des gabbrodiorites. Elle se trouve dans les mêmes milieux que 3b, mais elle est souvent discordante par rapport aux textures orientées de la roche encaissante. J'ai même trouvé dans cette roche des épaves clairement tournées du type structural 4a (amphibolite feldspathique oeillée). (Voir Pl. VI, fig. 2).

A l'oeil nu. Dans une pâte aphanitique à croûte d'altération crème se trouvent encaissées des tiges de hornblende longues jusqu'à 1 cm. et d'une orientation quelconque. Une concentration locale de la hornblende peut se présenter.

Au microscope. (Voir Pl. I, fig. 4.)

Eléments principaux:

Plagioclase. Il se présente en deux générations. Les phénocristaux sont xénomorphes ou hypidiomorphes et présentent des bordures de résorption concaves rembourrées d'éléments de la pâte. Il n'y a pas de macle, mais on peut observer deux clivages nettement perceptibles et se trouvant à peu près perpendiculaires l'un à l'autre. $n_{p'} \gg n$ du beaume de Canada (1,538) $2V = \pm 90°$. C'est probablement une andésine avec 40 % d'An.

$d_{max} = 2$ mm. Quantité: 5 % vol.

La pâte contient le même plagioclase en cristalloblastes xénomorphes présentant une mosaïque tendant à la structure synanthétique. Les individus à sutures dentelées sont parfois taillés de manière à provoquer des implications symplectitiques. Ce plagioclase est quelquefois maclé selon la loi de l'albite. Les angles d'extinction symmétrique de ces macles indiquent également un pourcentage d'anorthite d'environ 40 %. Des agrégats granuleux plus ou moins verdâtres, semi-opaques, forment des dessins dendritiques autour du plagioclase de la pâte. On peut constater localement un léger degré de sériciteisation. Les phénocristaux également ont quelquefois subi cette transformation.

$d_{max} = 0{,}2$ mm. Quantité: ± 85 % vol.

Hornblende. Elle se trouve exclusivement en habitus porphyroïde, c'est-à-dire que ses dimensions sont toujours plus grandes que celles du plagioclase de la pâte, mais malgré cela elle n'est pas toujours perceptible à l'oeil nu. La forme en est hypidiomorphe-prismatique ou amiboïde avec des bordures et des enfoncements de résorption, qui sont souvent entourés du même agrégat granuleux verdâtre à réfringence élevée qui forme des dessins dendritiques dans la pâte.

n_g = vert gris;

n_m = vert pâle;

n_p = vert pâle jusqu'à incolore.

Les inclusions granuleuses d'épidote-clinozoïsite sont nombreuses.

Les agrégats dendritiques dans la pâte donnent lieu de croire qu'il y avait primitivement aussi une seconde génération de cette hornblende. (Voir Pl. I, fig. 4.)

$d_{max} = 2$ cm. Quantité: 5 — 10 % vol.

Eléments accessoires:

Outre les agrégats d'origine secondaire de séricite et d'épidote-clinozoïsite ou de sphène, on trouve de l'apatite en concentrations locales. Elles consistent en grains plus ou moins ronds qui forment parfois des traînées d'individus différemment orientés. Leur caractère clastique est moins prononcé que dans les types 4a et 3d.

$d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: 5 % vol.

Structure: compacte, grain: fin-moyen, panallotriomorphe-granuleux ou porphyroïde.

Pâte: structure en mosaïque ou impliquée.

Texture: massive (la hornblende parfois orientée linéairement).

Succession et principaux accidents des minéraux:
hornblende corrodée par du plagioclase,
plagioclase → saussurite.

Type 3d: Hornblende-diorite-pegmatite.

Les diorites normales à hornblende primaire et à plagioclase en quantités à peu près égales sont souvent développées en faciès pegmatitique. Elles traversent alors 3a et les différents types structuraux 4 et forment des

veines, des traînées et des lentilles dans le complexe basique. Dans la zone de pétrissage des roches ultrabasiques autour des Lacs Robert, elles jouent également un rôle. L'épaisseur des veines, traînées et lentilles n'atteint que quelques mètres, le plus souvent elle ne dépasse pas un dm.

A l'oeil nu. Le plus souvent des roches à grain grand composées de tiges de hornblende brun noir (quelquefois à orientation subparallèle) atteignant une longueur de 8 cm., parmi lesquelles se trouvent des feldspaths blancs de lait ou verdâtres. De nombreuses inclusions dans la hornblende. (Voir Pl. VI, fig. 1.)

Au microscope. (Voir Pl. IV, fig. 1.)

Eléments principaux:

Hornblende. Elle est en général idiomorphe et a le caractère brun d'une barkévikite (kaersutitique) que présente aussi celle de la hornblendite (type 1 c). Parfois sa couleur est d'un jaune brun verdâtre. Les minéraux du groupe des chlorites l'ont corrodé aux bords, aux plans de clivage et dans les cassures. En ce cas il y a souvent aussi des lisières décolorées de la hornblende à ces endroits.

$n_g \wedge c =$ max. 19°

$n_g =$ brun ou brun verdâtre

$n_m =$ brun ou vert

$n_p =$ brun pâle ou jaunâtre.

Il se trouve des inclusions et des enfoncements broyés d'apatite idiomorphe, à extinction plus ou moins ondulante, et d'agrégats de plagioclase xénomorphe et altéré. L'orientation subparallèle des tiges de hornblende est rare. Une plastèse et une clastèse, si elles sont perceptibles, n'ont eu lieu qu'à un degré très restreint. Comme produits de transformation se présentent: la chlorite, l'épidote, la clinozoïsite, l'ilménite et des granules semi-opaques composées en partie de leucoxène.

$d_{max} = 6$ cm. Quantité: 10—35 % vol.

Plagioclase. La composition varie d'oligoclase avec 26 % d'An. à andésine avec 35 % d'An. Le développement est pour la plus grande partie xénomorphe. Des agrégats granuleux remplissent les incurvations et les nids dans la hornblende. La macle polysynthétique selon la loi de l'albite est répandue. Il peut se présenter localement des torsions, des fragmentations et des structures en mortier; alors les fragments clastiques ont conservé la composition d'une andésine. La transformation du plagioclase en saussurite peut conférer à toutes les structures nommées ci-dessus l'aspect de reliquats ou même les remplacer tout à fait par un tissu fin dans lequel sont inclus quelques grains plus grands d'épidote-clinozoïsite et des cristaux de carbonate. (Voir Pl. IV, fig. 1.)

$d_{max} = 1$ cm. Quantité: 5—60 % vol.

Eléments atypiques:

Préhnite. Ce minéral fut trouvé en une seule plaque mince dans un agrégat plus ou moins sphérolitique de cristaux incolores à extinction ondulante ou „en parquet". Le système cristallographique est orthorhombique à zone principale négative. Au bord les cristaux sont entourés de grains d'épi-

dote plus petits, tandis que la forme de l'agrégat suggère une cavité remplie dans la roche riche en feldspath.

$d_{max} = 0{,}5$ mm. Quantité: 0—5 % vol.

Eléments accessoires:

Ces éléments sont en général les mêmes que pour 3a. L'ilménite et le leucoxène (sphène?), cependant, se font remarquer davantage ici. L'ilménite présente des sections rhomboédriques assez grandes qui sont souvent d'un brun translucide, à côté de squelettes lamellaires autour de noyaux de chlorite-serpentine. Ces derniers suggèrent des pseudomorphoses de pyroxène et sont inclus dans ou engoués entre les individus de hornblende. La couleur de la lumière obliquement réfléchie du minerai est crème. L'hématite et le sphène forment des bordures. La pyrite y est subordonnée. Les grains d'épidote qui sont associés à l'ilménite et à la serpentine sont d'une nuance rougeâtre dans toutes les directions, ce qui provient peut-être de quelque teneur en Mn. Ici aussi l'on trouve des veinules et des lentilles discordantes de l'épidote-clinozoïsite et du carbonate. De tous les éléments accessoires l'apatite forme les individus les plus grands, malgré le fort broyage et le traînage.

$d_{max} = 1$ mm. Quantité: 10—65 % vol.

Structure: compacte, hypidiomorphe-granuleuse-prismatique, parfois porphyroclastique. Développement d'une pâte lépido-granoblastique.
Texture: massive ou linéaire.

Succession et principaux accidents des minéraux:
apatite broyée,
barkévikite écrasée et corrodée par du plagioclase,
plagioclase → saussurite,
barkévikite → chlorite + épidote.

Type 3e: (Micro-) méladiorite (-porphyrite)

(„diorite granitoïde massive", „diabase" et „porphyre dioritique" de Ch. Lory; „diabase (-porphyrite)" de P. Termier; „diorite" de L. Duparc).

Cette roche est presqu'exclusivement connue sous forme de veines et de filons jusqu'à une épaisseur de ± 1 m., qui recoupent à l'emporte-pièce tous les autres types 3 ainsi que les types 4 et 5. Ce recoupage à l'emporte-pièce est presque toujours discordant par rapport à une texture orientée de la roche encaissante. Dans un seul cas j'ai pu établir une concordance dans trois dimensions. Quand la méladiorite elle-même possède une texture plus ou moins orientée, celle-ci est parallèle aux parois des filons et par là le plus souvent discordante par rapport à celle de la roche encaissante. Dans 3a, 4a et 5, le développement est presque toujours courbé comme une veine à limites irrégulières et à apophyses. Dans les autres types de 4 la délimitation des filons est plus rectiligne et les ramifications sont rares.

Des apophyses plus petites dans la roche encaissante et la formation d'épaves de cette roche constituent toujours un phénomène fréquent, quand on y regarde de plus près. (Voir Pl. IX, fig. 2 et Pl. X, fig. 1, 2.)

A l'oeil nu. La roche se trouve en deux faciès différents, qui ne sont pas nettement divisés, mais qui forment dans un même corps des passages

graduels. Parfois toute la roche est composée d'une masse aphanitique gris noir à veinules verdâtres, parfois des rectangles de feldspath vert blanc flottent dans cette même masse; ils ont un diamètre de 5 mm. au maximum. La position de ces taches porphyritiques dans la microméladiorite est complètement arbitraire. Tantôt elles se trouvent au bord, tantôt dans la partie centrale du filon, parfois elles constituent la partie supérieure du corps, d'autres fois la partie inférieure. (Voir Pl. IX, fig. 2.)

Les textures orientées sont excessivement rares.

Au microscope. (Voir Pl. III, fig. 6.)

Eléments principaux:

Hornblende. La masse principale de cette roche est formée le plus souvent d'individus xénomorphes ou hypidiomorphes d'une hornblende vert-olive.

n_g = vert brunâtre (olive)

n_m = verdâtre

n_p = incolore

$n_g \wedge c_{max} = 28°$

$2V = \pm 90°$.

C'est probablement une hornblende commune.

Le minéral est restreint à la pâte où il constitue avec les grains de plagioclase une sorte de „structure en mosaïque". S'il y a des phénocristaux de plagioclase, la hornblende forme souvent des inclusions subparallèles selon les plans de clivage, les cassures ou les plans de jonction de la macle du plagioclase, mais pas en principe orientées parallèlement à ces plans. La hornblende est localement décolorée et présente alors un angle d'extinction ($n_g \wedge c$) plus petit et une biréfringence plus faible. Il se trouve des structures impliquées du plagioclase dans la hornblende et surtout des structures synanthétiques qui indiquent l'âge un peu plus élevé de la hornblende. Quelquefois la hornblende prédomine de façon à former un réseau dont les mailles sont remplies de plagioclase. Le sphène, le zircon et l'ilménite forment des inclusions.

$d_{max} = 1$ mm. Quantité: 35—65 % vol.

Plagioclase. Il peut se présenter en deux générations. La première génération se compose alors de phénocristaux isométriques, rectangulaires ou rhomboédriques à macle polysynthétique selon la loi de l'albite à côté d'une macle symmétrique plus large, laquelle à l'examen au moyen de la platine Fédoroff se trouve être construite selon la même loi. C'est un oligoclase-andésine avec 27 % à 43 % d'An. La structure lamellaire révèle quelquefois une torsion très nette, tandis que le remplissage avec la hornblende semble indiquer une croissance subséquente des phénocristaux pendant le commencement de la cristallisation de la pâte. (Voir Pl. III, fig. 6.)

La deuxième génération se compose d'individus xénomorphes remplissant les enfoncements et les cavités de la hornblende. Leur composition est celle d'oligoclase-andésine avec probablement environ 20 % à 45 % d'An; $2V = \pm 90°$; $n_p' > 1{,}538$. La macle de l'albite est moins répandue et forme des lamelles plus larges que dans les phénocristaux. Les deux générations présentent un léger degré de séricitisation et parfois aussi de saussuritisation; les phénocristaux souvent à un plus haut degré que la pâte, a laquelle manquent en outre des grains plus grands d'épidote-clinozoïsite. Surtout la hornblende a corrodé les phénocristaux à un degré pourtant peu élevé. (Voir Pl. III, fig. 6.)

$d_{max} = 1$ cm.; $d_{moyen} = 0{,}1$ mm. Quantité: 30—60 % vol.

Eléments atypiques:

Pyroxène. Dans les variétés veineuses, ce minéral se trouve en concentrations locales. Il est incolore et présente parfois un clivage net // l'axe *c*. La forme en est souvent amiboide avec des reliquats d'un habitus prismatique ou bipyramidal. La résorption par le feldspath et par la hornblende a produit des enfoncements, des cannelures et des cavités les plus capricieux qui sont pourvus de bords rouges translucides,

$n_y \wedge c =$ max. 30°.

C'est probablement un diopside.

L'association à la hornblende domine complètement les inclusions très rares de ce minéral dans le pyroxène. Dans les deux cas la hornblende est verte.

$d_{max} = 1$ mm. Quantité: 0—20 % vol.

Eléments accessoires:

L'épidote, la clinozoïsite, la muscovite et la chlorite se trouvent, outre comme produits de transformation du plagioclase (quelquefois aussi de la hornblende), aussi sous forme de veinules postérieures. A cette association se joint alors souvent une albite limpide, pauvrement maclée, à extinction roulante et qui montre des sutures synanthétiques avec d'autres individus de son espèce.

Le zircon, l'apatite, le sphène, la pyrite et l'ilménite appartiennent aux premiers produits de cristallisation de la pâte. Le sphène présente des formes ressemblant à des enveloppes. L'hématite montre des pseudomorphoses de la pyrite dans diverses gradations.

$d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: ± 5 % vol.
(Pour la composition chimique voir p. 108.)

Structure: compacte,
panallotriomorphe-granuleuse ou porphyrique,
„structure en mosaïque",
structures impliquées du plagioclase dans la hornblende; et vice versa en ce qui concerne les phénocristaux.
Pâte: microcristalline, surtout autour des phénocristaux.

Texture: massive ou linéaire (il y a souvent une plastèse des phénocristaux.)

Succession et principaux accidents des minéraux:
plagioclase (1re génération) tordu et corrodé par de la hornblende,
hornblende,
plagioclase (2me génération).

Types 4: Amphibolites feldspathiques foliacées

(„Flasergabbros" et „Bänder-amphibolite").
(„Gneiss amphiboliques" et „diorites schistoïdes" de Ch. Lory; „amphibolites schisteuses" de Duparc; „gneiss basiques et amphiboliques" de Termier).

Ces types comprennent toutes les roches basiques microchorismatiques ne possédant pas de texture massive ou orientée de manière localement subparallèle, mais caractérisées par des textures traîneuses, rubannées et lenticulaires. Y appartiennent en premier lieu les types dits „Flasergabbros" ou amphibolites feldspathiques oeillées qui encadrent dans les zones de

pétrissage (surtout autour du plus grand Lac Robert) des parties de gabbro-diorite et de serpentinite massives et qui sont associées de façon subconcordante avec des schistes à actinote ou smaragdite (voir Pl. XI, fig. 1). Puis viennent les types dits „Bänder-amphibolite" ou „amphibolites feldspathiques rubannées" qui sont constituées de strates, de rubans et de traînées alternantes, de structures leucocrates et mélanocrates. L'épaisseur de ces bandes, il est vrai, varie de quelques mm. jusqu'à environ 1 m.; les bandes d'une structure uniforme qui sont d'une épaisseur de plus d'un cm., cependant, sont rares. En général on peut dire que les structures rubannées, traîneuses et oeillées dominent dans ce type, excepté dans la zone de contact entre les complexes basiques et ultrabasiques, où les roches les plus variées se trouvent comme pétries l'une par l'autre et où des textures traîneuses et veineuses sont mêlées à des parties plus ou moins massives. Vers la périphérie du complexe basique ces textures traîneuses sont reléguées toujours plus au second plan, tandis que les textures rubannées sont ici pratiquement parallèles à celles des „roches cornéo-gneissiques" qui les enveloppent. Afin de la distinguer de l'amphibolite non-feldspatique, nous nous sommes servis du nom „amphibolite feldspathique", usuel dans la nomenclature française.

Type 4a: Amphibolite feldspathique oeillée à pyroxène.
(„Flasergabbrodiorit").

L'apparence lenticulaire-foliacée de ces roches microchorismatiques est causée par les „yeux" qui, pourvu qu'ils soient bien développés, sont nettement reconnaissables comme porphyroclastes ou porphyroblastes de diallage et de hornblende. Ils sont entourés de „torons" ondulants de tiges de hornblende verte, développant, à l'endroit des yeux, une espèce de „nœuds". Entre ces „torons" se trouvent alors des traînées ou des bandes de feldspath. Il est rarement, ici, question de strates bornées de surfaces planes. Les bandes de hornblende avec leurs „yeux" ont, de par leur nature, toujours une surface plus ou moins raboteuse. Les bandes s'élargissent et s'amincent souvent. Un raffinement graduel de la foliation s'accompagne parfois de micro-plissements et d'auto-discordances, sans qu'il se présente la moindre trace de rupture. Le rétrécissement par plissement ptygmatique est un phénomène aussi commun que pour 2a (voir Pl. X, fig. 2 et Pl. XI, fig. 1).

La grandeur des yeux est du même ordre que l'épaisseur des strates, des traînées et des lentilles de structure uniforme et peut atteindre un maximum de 2 cm. Ils ne dépassent les dimensions microscopiques que très rarement.

La couleur des „torons noués" est vert d'herbe ou vert émeraude, celle des strates de feldspath blanc de lait à lueur verdâtre. Un éclat bronzé submétallique de certains yeux trahit le clivage caractéristique du diallage. La présence d'yeux de hornblende et du plagioclase ayant moins de 50 % d'An démontre une tendance vers les „Flaserdiorite" qui passent à leur tour aux „Schlieren-amphibolite". (Voir Pl. IX, fig. 2 et Pl. X, fig. 1.)

Au microscope. (Voir Pl. IV, fig. 2 et Pl. I, fig. 3.)

Eléments principaux:

Plagioclase. Ce minéral est développé de façon xénomorphe et forme des strates minces, des traînées et des lentilles alternant avec des tissus semblables de hornblende lesquels se dédoublent et se redoublent à plusieurs reprises.

Leur épaisseur varie de 1 à 10 mm. Le maclage est assez rare, tandis que les transformations empêchent souvent de définir nettement la composition. J'ai mesuré des teneurs en An. allant jusqu'à 58 %. La structure la plus commune est celle d'une mosaïque à grain fin. Par ci par là on trouve des individus plus grands, couchés dans la pâte dans une orientation arbitraire. Ce sont des cristalloplastes et des cristalloclastes ou cristalloïdes, dont la macle polysynthétique, et parfois composée, présente souvent des phénomènes d'une forte torsion et qui ont perdu leur forme propre par un broyage ou par une cristallisation contemporaine de la pâte. Cela confère à la structure du feldspath un aspect plus ou moins porphyroblastique ou porphyroïde.

Le plus souvent le plagioclase de la pâte est de nature un peu plus acide. Quelquefois une teneur en An de 36 % fut trouvée. Des grains opaques, de la séricite et peut-être aussi du kaolin participent à la saussuritisation des plagioclases. Cette transformation peut avoir progressé de telle façon que le rapport structural s'est tout à fait perdu. De grands individus aussi bien que de petits peuvent se trouver en strates, traînées et lentilles, plus ou moins intimement associés avec la hornblende. Les grands individus forment alors forcément des yeux.

Il se présente aussi des structures finement symplectitiques d'une hornblende en forme de „flamme" ou de tache dans des porphyroïdes de plagioclase. $d_{max} = 2$ mm; $d_{moyen} = 0{,}1$ mm. Quantité: 35—55 % vol.

Hornblende. Ce minéral également peut se trouver en deux générations. Les individus plus grands se composent d'une hornblende brune d'allure hypidiomorphe. Des formes de résorption amiboïdes ainsi que le broyage et la torsion ont souvent fortement affecté l'habitus prismatique. Dans les deux derniers cas la hornblende forme le plus souvent un „oeil", c'est-à-dire une inclusion lenticulaire dans un „toron" de cristaux de hornblende plus petits. Un tel oeil peut aussi être composé de plusieurs porphyroclastes ou porphyroïdes de hornblende, associés dans une orientation arbitraire. Il s'ensuit, qu'il n'est pas nécessaire que la hornblende lenticulaire se trouve avec son axe *c* parallèle à l'orientation du toron. En effet des positions transversales des yeux ne sont pas plus rares que des positions parallèles. Des inclusions arbitrairement orientées du même minéral se présentent le plus souvent dans les cannelures et les cavités de la porphyroïde. D'autres inclusions sont formées par des traînées d'apatite broyée, d'ilménite et de leucoxène. Ses associations avec les porphyroïdes de pyroxène représentent une transition du „Flasergabbrodiorit" aux yeux de diallage au „Schlieren-amphibolit". Quand les yeux se composent de hornblende, celle-ci est souvent remplacée par un agrégat chaotique de tiges d'une hornblende pratiquement incolore.

La hornblende porphyroïde a:

n_g = brun ou brun vert

n_m = brun jaune ou verdâtre

n_p = incolore, brun pâle ou jaunâtre

$n_g \wedge c = $ max. 19°.

C'est bien aussi une hornblende barkévikitique. La bordure directe des yeux est formée le plus souvent par une hornblende de la même couleur dans une répartition à grain très fin. Plus à l'extérieur on trouve des grains un peu plus gros et des prismes ou fibres d'une hornblende d'un ton plus vert ou verdâtre, laquelle — plus loin dans les „torons" — est de plus en

plus décolorée et est orientée de plus en plus rigoureusement paralléle avec l'axe *c* à la direction des strates. Celle-ci est la même hornblende émeraude (smaragditique) qui a été mentionnée dans la description du type 2a. Sa structure varie de granoclastique à granoblastique et nématoblastique. Les transformations en minéraux caractéristiques de la zone „épi'' y font défaut, à l'exception de quelques rares taches de chlorite. Le plagioclase normal peut participer au tissu granoblastique, et au cas où il y a des yeux composés de hornblende et de diallage, le pyroxène peut également y prendre part. Les structures symplectitiques de hornblende se trouvant inclue dans le plagioclase, structures que nous avons traîtées en parlant du plagioclase, appartiennent aussi à ces associations intimes, causées par les porphyroïdes de plagioclase qui ont échoué dans les strates mélanocrates. Finalement cette texture de roche peut prendre tout d'un coup des dimensions si petites, qu'on ne saurait presque plus discerner d'yeux et que l'épaisseur des strates, traînées et lentilles n'est plus que d'un 0,1 mm. Ces zones peuvent être nommées méso-blastomylonitiques; alors le plagioclase, plutôt limpide, est une andésine-labradorite et l'élément mélanocrate une hornblende smaragditique.
$d_{max} = 2$ mm.; $d_{moyen} = 0{,}1$ mm. Quantité: 15—45 % vol.

Pyroxène. Comme nous venons de mentionner, les yeux peuvent aussi être construits complètement ou partiellement de pyroxène, c'est-à-dire, pour la plus grande partie, de diallage. Les phénomènes plastiques y sont plus fortement développés et plus nombreux que pour la hornblende. Les phénomènes clastiques et de résorption sont à peu près les mêmes, tandis que la blastèse a pris des dimensions sensiblement plus petites. Cette dernière reste restreinte au tissu granoblastique qui se trouve autour des yeux et a peut-être aussi rempli les cannelures et les cavités de la porphyroïde. Ce qui est frappant, en tout cas, c'est qu'au pyroxène à grain fin manque le clivage caractéristique du diallage, mais que ce pyroxène possède toutes ses autres caractéristiques optiques. Ce pyroxène ne s'éloigne jamais plus d'un mm. des yeux proprement dits. Sa fréquente association avec des granoclastes et des granoblastes de hornblende et, davantage encore, la présence d'encadrements complets de ces dernières autour des porphyroïdes de diallage, démontrent quelle étendue doit avoir eue l'association primaire de la hornblende et du diallage. Les quelques inclusions de hornblende brune orientées parallèlement aux traces de clivage du diallage sont probablement dues à l'association primaire, éventuellement avec résorption préliminaire, du diallage. Ces inclusions ne diffèrent souvent que par la valeur de l'angle de l'extinction $n_g \wedge c$ du cristal de diallage. Le diallage étant souvent gris verdâtre et la hornblende souvent vert pâle rend leur distinction très difficile. (Voir Pl. IV, fig. 2.)
$n_g \wedge c = \text{max. } 35°$
$d_{max} = 2$ cm.; $d_{moyen} = 0{,}1$ mm. Quantité: 5—20 % vol.

Eléments atypiques:

La hornblende fibreuse du groupe de l'actinote-trémolite avec $n_g \wedge c$: 12° et avec une faible biréfringence ne se trouve que dans quelques „Flasergabbros'', savoir dans ceux qui se sont éloigné le plus des gabbrodiorites massives. Elle forme là un tissu fibreux qui se trouve au centre ou à la périphérie des traînées de hornblende.
$d_{max} = 1$ mm. Quantité: 0—10 vol. %.

Des grains assez grands d'épidote-clinozoïsite, des cristaux de carbonate à contours polygonaux et à macle mécanique, des paquets lamellaires de prochlorite, orientés subparallèment à la paroi de la fente se trouvent exclusivement dans des associations locales sous forme de remplissage des cavités, de lentilles et de strates effilées aux interstices parfois remplis d'un agrégat finement synanthétique et faiblement réfringent et biréfringent. Ils suivent de préférence les strates de hornblende-pyroxène et sont alors intimément associés aux minéraux qui s'y trouvent; partiellement ils ont peut-être crû aux dépens de ces minéraux. En tous cas ils recoupent toutes les autres structures de cette roche.

$d_{max} = 0{,}2$ mm. Quantité: 0—5 % vol.

Eléments accessoires:

L'*apatite* se trouve surtout dans les variétés riches en hornblende, parfois comme inclusion dans les porphyroïdes de hornblende. Dans tous les cas elle est fortement broyée et étirée en traînées dans la direction des strates de hornblende. L'extinction en est quelquefois roulante. (Voir Pl. IV, fig. 2.)

$d_{max} = 1$ mm. Quantité: ± 5 % vol.

L'ilménite et le leucoxène sont eux aussi confinées aux variétés riches en hornblende. On trouve des grains et des cristaux lamellaires comme inclusions dans les porphyroïdes de hornblende brune, parfois fortement décolorées. La pyrite à bordure d'hématite remplace l'ilménite dans les „Flasergabbros" aux yeux de diallage plus nombreux. Son aspect est le même que dans les gabbrodiorites massives (3a).

$d_{max} = 0{,}2$ mm. Quantité: 2—5 % vol.
(Pour la composition chimique voir p. 103.)

Structure: compacte, microchorismatique
porphyroclastique-porphyroïde
Pâte: granoclastique-granoblastique-nématoblastique, parfois finement synanthétique à zones méso-blastomylonitiques

Texture: lenticulaire ou oeillée, filamenteuse.

Succession et principaux accidents des minéraux:
diallage broyé et corrodé par de la barkévikite,
apatite écrasée,
barkévikite et pyroxène → smaragdite,
plagioclase broyé et récristallisé,
barkévikite décolorée → trémolite,
plagioclase → saussurite.

Type 4b: Amphibolite feldspathique rubannée
(„Schlieren"- et „Bänder-amphibolite").

Comme nous avons dit plus haut, nous avons compris sous ce terme les „Bänder-amphibolite" proprement dits, c'est-à-dire les roches microchorismatiques qui se composent de rubans très minces de composition basique, alternativement mélanocrate et leucocrate.

Par opposition aux „amphibolites feldspathiques oeillées", ces rubans sont en effet limités de façon à peu près rectiligne. En général on ne saurait dire qu'un élément domine l'autre; l'épaisseur des strates et des traînées,

cependant, varie de dimensions microscopiques à 1 m. environ. Une caractérisation spéciale des rubans plus épais de ces structures uniformes nous amènerait à trop nous répéter, vu que les rubans mélanocrates peuvent en être déduits par une augmentation de la hornblende, ceux leucocrates par une augmentation du plagioclase. En outre ils ne diffèrent que par leur gisement géologique resp. de la micro-méladiorite (3e) et de la gabbrodiorite aplitique à hornblende (3c). Quand les rubans leucocrates ont une composition quartzdioritique on peut observer parfois nettement des discordances et des apophyses à caractère local contre les rubans mélanocrates. Les premiers ont alors souvent une bordure qui, par suite d'une augmentation graduelle de l'élément mélanocrate, passe dans le ruban mélanocrate. Cet élément mélanocrate est orienté subparallèlement, quand il s'agit d'un habitus prismatique, aussi bien dans les zones de transition que dans les rubans mélanocrates. Quand le développement des bandes est plus mince et plus sinueux ou même traîneux, on peut observer — du moins en gisement géologique — des transitions graduelles vers les „amphibolites feldspathiques œillées", qui, à leur tour, peuvent se développer de gabbrodiorites massives. Le rapport général en ce qui concerne la structure et la texture, cependant, nous a amené à classer les „amphibolites feldspathiques foliacées" dans un seul groupe structural par opposition aux roches basiques massives. La prédomination de la hornblende parmi les éléments mélanocrates et d'un plagioclase intermédiaire, notamment dans les bandes leucocrates, rend plausible la dénomination „amphibolites feldspathiques".

Au microscope. (Voir Pl. I, fig. 4.)

Eléments principaux:

Hornblende. Parfois on peut reconnaître une forte concordance en couleur et en habitus avec la hornblende grano-nématoblastique de 4a, d'autres fois on est frappé par sa ressemblance avec la hornblende xénomorphe des méladiorites (3e). Dans les deux cas, cependant, le développement est nettement prismatique et l'orientation subparallèle. Des reliquats broyés de pyroxène sont associés avec le premier développement, dans lequel les taches de chlorite et les grains de sphène, d'épidote et de carbonate prennent la place des yeux. Quand les reliquats de pyroxène manquent, la hornblende est le plus souvent d'une couleur vert d'herbe et pratiquement non-transformée.

n_g = vert d'herbe

n_m = vert jaunâtre

n_p = verdâtre ou incolore

$n_g \wedge c$ = max. 20°.

Elle contient des inclusions d'un mica brunâtre fortement chloritisé, rempli de grains opaques et d'une orientation subparallèle. Elle forme aussi d'autres associations avec ce mica. On trouve également des inclusions d'hématite et de pyrite. Elle est le plus souvent fortement corrodée et alors les cavités et les incurvations sont remplies de plagioclase ou quelquefois d'une hornblende plus petite.

d_{max} = 2 mm. Quantité: 5—80 % vol.

Plagioclase. Ce minéral est développé de la même façon que dans 3e, 3b, ou 3c. Ici aussi il y a parfois deux générations. Les individus plus grands sont xénomorphes pour le moins en détail. Ils présentent des phénomènes plas-

tiques et clastiques ou des formes irrégulières et amiboïdes, qui sont réductibles à une résorption. La macle polysynthétique selon une loi normale n'est pas rare. L'extinction dans la zone perpendiculaire à la jonction est généralement symétrique. Quelquefois ce plan de jonction est (021) : Bavéno gauche. C'est une labradorite-andésine avec ± 52 % d'An. La pâte a une structure granoclastique ou granoblastique. Dans le premier cas, plutôt rare, les sutures des grains sont fortement dentelées et l'extinction est roulante. Dans le second cas il a été plutôt question de cristallisation simultanée. Ce plagioclase est une andésine avec 33—50 % d'An. maclée entre autres selon la loi de Bavéno droite. Il remplit aussi les cavités et les incurvations dans la hornblende de formation légèrement antérieure et verte ou brune. Par une diminution graduelle de la teneur en hornblende, ces roches passent aux leucodiorites panallotriomorphes et aux leucoquartzdiorites, qui ne se distinguent que par leur aspect stratifié ou rubanné du type 3c. Le quartz, s'il est présent, forme des structures grossièrement synanthétiques dans le plagioclase pratiquement albitique. L'élément mélanocrate se compose alors d'un peu de biotite complètement transformée avec quelques grains d'épidote d'allure secondaire.

Il se présente des transitions de la structure aplitique panallotriomorphe-granuleuse à la texture rubannée de plagioclase-hornblende en passant par celle de la méladiorite prismatique-réticulée. Des macles selon la loi de l'albite ou composées se trouvent dans la pâte à peu près dans la moitié du nombre total des individus. La teneur en anorthite varie de pratiquement 0 dans les variétés leucoquartzdioritiques à 45 % dans les variétés méladioritiques.

$d_{max} = 2$ mm. Quantité: 15—75 % vol.

Les transformations en saussurite varient de 5—95 % et cela de mm. en mm. (Voir Pl. I, fig. 4.)

Eléments atypiques:

Pyroxène. Les granoclastes et les granoblastes de ce minéral, ainsi que quelques formes de résorption granoïdes et amiboïdes sont restreints aux amphibolites finement rubannées contenant des „reliquats oculaires" qui se composent d'agrégats de carbonate-épidote-chlorite. Peut-être certains grains d'épidote-clinozoïsite des rubans leucocrates à plagioclase basique sont-ils dus également à une transformation de ce minéral.

Son caractère est celui d'un diopside.

$d_{max} = 0{,}3$ mm. Quantité: 0—5 % vol.

Quartz. Certains rubans et traînées leucocrates contenant de grandes quantités de plagioclase acide renferment du quartz dans les interstices du tissu feldspathique. Le plus souvent le quartz s'enfonce à sutures synanthétiques dans le plagioclase et il se produit des limites plus ou moins dentelées entre ces deux minéraux. Des inclusions de quartz dans le plagioclase se restreignent en général à la périphérie des grains de plagioclase et nous sommes en droit de soupçonner que ce phénomène est dû à des sections perpendiculaires à la direction dans laquelle une dent de quartz pénètre dans un grain de plagioclase. La prédomination de la biotite comme élément mélanocrate dans les leucodiorites quartzifères est une raison de plus pour compter ces structures parmi les quartzdiorites ou tonalites. De tous les rubans et traînées leucocrates des amphibolites feldspathiques foliacées elles ont le caractère le plus fortement discordant et intrusif.

$d_{max} = 0{,}2$ mm. Quantité: 0—15 % vol.

Biotite. Ce minéral également est rare. Dans les rubans quartzifères leucocrates il est presque le seul élément mélanocrate. Sa couleur y est verdâtre.
n_g = vert d'herbe
n_m = vert clair
n_p = incolore.

Dans les rubans riches en hornblende sa présence est attachée à la hornblende vert d'herbe, résorbée, à structure réticulée. Là elle est d'un brun clair et forme des inclusions subparallèles dans les prismes de hornblende avec lesquels elle s'associe aussi par l'extérieur.
$n_g = n_m$ = brun clair
n_p = incolore.

Il y a assez souvent une torsion des lamelles et une transformation assez avancée en chlorite à zone principale negative et en grains semi-opaques.
$d_{max} = 0{,}2$ mm. Quantité: 0—5 % vol.

Epidote-clinozoïsite. Non seulement comme produits de transformation du plagioclase et sous forme de remplissages de fentes et de cavités, les minéraux de la série épidote-clinozoïsite se trouvent, mais aussi en grains isolés plus grands, qui sont toujours xénomorphes. Des grains à diamètre maximum de 0,2 mm. se trouvent aussi dans la pâte des rubans leucoquartzdioritiques.
$+ 2V = 30°$.

Des teintes de polarisation anomales se présentent souvent. Parfois son noyau est brun foncé (*Orthite* à bordure de *clinozoïsite*?). Il se trouve de préférence au milieu de cristaux de quartz.

Quantité: 0—2 % vol.

Eléments accessoires:

L'apatite forme des aiguilles sveltes entre autres dans les variétés riches en hornblende à structure réticulée.

Le zircon peut se trouver en individus plutôt grands, xénomorphes, pourvus de cavités de résorption, dans certains rubans leucocrates, surtout dans ceux qui ne contiennent pas de quartz.
$d_{max} = 0{,}2$ mm.

La pyrite à bordure d'*hématite* en cubes nettement idiomorphes est un élément accessoire très répandu, aussi bien dans les rubans mélanocrates que dans la plupart des rubans leucocrates.
$d_{max} = 0{,}2$ mm. Quantité: ± 5 % vol.

La limonite forme des veinules et des taches, souvent en liaison avec des veines assez larges d'épidote-clinozoïsite-chlorite-albite qui traversent toutes les autres structures.

(Pour la composition chimique voir p. 106.)

Structure: compacte, microchorismatique; grano-nématoblastique-porphyroïde-réticulée.
Pâte: „structure en mosaïque", panallotriomorphe-granuleuse ou synanthétique.

Texture: litée, rubannée ou traîneuse
rubans mélanocrates: linéaires
rubans leucocrates: plutôt massives.

Succession et principaux accidents des minéraux:
plagioclase parfois broyé et récristallisé,
hornblende cristallisée sous pression orientée.

Type 4c: Epidote-amphibolite feldspathique
(„Schiste amphibolique zoïsitisé" de Duparc).

A une dizaine de mètres au nord du Col de la Petite Voudène — c'est-à-dire à l'extrême bord nord-est du massif basique — j'ai trouvé une amphibolite feldspathique finement rubannée, dont les rubans leucocrates ont une lueur vert d'herbe. Cette roche confine immédiatement aux roches cornéo-gneissiques du type 5, dont les strates (rubans) sont le plus souvent concordantes avec la foliation des types 4. Elle n'est pas nettement séparée de l'amphibolite feldspathique rubannée du type 4b. Sa lueur vert d'herbe qui constitute le seul point de repère macroscopique se présente plutôt sous forme de taches au bord périphérique de la série d'amphibolites.

Au microscope. (Voir Pl. IV, fig. 5.)

La hornblende et *le plagioclase* forment des structures et des textures qui sont localement tout à fait identiques à celles de 4b, tandis qu'on ne saurait méconnaître certaines tendances locales à une structure en mosaïque du type cornéen. La hornblende est vert brun et le plus souvent développée de manière prismatique-subparallèle. Le plagioclase présente des formes polygonales et ne peut être déterminé plus nettement à cause de la transformation très avancée en séricite et en saussurite. Le *sphène* forme des grains et des agrégats granuleux qui montrent souvent des contours rappelant des enveloppes ou des coins.

$d_{max} = 0{,}2$ mm. Quantité: $\pm$ 5 % vol.

Les aiguilles d'*apatite* sont petites et rares.

Une *épidote-clinozoïsite* verdâtre ou rougeâtre, cependant, peut former des grains qui prennent la place du feldspath dans cette mosaïque. La hornblende couchée parmi ces grains est alors souvent encadrée et parcourue de veines de chlorite. Dans les mailles d'un réseau pareil, il y a souvent des grains d'épidote, de sorte qu'il se forme finalement un réseau chloritique à mailles d'épidote ou un agrégat d'épidote à taches de chlorite. Le plus souvent, cependant, la hornblende n'a pas été affectée et la couleur, la forme et la structure en sont complètement semblables aux parties limitrophes de l'amphibolite feldspathique normale. Cela reste la même chose quand l'épidote ou la clinozoïsite vont former des porphyroblastes sans aucune orientation, où outre la hornblende le feldspath sériciteisé, l'albite limpide, le sphène et la pyrite peuvent se trouver comme inclusions. A part un certain allongement parallèle à l'axe *b*, il y a peu à dire de sa forme cristallographique par suite des contours capricieux. (Voir Pl. IV, fig. 5.)

$n_p \wedge c$ au plan (010) $= + 2°$
$2V = + 60°$.

Dispersion des bissectrices (n_p: $\rho < v$).

Il y a de nombreuses teintes de polarisation anomales. Selon M. Winchell (1933, lit. 185, Vol. II, p. 313) ce sont les propriétés d'une clinozoïsite à 8 % mol. d'épidote.

$d_{max} = 2$ mm. Quantité: 30 % vol.

Structure: compacte; microchorismatique; porphyroblastique souvent poécilo-blastique (structure en tamis).

Pâte: grano-nématoblastique;
diablastique.

Texture: foliacée ou linéaire.

Succession et principaux accidents des minéraux:
plagioclase → zoïsite,
hornblende → chlorite.

Types 5: Roches cornéo-gneissiques

(Gneiss rubannés et cornés; „Cornéennes" de P. Lory et de P. Termier; „Kinzigites" de W. Kilian).

Bien que ces types fassent partie des roches acides et intermédiaires, leur gisement géologique est si étroitement lié à celui des roches basiques — et surtout de celles du type 4 — qu'un bref exposé de leurs caractères principaux est indispensable pour la notion générale du complexe basique.

Ils forment l'encadrement est et sud-est du complexe basique, affleurent surtout bien et sont facilement à atteindre au Col de la Petite Voudène et au Col de l'Echaillon W. Comme la couleur d'altération d'un gris sale ne diffère que peu de celle des roches basiques avec lesquelles ils ont en commun une texture rubannée très prononcée, il a fallu ma troisième visite, en 1948, pour que je sois capable de les reconnaître comme types à part.

Ils forment pour la majeure partie des strates d'une épaisseur de 1 à 10 cm. ayant à peu près le même pendage et la même direction que ceux du type 4c qui les avoisine. L'élément le plus foncé, qui est riche en biotite, et l'élément le plus clair, qui se compose surtout de quartz et de feldspath, est souvent lenticulaire, veineux ou oculaire, mais toujours avec son axe longitudal ± // à la direction générale. Localement cette série présente des plis — souvent monoclinaux — des flexures ou des décrochements sans fracture, tandis que l'axe du plissement est à peu près vertical et perpendiculaire à la direction générale de la série. Les rubans riches en biotite sont souvent très minces dans les flancs d'un tel pli et beaucoup plus épais dans la charnière, de sorte qu'on peut assumer qu'ils ont réagi au plissement d'une façon plus plastique que les éléments massifs et leucocrates, dans lesquels c'est souvent seul un grenat rouge à pellicule de chlorite verte qui est reconnaissable à l'oeil nu.

A un seul endroit du Col de l'Echaillon W nous avons pu constater que le rapport des strates, des rubans et des lentilles a été recoupé à l'emporte-pièce par des roches basiques. Une épave périphérique, dans laquelle le rapport nommé plus haut a été gardé, fut alors arrachée à son entourage, retournée et entraînée sur une certaine distance dans le massif basique (voir Pl. V, fig. 3).

La roche basique qui a provoqué cette formation d'apophyses et d'épaves ne montre pas une texture orientée irréfutable des tiges de hornblende. Peut-être est-ce le bain de la méladiorite qui a travaillé ici, lequel a été mis en place plus tard, mais qui a donné naissance à des roches qui, ni en plaque mince, ni dans l'échantillon, ne se distinguent clairement des bandes mélanocrates du type 4b. Ce n'est que la discordance géologique qui puisse nous renseigner ici et en vue de cela des recherches détaillées sur le terrain sont obligatoires.

Type 5a: Cornéenne quartzo-feldspathique.

(Voir Pl. I, fig. 5.)

A proximité du type 4c nous trouvons, cinq mètres au-dessus du Col de la Petite Voudène, dans la pente E de la Vallée de Bâton (E sur la

carte) une roche aphanitique gris clair présentant des traces locales d'une très fine striation. Cette striation est à peu près parallèle à la foliation du gneiss à grenat du type 5d se trouvant à un mètre à l'est de cet endroit. La transition entre ces deux roches est graduelle. A un mètre plus à l'ouest se trouve l'épidote-amphibolite du type 4c.

Sous le microscope la roche se trouve être constituée par une structure en mosaïque de quartz et de plagioclase à quantités variées de calcite, de séricite et de sphène. A l'endroit où l'oeil nu discerne une fine striation, le microscope révèle un arrangement plutôt lenticulaire de plagioclase et de quartz où le sphène se présente en lacets de cristaux sous forme de navette et le carbonate comme masse de remplissage.

L'apatite forme des aiguilles et des prismes.

Le plagioclase est assez frais et présente le plus souvent une idiomorphie cristallographique. La macle polysynthétique selon la loi de l'albite est très rare. $n_p = 1{,}539$.

C'est de l'albite-oligoclase. Parfois il y a un commencement de séricitisation. Des cassures plus ou moins perpendiculaires à l'axe longitudinal des lentilles sont remplies d'une matière chloritique et font penser à la macle mécanique.

Le quartz présente quelquefois une extinction roulante et est parfois broyé aux bords. Ses inclusions liquides sont souvent arrangées en files perpendiculaires à la striation de la roche.

Nous trouvons une *cornéenne* d'une nuance plutôt vert-gris sur la selle la plus occidentale du Col de l'Echaillon ( ) (sur la carte). Elle se présente dans divers niveaux du gneiss rubanné, lesquels ne sont pas — au point de vue bidimensional — liés à une certaine distance minimum du massif basique. Elle est interstratifiée ou intercalée sous forme de lentille entre des unités analogues de cornéennes quartzo-feldspathiques, de corréennes à biotite et à grenat et de gneiss à grenat.

Sous le microscope ce sont exclusivement des grains de quartz réguliers, polygonaux ou ronds, qui font penser à une mosaïque. Cependant, ils ne s'unissent pas généralement, mais se trouvent dans une pâte composée localement d'écailles minces de séricite. A d'autres endroits on reconnaît aisément des pseudomorphoses d'une chlorite isotrope d'après des porphyroblastes à contours de forme rectangulaire ou hexagonale. Tout ceci suggère fortement une pseudomorphose de cordiérite, à savoir celle qui est connue dans la littérature sous le nom de *pinite*. Comme inclusions se trouvent: le quartz, l'ilménite, le zircon, le sphène, l'apatite. Dans une section un peu moins altérée nous voyons des porphyroblastes présentant à peu près la même réfringence et la même biréfringence que le quartz, affectées d'une séricitisation et d'une chloritisation commençantes. (Voir Pl. I, fig. 5.) Les agrégats de séricite sont plutôt à considérer comme une transformation du feldspath que comme une prasiolite dans le sens de M. Winchell (1933, lit. 185, vol. II, p. 309). Très caractéristiques sont les grains nombreux et ronds de zircon qui atteignent des tailles d'un d de 0,5 mm. L'*ilménite* en cristaux de forme hexagonale et en agrégats se trouve assez souvent. L'*apatite* et surtout le *sphène* se trouvent en quantités bien inférieures. Avec l'attaque à froid au moyen de l'acide chlorhydrique (1:10), on peut constater à certains endroits de la roche une faible effervescence. Ici également l'arrangement des grains semi-opaques (de sphène?), ainsi qu'un allongement léger des quartz donne localement l'impression d'une striation de la roche.

Structure: structure en mosaïque; grain fin; compacte.
reliquats porphyroblastiques, structure en tamis.

Phénomènes postérieurs: plastèse et clastèse; lépidoblastèse.
(transformation de la cordiérite (?) en pinite).

Texture: massive, souvent quelque peu lenticulaire;
parfois il y a une orientation parallèle de quelques éléments (sphène!)

Type 5b: Cornéenne à biotite et à grenat.
(Voir Pl. IV, fig. 4.)

Des strates et des lentilles, d'une épaisseur d'environ 10 cm., de cette roche compacte d'un brun grisâtre ne présentent à l'oeil nu que des cristaux de *grénat* isométriques rougeâtres avec un diamètre maximum de 7 cm. Elles alternent généralement avec des strates et des lentilles plus minces du type 5c, qui est très riche en biotite.

Sous le microscope cette roche fournit certainement le plus bel exemple d'une structure en mosaïque ou plutôt d'une „decussate structure" dans le sens d'A. Harker (lit. 63, p. 35). Dans la mosaïque de *quartz* et de *plagioclase* se trouvent inclus de petits paquets de *biotite* d'orientation arbitraire, ce qui indique que la poussée n'a pas joué un rôle prédominant pendant sa formation. Il fut trouvé dans ce tissu des porphyroblastes d'un grenat rougeâtre, isotrope, avec de nombreuses inclusions, fissures et enfoncements. Les inclusions se constituent d'individus de quartz xénoblastiques, dentelés, qui remplissent aussi les fissures et les enfoncements. D'autres inclusions sont: un minéral titanifère et peut-être un peu de zoïsite et d'orthite, ainsi que quelque grains semi-opaques. Dans les fentes plus fines il se présente très souvent de la séricite et de la chlorite avec quelques reliquats de biotite. La biotite pénètre parfois nettement dans les fissures. La périphérie de la section est très irrégulière. Souvent la formation de fissures est accompagnée d'un étirement et d'une dispersion des fragments. (Voir Pl. IV, fig. 4.)

$n = 1{,}740$. $D_e = 3{,}81—4{,}23$.

L'essai microchimique n'a pas indiqué la présence de Mn.

Ces propriétés correspondent avec celles de l'*almandin.*

Quantité: 5—15 % vol.

Les grains de plagioclase sont parfois composés de la macle polysynthétique de l'albite.

$n_p' = 1{,}539$.

Il s'agit donc d'une albite-oligoclase. La transformation en séricite avance surtout le long des plans de clivage qui suggèrent la macle mécanique. Le quartz s'éteint le plus souvent en lumière polarisée de façon roulante, excepté quand il remplit des fissures, et des enfoncements dans le grenat ou forme des traînées autour du grenat. Il contient de nombreuses inclusions minuscules. Les paquets de biotite sont en moyenne à peu près trois fois plus longs ou plus larges qu'épais. Ils sont décolorés ou chloritisés aux bords et contiennent des inclusions de grains semi-opaques. Pour le reste:

$n_g = n_m =$ brun jaune

$n_p =$ jaunâtre,

de sorte qu'il est probable que nous soyons ici en présence d'un terme de la série isomorphique phlogopite-eastonite.

L'*apatite* et le *zircon* forment de petits prismes et de petits grains. L'élément semi-opaque est présent sous forme de grain et de squelette et est constitué, pour une petite part, d'hématite et pour le reste d'un minéral titanifère. Là, où des structures synanthétiques et symplectitiques de quartz et de plagioclase se présentent, un broyage des extrémités, qui s'engrènent, est évident.

Structure: grain fin; compacte; „decussate", en mosaïque; porphyroïde; poéciloblastique-diablastique (destruction de l'almandin).

Phénomènes postérieurs: plastèse, clastèse et lépidoblastèse (séricite-chlorite).

Texture: massive.

Type 5c: Gneiss à biotite.
(Voir Pl. I, fig. 6.)

Comme nous avons dit plus haut, il se trouve des strates et des lentilles minces d'une épaisseur atteignant 3 cm., surtout intercalées dans la cornéenne de 5b, mais aussi en formes microscopiques dans le gneiss à grenat 5d. Sa plus grande épaisseur est atteinte dans les charnières des plis et des flexures de la série. Dans les flancs il se présente le plus souvent un fort étirement ou même un coincement des strates riches en biotite. Les lamelles de biotite mordorées avec un diamètre max. de 2 mm. sont le seul élément déterminable à l'oeil nu et prédominent en général, de façon à donner à toute la roche une couleur mordorée. Les lamelles de biotite sont orientées parallèlement à la surface de la stratification et suivent de manière plus ou moins fidèle le plissement de cette surface.

Sous le microscope nous reconnaisons le même mica que dans 5b; ici, cependant, d'orientation subparallèle et arrangé en strates et en lentilles minces. Entre ces strates et ces lentilles se trouvent des individus et des agrégats, allongés en lentille, de *quartz* et de *plagioclase* en quantitées variées. Ils sont encore plus nettement xénoblastiques par rapport à la *biotite* qu'en 5b. Pour le reste ils démontrent les mêmes phénomènes de plastèse, de clastèse et de lépidoblastèse que ceux décrits sous 5b, mais à un moindre degré, surtout du clastèse. La quantité totale de quartz et de plagioclase ne dépasse jamais les 50 % vol. La biotite forme des traînées, des rubans et des lentilles — se dédoublant et, parfois, se redoublant — de paquets subparallèles. La chloritisation qui avance du bord vers l'intérieur, accompagne ici une torsion très distincte des paquets. Des agrégats granuleux semi-opaques obscurcissent souvent le noyau. La *chlorite* présente les teintes de polarisation ultra-bleues de la pennine. Pour la biotite j'ai trouvé:

$n_g = 1{,}615 = n_m$

$n_p = 1{,}568$

$n_g - n_p = 0{,}048 \quad (-)\, 2V = 7°$.

Selon M. Winchell ce sont les propriétés d'une *phlogopite* avec 27,5 mol.% *annite* (1933, lit. 185, vol. II, p. 274).

Quantité: 45—75 % vol.

La chlorite y remplit aussi les cassures et les interstices du quartz et du

plagioclase. L'*apatite* et le *zircon* sont présents comme éléments accessoires. Au lieu du grenat, il s'est développé ici de la pyrite à bordure d'hématite dans des individus isométriques et des taches assez grands. (Voir Pl. I, fig. 6.)

Structure: compacte, grain fin-moyen;
grano-lépido-blastique.

Phénomènes postérieurs: plastèse, clastèse, blastèse (séricite-chlorite).

Texture: schisteuse, lenticulaire-foliacée.

Type 5d: Gneiss à grenat.
(Voir Pl. IV, fig. 3.)

Les gneiss à grenat sont plus répandus que les autres types 5. Nous n'avons pu établir avec exactitude à quel point ils sont restreints à l'auréole du complexe basique. Leur présence au-dessus du Col de la Petite Voudène, à un mètre de distance de l'épidote-amphibolite 4c et séparés de cette roche seulement par la cornéenne quartzo-feldspathique 5a, les caractérise cependant comme un élément de cet auréole. C'est surtout le bord extérieur de cette série qui est pris pour la majeure partie par les gneiss à grenat avec des traînées et des yeux de biotite et de quartz-feldspath. Plus vers l'est et vers le sud-est ils se joignent aux quartzites, gneiss et schistes du type 6. L'impraticabilité du terrain, ainsi que la nécessité de restreindre les recherches aux roches basiques et à leur auréole immédiate, ne nous ont pas permis d'étudier plus à fond le caractère des types 5 et 6 et leur contact mutuel et d'établir s'il est question ici d'une transition graduelle ou bien d'une limite nette (subsidiairement d'un contact zonaire comme nous l'avons décrit plus haut). Nous avons seulement pu établir que la répartition du grenat est restreinte à l'entourage est et sud-est du complexe basique. Il faut pourtant prendre en considération que la zone de contact occidentale du massif basique que nous avons pu étudier, est — pour la majeure partie — cachée par des strates mésozoïques, là où le terrain est praticable. Le gneiss à grenat est un „gneiss oeillé et lenticulaire'' microchorismatique avec des yeux et des rubans discontinus de quartz-feldspath, de grenat et de mica (biotite, muscovite, séricite-chlorite). Sa couleur est d'un blanc gris verdâtre par suite de la forte chloritisation de la biotite Le grenat rougeâtre est souvent entouré de pellicules de chlorite et atteint un diamètre de 6 mm.

Sous le microscope sa texture lenticulaire ou foliacée s'observe encore davantage. Des rubans et des lentilles discontinus de paquets subparallèles de *biotite* et de *muscovite* (transformés pour la majeure partie en *chlorite* et en *séricite*) alternent avec des individus et des agrégats lenticulaires de *quartz* et de *plagioclase* qui produisent souvent des structures d'implication dentelées. Les lentilles de quartz-plagioclase peuvent arriver à un diamètre maximum de quelques mm., tandis que la dimension granulaire des éléments augmente alors à un diamètre de 0,5 mm. (voir 5e). Les lentilles de mica ne deviennent pas très épaisses; elles sont rarement d'une longueur ou d'une largeur de plus de quelques cm. (voir 5c). C'est dans ces gneiss qu'on trouve les plus belles sections de *grenat* de forme hexagonale et losangée. Il s'y présente également des inclusions de quartz xénoblastique et de minéraux semi-opaques titanifères, ainsi que des cassures plutôt fines remplies de séricite et de chlorite et des enfoncements de quartz, mais en général son idiomorphie est bien conservée

par le manque de fissures transversales par rapport à la foliation et par le fait que les grenats n'ont pas été étirés dans la direction d'allongement général. On trouve bien par ci par là des rubans minces de mica, qui traversent, pratiquement sans interruption, les cristaux de grenat dans la direction générale. Ce mica a été en majeure partie transformé en *pennine* à teintes de polarisation ultra-bleues, comme c'est presque toujours le cas dans ces roches. La biotite est d'une couleur un peu plus rouge que celle des types 5b et 5c, mais la richesse en Mg de ses produits de transformation (la pennine) fait pourtant penser, que sa composition ne diffèrera pas beaucoup de celle de la phlogopite décrite plus haut. Des grains semi-opaques accompagnent sa transformation en chlorite et peut-être en phengite. Il y a de nombreuses torsions, aussi de la muscovite, qui présente le plus souvent peu de traces d'une transformation. Les porphyroblastes du grenat sont isotropes et d'un rouge clair. Il n'y a aucune raison pour admettre qu'il ne s'agit pas d'un *almandin* comme en 5b. Le quartz présente par ci par là une extinction roulante et des inclusions liquides. Il y a localement des phénomènes clastiques, restreints en général à des zones mylonitiques, qui sont à peu près parallèles à la direction générale des rubans et des strates. Le plagioclase présente des gradations variées de séricitisation et parfois la macle polysynthétique assez large de l'albite. Il y a aussi des macles plus vagues, plus ou moins perpendiculaires à la direction générale; ces macles font penser à la macle mécanique. La séricitisation a avancé de préférence selon leurs plans de jonction. (Voir Pl. IV, fig. 3.)

$n'_p < 1{,}539$

$n'_g = 1{,}539$: *albite.*

L'*apatite* et le *zircon* sont des éléments accessoires répandus, ainsi que l'ilménite et la magnétite à bordure d'hématite.

Structure: compacte, microchorismatique (grain fin-moyen); porphyroblastique (almandin).

Pâte: grano-lépidoblastique.

Phénomènes postérieurs: plastèse, clastèse et micro-lépidoblastèse (séricite + chlorite).

Texture: lenticulaire-oeillée-foliacée.

Type 5e: Aplite quartzo-albitique.

Les lentilles de quartz-feldspath microscopiques de 5d peuvent, comme nous l'avons dit plus haut, se développer et arriver à des dimensions reconnaissables à l'oeil nu d'un diamètre max. de 10 sur 5 cm., tout comme le gneiss à biotite 5c se forme par suite d'une croissance des lentilles et des veinules, riches en biotite, qu'on trouve aussi dans 5d en dimensions microscopiques. Ces lentilles et traînées sont concordantes ou subconcordantes par rapport à la foliation générale du gneiss. Les cristaux isolés peuvent atteindre des dimensions de quelques mm. et sont parfois reconnaissables à l'oeil nu.

Sous le microscope ils se trouvent être composés en général de quartz et à un degré beaucoup moindre d'albite-oligoclase. Cette dernière présente une séricitisation à un très léger degré. Le quartz s'éteint tout au plus de façon

un peu ondulante. Ses sutures intergranulaires sont parfois fortement dentelées et les individus sont plus ou moins étirés dans la direction de l'allongement des lentilles. Le plagioclase est le plus souvent maclé assez grossièrement. Le quartz présente de nombreuses inclusions liquides.

Structure: compacte, grain moyen;
granoblastique-synanthétique.

Phénomènes postérieurs: plastèse du quartz.

Texture: massive-lenticulaire.

Types 6: Quartzites, gneiss et schistes
(„eurites schisteux" de Ch. Lory; „mica-schistes et gneiss acides" de P. Termier)

Il va sans dire que nous ne saurions trop approfondir la question du caractère de ces roches qui constituent les vrais matériaux de construction de l'enveloppe cristallophyllienne acide du massif basique. Aussi ne les examinerons-nous que pour pouvoir les comparer avec (ou les opposer aux) roches du type 5 qui, comme nous l'avons vu, nous fournissent bien des points de repère géologiques et pétrographiques avec le massif basique.

Qu'il nous soit permis de nous restreindre à un bref aperçu des types structuraux de cette série et de leurs caractères minéralogiques et structuraux les plus frappants, afin de pouvoir tirer une conclusion provisoire en ce qui concerne le rapport géologique et pétrologique avec ceux du type 5.

Nous avons pris des échantillons surtout dans le voisinage des Lacs des Pourrettes, de l'Echaillon, de la Balme, du Recoin et de la Pra. Généralement parlant on ne saurait dénier à cette série un caractère chorismatique; elle renferme les types structuraux les plus différents, comme nous le verrons plus bas. Le kyriosome en est formé par des strates et des lentilles de *quartzites* et de *schistes* et contient relativement peu de feldspath. De loin déjà, on peut nettement distinguer les schistes chloriteux surtout des schistes à séricite et à muscovite, et des quartzites, à cause de la teinte verte des premiers. Dans les derniers se présente un akyrosome phlébitique de composition aplitique. Aux environs de la Balme et du Recoin, cependant, les gneiss prédominent, c'est-à-dire au sud le gneiss à séricite et à chlorite et plus vers le nord, au bord du bois de pins, le gneiss à deux micas. Le contact avec le massif basique reste difficile à localiser ici, à cause de sa couverture de sédiments triasiques qui commencent avec des grès-arkoses micacés et des quartzites; d'ailleurs là, où ce n'est pas le cas, des mouvements postérieurs ont parfois chloritisé, à un haut degré, les roches basiques; et la pénéplaine ante-triasique, qui se trouve exhumée dans le voisinage, montre souvent des effets analogues. Le pendage et la direction de la schistosité ou foliation se trouvent parfaitement en concordance avec ceux des types 5 et sont généralement parallèles à ceux des types 4.

Type 6a: Quartzites et schistes.

Ils se composent pour la majeure partie de quartz avec plus ou moins de chlorite, de séricite, de muscovite, de carbonate, de sections de forme hexagonale de pyrite à lisière étroite d'hématite et parfois d'un peu de feldspath. Le *quartz* peut atteindre des diamètres de quelques mm. Il présente

le plus souvent une extinction ondulante et un broyage périphérique, ce qui produit de belles structures en mortier. Durant la récristallisation partielle qui a suivi, il se forma des structures d'implication dentelées. Les autres minéraux se trouvent le plus souvent finement divisés et d'une dispersion arbitraire. La *chlorite* et la *séricite* présentent une tendance à une orientation subparallèle et à une ségrégation en lentilles et en rubans.

La *muscovite* également, qui a crû aux dépens de la séricite, se joint à cette association. Le *carbonate* se trouve presqu'exclusivement dans les quartzites pures et y forme des taches, des parties plus grandes et parfois des lentilles et des rubans parallèles. Les récristallisations se sont effectuées pour la plupart dans la zone „épi'' sous l'influence de plusieurs phases orogéniques.

Type 6b: Gneiss et aplites granitiques.

A côté du quartz nous trouvons ici comme éléments principaux: l'albite-oligoclase, l'orthoclase et les micas. En outre il y a de l'apatite, du zircon et de la pyrite à lisière d'hématite en individus idiomorphes. Ici également la *muscovite* et la *biotite* démontrent une tendance à s'arranger en rubans et en lentilles subparallèles. Dans le mica on peut observer des torsions fortes, surtout dans la muscovite. Il y a parfois d'assez complètes transformations en *séricite* et en *chlorite*. Des lames de *minerai* se trouvent couchées entre les paquets de biotite et de muscovite. Le *quartz* présente aussi des torsions et des broyages importants. Parmi les feldspaths c'est *l'albite-oligoclase* qui est le plus fortement séricitisé. Quelquefois on peut encore observer la macle polysynthétique, vague et tordue. Il contient des associations myrmécitiques avec du quartz à la délimitation, irrégulière, avec *l'orthoclase*. Ce dernier forme des individus grands, assez limpides, et qui contiennent des inclusions perthitiques de plagioclase.

Les parties aplitiques sont d'allure plus intrusive, non seulement dans 6a, mais aussi dans 6b. Leur composition minéralogique les rapproche davantage du type structural des gneiss. Elles sont composées de cristaux de quartz grossiers, d'extinction ondulante, broyés et dentelés et en plus d'un agrégat à grain fin, panallotriomorphe d'albite-oligoclase et d'orthoclase légèrement séricitisé. Leur texture est de par leur nature plus massive que celle des gneiss; le quartz, cependant, démontre une tendance à une ségrégation en lentilles et en rubans. Comme au type 6a les récristallisations appartiennent à la zone „épi'' effectuées par au moins une phase de poussée orogénique.

Encore plus que les types 5, les types 6 constituent, au fond, un groupement géologique, à savoir une série chorismatique et non pas une synthèse de structures uniformes plus ou moins analogues. Ces types 6 ne présentent même plus de structures uniformes à l'oeil nu. Ils sont devenus, ici, à leur tour des groupes de structures se ressemblant mutuellement. Ce procédé, tout inconséquent qu'il soit, s'imposait à mesure que l'étude des séries qui n'appartiennent pas au complexe basique-ultrabasique proprement dit, devait se faire plus superficiellement. En traitant quelques-unes des structures les plus importantes dans le cadre de leur association chorismatique la plus frappante, nous avons anticipé, il est vrai, sur le paragraphe D, mais nous espérons avoir pu, sans trop d'ambages, donner une impression globale de la minéralogie, de la structure et de la texture de l'enveloppe cristallo-

phyllienne et de sa zone de contact avec le complexe basique. Les célèbres „schistes carburés" ne se présentent pas dans le voisinage immédiat de la région relevée et manquent donc dans les types 6. Pourtant ils sont bien connus à la Pra (voir P. Termier, 1904, lit. 172).

Types 7: Roches aphanitiques hémato-potassiques et quartzo-chloriteuses

(zone aphanitique de Chamrousse; „basalte, mélaphyre, spilite" p.p. de la carte géol. dét. 1:80.000; „aphanite" de Ch. Lory).

Comme on sait, le sommet de la Croix de Chamrousse est formé par des calcaires faiblement inclinés d'âge probablement triasique. Ch. Lory trouvait immédiatement là-dessous une roche cristalline qu'il caractérisait comme une dépendance des gabbros et qu'il appelait „aphanite". Termier donnait sur sa carte géologique à cette roche la même signature qu'aux „basaltes, mélaphyres et spilites" qui fréquentent le Trias supérieur et le Lias inférieur. Depuis, on n'a guère prêté attention à cette formation problématique.

Après un examen plus profond, j'ai constaté que la zone se compose d'une couche supérieure rouge-violacé et aphanitique reposant sur une roche verte, d'aspect également aphanitique dont la limite inférieure ne peut pas être fixée nettement à cause de sa grande ressemblance avec les roches basiques (ayant souvent aussi une coloration verte due à l'altération ou la mylonitisation) qui montrent les textures redressées du véritable soubassement. La limite entre la roche verte et la roche rouge-violacé est nettement distincte et se déroule suivant une surface à peu près plane dont le sens de l'inclinaison et l'angle du pendage ont été déterminés par un nombre de mesures à N 323° E, 13° en moyenne. Parfois une zone de transition mérismitique de quelques décimètres d'épaisseur s'y substitue. Celle-ci consiste en éléments verts et rouges, ainsi qu'en quelques amygdales blanches et présente une surface poreuse. (Voir Pl. XI, fig. 2.)

Outre son gisement autour du sommet de la Croix de Chamrousse, cette zone ne fut retrouvée qu'aux pentes N et N E du même massif. Il faut donc admettre qu'il s'agit d'une réapparition de la formation affleurant plus au sud, puisque le tronc est de Chamrousse jusqu'aux Cols de Casserouse et des 3 Fontaines, est séparé du tronc ouest par une avancée en profondeur (voir p. 141 et coupe II). La roche encaissante des filons du type 8 doit souvent être attribuée à ce groupe et notamment au type 7a.

Type 7a: Séricite-chloritite

(„Grünstein" des auteurs allemands).

Cette roche verte aphanitique montre le plus de concordance avec les roches basiques susmentionnées. Sur le terrain, sa distinction des variétés fortement altérées ou transformées des types 3 et 4 est souvent très difficile à faire, et par conséquent, la limite inférieure de cette roche comme elle est indiquée sur la carte, n'est basée que sur le peu d'observations d'une limite nette dont nous disposons. La ligne d'affleurement de la limite supérieure, elle aussi, a un caractère assez arbitraire, puisqu'elle est construite à l'aide de la direction et du pendage du délit avec la roche sus-jacente rouge-violacé. Il faut y ajouter que la forme tabulaire de Chamrousse a provoqué sur l'emplacement de cette zone une couche de sol humeux (parfois

d'un demi mètre d'épaisseur) couverte d'herbe où la roche n'affleure que sous forme de galets épars ou d'éboulis restés en place („float" des auteurs anglais). On comprenda que ces circonstances n'ont pas contribué à jalonner nettement les éléments de cette zone. Par conséquent la dénomination de „zone aphanitique de Chamrousse" nous paraît tout indiquée pour ce complexe. D'autre part il semble que le sommet aplati de Chamrousse doive sa naissance à l'exhumation de la pénéplaine anté-triasique qui sans doute peut être rendue responable de la couleur rouge de la roche 7b immédiatement sous-jacente au Trias.

Au microscope. (Voir Pl. II.)

Eléments principaux:

Chlorite. Celle-ci a une biréfringence assez élevée, une zone principale négative et des teintes verdâtres. Il s'agit donc d'un clinochlore riche en fer ou d'une prochlorite relativement pauvre en aluminium, ainsi que nous montre nettement le système de diffraction radiographique donnant une constante réticulaire un peu plus grande que celle du clinochlore normal. La présence d'à peu près toutes les lignes du clinochlore au radiogramme de la roche, est une raison de plus de ne pas sous-estimer sa quantité. Le minéral forme un réseau de taches, de lisérés et d'autres formes irrégulières, simulant le réseau de hornblende des types 3e et 4b, entre lequel les autres éléments sont coïncés. Parfois l'association avec la séricite est tellement intime que c'est seulement par sa biréfringence et le caractère optique de sa zone principale qu'il est reconnaissable.
$d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: ± 45 % vol.

Quartz. Ce sont des individus à contours irréguliers, dans la plupart des cas sous forme de veinules et de lentilles d'orientation quelconque. Parfois aussi il se présente en inclusions dans le feldspath ou bien dispersif dans le tissu de séricite et de chlorite.
$d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: ± 10 % vol.

Eléments atypiques:

La *séricite* se rencontre finement répartie, parfois enchevêtrée intimement avec de la chlorite en réseau dont les mailles sont remplies de quartz, de feldspath et de minerai. Les limites en sont confuses et irrégulières. La constante réticulaire en est un peu plus grande que celle de la muscovite, de sorte qu'il ne faut pas penser à une paragonite, mais plutôt à la composition d'une phengite.
$d_{max} = 0{,}01$ mm. Quantité: 25 % vol.

Plagioclase. Ce n'est qu'un seul individu qui soit assez grand pour être reconnu comme du plagioclase et qui se prête à l'examen à la platine Fédoroff. J'ai trouvé un oligoclase à 25 %. d'An et la macle souvent polysynthétique de la péricline ou de Manebach. Il contient des inclusions aux bords irréguliers dues à des associations synanthétiques avec du quartz. Le degré de l'idiomorphie est à considérer un peu plus élevé que celui des autres éléments. Son caractère de reliquat corrodé et transformé indique nettement l'origine primaire du plagioclase dans cette roche métamorphique de la zone „épi". La séricite et la chlorite se sont développées aussi suivant la trace du clivage au détriment du plagioclase. Il y a sans aucun doute encore de pareils cris-

taux de dimension inférieure ou qui se trouvent dans un état de décomposition plus avancé. La réfringence et la biréfringence de beaucoup des granules nous font conclure à la présence de feldspath potassique à côté du plagioclase acide ou y inclus en quantités d'au moins 15 % vol.
$d_{max} = 0{,}2$ mm. (Voir Pl. II.)

Eléments accessoires:

Minerai. Des grains parfois à sections plus ou moins rhomboédriques ont souvent un bord rouge-brun foncé translucide. En lumière obliquement réfléchie des couleurs crèmes se montrent. La roche activée d'abord par un aimant fort, n'agit pas sur l'aiguille de boussole, de sorte qu'un minéral ferromagnétique ne peut pas être présent en des quantités tant soit peu considérables. Les quelques lignes du radiogramme qui sont sans aucun doute dues au minéral métallifère, peuvent appartenir aussi bien à l'ilménite qu'à l'hématite. Peut-être s'agit-il d'une ilménite à bordure d'hématite ou seulement d'une hématite titanifère. Quelquefois se présente de la *dolomite* et du *zircon.*
Quantité: 5 % vol. $d_{max} = 0{,}01$ mm.

Structure: compacte (aucune trace de structure intersertale);
lépido-granoblastique, réticulée, synanthétique-symplectitique.

Texture: massif, lentilles et veinules de quartz.
(Pour l'analyse chimique quantitative voir chapitre II, p. 109).

Succession et principaux accidents des minéraux:
oligoclase → séricite + quartz,
quartz de néoformation,
chlorite de néoformation pseudomorphosant de la hornblende?
feldspath alcalin et potassique au détriment du plagioclase?

Type 7b: Roche hémato-feldspatique
(Propylite ferrique).

La séricite-chloritite sert presque toujours de base immédiate à une roche aphanitique rouge-violacé qui semble être liée à la plaine d'érosion antétriasique. L'examen a, si possible, souffert encore plus de l'état d'affleurement vraiment misérable de ce type. Elle se rencontre presqu'exclusivement comme „float". Ce n'était qu'à un seul endroit — et notamment à proximité de la partie mérismitique (au mesure 323°, 13° en coupe II) — qu'elle pouvait être examinée en place. La limite entre la roche verte et la roche rouge-violacé n'est pas partout aussi nette. La limite supérieure de la roche verte (7a) est fréquemment formée par une surface à peu près plane (N 323° E, 13°), le toit de laquelle commence parfois par une partie mixte, superficiellement poreuse et bréchoïde ou amygdaloïde à l'intérieur, passant graduellement à la roche aphanitique rouge-violacé. Celle-ci dessine une rayure rouge sur la porcelaine rude et ainsi nous présumons qu'elle contient de l'oligiste en répartition très fine. Il ne se comporte pas comme un minéral ferromagnétique. La roche verte du type 7a montre à proximité de la limite avec 7b un système de fentes minuscules dont les parois sont recouvertes de pellicules rouges. Parfois on peut observer des apophyses minces de la roche rouge dans la roche verte. Leur longeur ne dépasse pas les 5 cm. L'épaisseur moyenne de cette roche (développée sous forme de couche) fut reconstruite dans la coupe II et est d'environ 5 à 10 M. Sur

le sommet proprement dit de la Croix de Chamrousse elle est recouverte d'une poudingue-brèche qui sert de base au Trias.

Au microscope. (Voir Pl. II.)

Eléments principaux:

Feldspath potassique. Des grains fins à réfringence et biréfringence faibles forment ensemble avec des grains de quartz une espèce de mosaïque enchevêtrée par des lisérés et des taches d'oligiste et de séricite. Parfois le feldspath potassique prend un aspect porphyroblastique. On peut supposer déjà la présence d'un feldspath potassique d'une teneur assez élevée en potassium résultant de l'analyse chimique, (voir p. 111), vu que la séricite n'est pas suffisamment présente pour pouvoir expliquer cette quantité de potassium. Cette supposition fut confirmée par le radiogramme de la fraction légère de la roche, où toutes les lignes fortes du système de diffraction des feldspaths potassiques sont nettement représentées. Le radiogramme de la roche non-fractionnée lui aussi montre les plus fortes de ces lignes, mais celles-ci seules ne permettent pas une distinction entre le feldspath potassique et le plagioclase acide. Si nous considérons la faiblesse du système de diffraction des feldspaths par rapport à ceux du quartz et de l'hématite, qui s'y trouvent superposés, il semble justifié d'accepter que le feldspath potassique est un élément principal de la roche. Finalement j'ai examiné un seul grain de ce minéral à la platine Fédorow. Le résultat de cet examen montra la présence de deux clivages faisant un angle de 112°. Il est probable que c'est l'angle β entre (010) et (001). La section principale par n_m et n_p ne coïncide pas tout à fait avec (010).

$n_g \wedge a$ en (100) $= 14°$; $-2V = 80°$ (cf. Winchell, 1933, lit. 185, et A. Köhler, 1948, lit. 86, p. 61).

Ce sont ces qualités qui rendent admissible que le feldspath potassique soit présent sous forme de *microline* cristallisé à des températures peu élevées. $d_{max} = 0{,}05$ mm. Quantité: $\pm$ 60 % vol.

Quartz. Contrairement à celui du type 7a, le quartz y est généralement réparti d'une façon granuleuse et diffuse. Tantôt il entoure le feldspath, tantôt il y forme des inclusions où peuvent se présenter des structures d'implication les plus bizarres. La séricite se rencontre également en inclusions dans le quartz qui en obtient un caractère nettement secondaire. $d_{max} = 0{,}1$ mm. Quantité: $\pm$ 10 % vol.

Hématite. Quoiqu'apparemment plus de la moitié de la roche soit formée par du minerai, celui-ci n'en constitue pas plus que $\pm$ 10 % vol., étant extrêmement dispersif. La densité de la roche étant de 2.93, correspond le mieux à un tel pourcentage pondéral d'hématite. Les grains extrêmement fins sont rangés en un réseau délicat de veinules, de lacets et de taches qui suivent les limites des grains de feldspath et de quartz et qui se sont développés parfois de façon assez forte. La chlorite et la séricite s'ajoutent à cet élément microphlébitique. Dans un galet du „float" on voit nettement comment l'hématite s'est développée au détriment de la chlorite dans la séricite-chloritite (7a). Des lacets granuleux d'hématite développent un système de nerfs dans le réseau de chlorite, composé de deux directions quasi-perpendiculaires. Cette structure qui représente une transition de 7a à 7b et qui contient des apophyses de 7b, montre une pareille mosaïque de feldspath potassique à

intercalations irrégulières de quartz comme le fait 7b. Ici l'habitus porphyroblastique du feldspath est joliment développé et son extinction en „parquets'' de qualités optiques différents fait parfois penser au „Schachbrett-albit''. L'apatite se rencontre en grains, ainsi que le sphène. L'analyse chimique révèle en effet une proportion considérable de titane (voir p. 111) de 2,07 % de poids. Peut-être l'hématite contient-elle encore quelques molécules d'ilménite en solution solide, ce qui, d'après E. Niggli (1944, lit. 130, p. 262) et E. Posnjak (1934, lit. 148, p. 273) n'est pas tenu à provoquer une différence sensible aux angles ϑ du radiogramme de la poudre à cause des modifications d'abord en sens inverses de la constante réticulaire et de l'angle axial de la maille primitive rhomboédrique.

$d_{max} = 0{,}01$ mm. Quantité: $\pm$ 15 % vol.

Eléments accessoires:

La chlorite et la séricite ont les mêmes qualités et en principe le même habitus et la manière d'être qu'au type 7a. Cependant leur propagation est ici beaucoup plus modeste. La chlorite est en majeure partie remplacée par l'hématite. La séricitisation des feldspaths se trouve à ses débuts.

$d_{max} = 0{,}02$ mm. Quantité: 15 % vol.

Structure: compacte, grano-porphyroblastique, implicative.

Texture: massive, microphlébitique.
(Pour la genèse voir pp. 113, 119, 135, 173, 177, 185—188; anal. chim. quantitative voir Chap. II, p. 111.)

Succession et principaux accidents des minéraux:
plagioclase → „Schachbrett-albit'' + microcline → séricite,
quartz de néoformation,
chlorite + ilménite → hématite + sphène.

Type 8: Filons minéralisateurs de quartz.

Ces roches sont par leur nature facilement discernables de la roche encaissante basique, notamment par leur grande richesse en quartz dont les individus longs de 5 cm. tout au plus, montrent parfois des faces cristallographiques nettement développées. Elles se trouvent en gisements allongés dont la dénomination filons paraît être la meilleure, bien qu'elles coïncent fréquemment et que l'affleurement n'atteigne rarement une longueur supérieure à une vingtaine de mètres. La largeur affleurant au maximum est de $\pm$ 1 mètre. Elles se présentent de préférence à la périphérie du complexe basique et dans son enveloppe cristallophyllienne, mais le plus grand exemplaire de la région relevée, se trouve pourtant à la limite du complexe basique et de son noyau ultrabasique sur le col qui sépare Chamrousse de Casserousse. Comme nous l'avons vu, il se trouve ici une zone de rupture le long de laquelle Casserousse et le Col des 3 Fontaines ont été soulevés par rapport au massif de Chamrousse. Du côté du cirque de l'Infernet les mouvements se sont servis principalement de filons évidemment moins résistants de biotite-chloritite et de leurs épontes. A l'W, au couloir de Casserousse, la roche encaissante du filon minéralisateur est fortement schisteuse, alors que celle-ci peut montrer elle-même des salbandes schisteuses. Dans les deux cas la schistosité est orientée à peu près parallèlement à celle

des filons de biotite-chloritite et des principaux plans de rupture dans cette zone. La schistosité du filon de quartz consiste en alternations de rubans minces d'une couleur brun vert et blanche. La roche encaissante est parfois schisteuse, outre qu'elle est presque toujours altérée en couleur de rouille et contient beaucoup de carbonate, de chlorite et de quartz de néoformation. Ce carbonate a été reconnu à l'aide des rayons X comme de la dolomite, tandis que le carbonate se présentant sporadiquement sous forme de grains assez gros dans les filons de quartz est exclusivement de la calcite. Ensuite ils contiennent outre des taches de limonite, toutes sortes de minéraux métallifères, concentrés en „mouches" qui sont coïncées entre les cristaux de quartz. Des mouches de taille dépassant le cm., n'ont pas été trouvées, sauf aux endroits où il s'agit de malachite et d'azurite. Les autres mouches sont relativement rares. A côté de la pyrite, de l'hématite et de la limonite, j'ai pu reconnaître de la chalcopyrite au développement, assez rare d'ailleurs, en de beaux prismes tétragonaux. Il y a aussi de la panabase en mouches assez grandes possédant tout comme la chalcopyrite, une auréole de malachite et d'azurite.

L'essai microchimique a démontré dans ce panabase la présence de Cu, Fe, Sb et S. C'est donc une tétraédrite. La tétraédrite aussi bien que la chalcopyrite sont souvent sillonnées par un réseau serré de veinules dont il n'est possible de fixer la nature que par des méthodes de recherche combinées — telle que la minéragraphie, l'attaque aux acides, les essais microchimiques et la diffraction des rayons X par la poudre. Quant aux propriétés chimiques et physiques obtenues des différents minéraux, il faut voir la table p. 83. La largeur des veinules qui ne se monte le plus souvent qu'à des fractions d'un millimètre, rendait vain tout effort pour effectuer une séparation mécanique. Ce n'est qu'aux fragments de veinules plus ou moins purs que la réaction microchimique avait parfois du succès, mais le radiogramme n'en avait plus, et cela aussi parce que les principaux minéraux (chalcopyrite, panabase) appartiennent tous les deux au type structural de la sphalérite, de sorte que leurs systèmes de diffraction ne se laissent distinguer qu'à des points subordonnés et montrent au mieux une constante réticulaire différente. C'est pourquoi cette méthode pouvait exclusivement servir à confirmer des présomptions antérieures, parce que les deux ou trois lignes de diffraction les plus fortes de la plupart des minéraux intervenant au mélange en des quantités subordonnées, se trouvaient être nettement distinctes. Pour faire la comparaison je me suis servi des équidistances (d) compilées par G. Alan Harcourt (1942, lit. 1) d'un nombre de minéraux métallifères. Des principaux minéraux, notamment de la chalcopyrite et de la tétraédrite, nous avons fait des radiogrammes aux matériaux provenant des collections du Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie à Leyde. Il en résulte que le relevé donné par M. Harcourt du nombre des lignes de diffraction pour ces minéraux et de leur composition chimique, ne peut se vanter d'être tout à fait complet et précis. Surtout à la chalcopyrite manquent beaucoup de lignes dont l'angle ϑ est assez grand. Les équidistances qu'il donne pour la tennantite de Cornwall ne diffèrent pratiquement pas de celles citées pour la tétraédrite. La supposition est donc évidente que cette tennantite contenait plus d'antimoine que d'arsène et ne différait pas beaucoup de la composition-tétraédrite. En effet, un radiogramme de la tennantite de Redruth (Cornwall) me rapportait des équidistances plus petites (voir table 83). Il résulte de ces valeurs aussi bien que de la constante réticulaire correspondante $a = 10{,}175$ — mesurée par rapport à la surface (622) — que la maille fondamentale de la panabase peut être diminuée

considérablement par une diadochie plus complète de l'antimoine par l'arsène que n'avait été constaté par F. Machatsky (1928, lit. 124, p. 218/9) et W. J. de Jong (1928, lit. 73, p. 36). M. de Jong cite comme valeur inférieure de la constante réticulaire pour la tennantite: a = 10,190 et M. Machatski: a = 10,185.

L'hématite elle aussi est souvent dispersive et donne dans ce cas une couleur carnée à la roche. Çà et là se montrent des géodes remplies partiellement par des individus de quartz plus ou moins librement cristallisés et transparents. Ces cristaux appartiennent à l'hémiédrie trapézoédrique ou groupe holoaxe du système rhomboédrique. Le prisme ditrigonal révèle un striage horizontal et les surfaces des rhomboédres sont de dimension divergente. Il s'agit donc de α-quartz cristallisé à des températures ne dépassant pas les 575°. Le diamètre maximum de ces nids monte jusqu' au décimètre. A un certain endroit (au Col de la Petite Voudène) j'ai trouvé de beaux cristaux de quartz enfumé et rouge sous forme de nids. Enfin nous avons pu constater dans les galets une association de quartz grossier et hypidiomorphe à de la serpentine, ainsi que des géodes biscornues à remplissage de quartz et de tourmaline dans une „Grünstein". La teneur en cuivre de ces filons — plus spécialement de celui du Col de Casserousse — se fit connaître par les descriptions de Ch. Lory (1860, lit. 96), d'A. Lacroix (1893, lit. 88) et de L. de Launay (1913, lit. 89). Ceux-ci font mention à côté de la pyrite et de l'hématite, de la chalcopyrite et de la tétraédrite, ainsi que de la malachite et de l'azurite. D'après les bergers qui menaient paître leurs troupeaux à Chamrousse, l'exploitation fut entamée, il y a cinquante ans, d'une façon primitive.

De tels filons fréquentent le soubassement cristallin de presque tous les massifs centraux des Alpes, ainsi que le Verrucano et même le Trias et le Lias qui font la couverture sédimentaire de ceux-ci. Il faut comparer pour cela les descriptions données là-dessus par St. E. Nicolet (1931, lit 129), M. Gysin et P. Desbeaumes (1947, lit. 62), A. Heim (1921, lit. 64, pp. 268—272), F. de Quervain et E. Kündig (1931, lit. 149) ainsi que l'aperçu instructif sur les zones de gîtes métallifères dans les Alpes occidentales, publié par H. F. Huttenlocher (1934, lit. 70).

Au microscope.

Elément principal:

Quartz. Les grands individus presque toujours hypidiomorphes contiennent de nombreuses inclusions e. a. d'un carbonate finement cristallin et d'une chlorite vermiculitique. Aux interstices on rencontre des associations de toutes sortes de minerai. La limonite, l'hématite et la pyrite sont les plus répandues, les minerais de cuivre sont plus rares. A quelques endroits, principalement aux salbandes, se montre une extinction roulante jointe à un broyage se limitant de préférence aux zones mylonitiques larges de quelques dixièmes de millimètres seulement. Dans ces zones se rencontrent des tiges de tourmaline orientées parallèlement à la direction. On peut y voir aussi de belles structures en mortier. Quantité: 70—95 % vol.

Eléments atypiques et accessoires:

La calcite se rencontre en grains plus grands entre les cristaux de quartz, et sous forme de rhomboèdres minuscules apparemment inclus dans le quartz. $d_{max} = 1$ cm.; $d_{min} = 0{,}01$ mm.

Chlorite. Des colonnes plus ou moins tordues de lamelles transversales d'une chlorite à biréfringence assez élevée et à zone principale négative appartiennent à la variété *vermiculite.*

n_g = incolore ou jaunâtre; $n_p = n_m$ = verdâtre.

Elles forment des pellicules sur le quartz librement cristallisé, mais se rencontrent aussi aux interstices et même — du moins en apparence — comme des inclusions dans le quartz. La concentration peut atteindre à quelques millimètres carrés un pourcentage volumétrique d'environ 95 %. Parfois une partie des colonnes consiste en mica incolore ou en talc.

Tourmaline. On n'a rencontré des tiges d'un brun verdâtre foncé de ce minéral que dans un galet à géode ou dans des zones mylonitiques et alors orientées dans leur sens. La taille des cristaux est dans ce dernier cas très mince et on peut observer des témoins de clastèse. L'immense pouvoir récristallisateur de la tourmaline est probablement la cause de cette forme de développement et de son obéissance aux plans de mouvement différentiel.

n_o = vert foncé; n_e = incolore ou verdâtre.

d_{max} = 0,1 mm. Quantité: 0—2 % vol.

La *limonite*, l'*hématite* et la *pyrite* forment la plus grande part du minerai. Immédiatement après elles il faut mentionner la *malachite*, l'*azurite*, la *chalcopyrite* et la *tétraédrite.*

Tennantite. Au filon du Col de Casserousse a été enlevé un échantillon où se trouvait une mouche de chalcopyrite de dimensions convenables. C'est la mouche [1]) A du tableau (p. 83). Outre une surface polie nous en avons fait aussi une lame mince. En lumière réfléchie verticale il se trouvait que la chalcopyrite était sillonnée par un minéral bleu gris étant translucide en plaque mince et d'une couleur rouge sanguin. Les veinules englobent un système de caniveaux étroits, se manifestant très clairement à l'attaque aux acides et qui donne l'impression d'avoir suivi les limites intergranulaires de la chalcopyrite. C'est le minéral 4 du tableau p. 83 et de la fig. 6 A. Celui-ci a un pouvoir réflecteur inférieur à la galène, il est un peu plus dur que la chalcopyrite, ne montre pratiquement pas de pléochroïsme ou d'anisotropie ni des réflexions intérieures et est à l'oeil nu d'un bleu d'acier, mais il se couvre rapidement d'une couleur de ternissure noirâtre. L'eau régale fait effervescence et il se forme un précipité schillerisé; la couleur de la solution est verte. L'étude microscopique révélait dans un fragment de veinule aussi pur que possible, qu'il existe à côté de Cu, Fe et S aussi d'As. C'est par ces propriétés que nous devons nous arrêter à la *tennantite.* La comparaison avec la tennantite de Redruth (Cornwall) en lumière réfléchie, dissipait la dernière ombre d'un doute. Par surcroît, il se trouvait que les trois lignes les plus intenses de ce minéral furent représentées au radiogramme de la poudre de la mouche A (voir tableau p. 83). La ligne la plus intense nous convainct vu qu'elle n'est redoublée par aucune des lignes de la chalcopyrite. Les deuxième et troisième lignes coïncident avec des lignes de la chalcopyrite, il est vrai, mais au radiogramme de la mouche cette doublure se manifeste en un renforcement ou en un élargissement des lignes de la chalcopyrite en question. Si c'est un renforcement ou un élargissement qui se présente par suite de cette doublure,

[1]) Terme emprunté à MM. Gysin et Desbeaumes (lit. 62).

TABLEAU DES PROPRIÉTÉS CHIMIQUES ET PHYSIQUES DES MINÉRAUX MÉTALLIFÈRES FORMANT DU MINERAI, SOUVENT COMPOSÉ DANS LES FILONS DE QUARTZ AUTOUR DES LACS ROBERT

Nom (formule) / aspect dans les agrégats	1 PYRITE FeS_2	2 HEMATITE Fe_2O_3	3 CHALCOPYRITE $CuFeS_2$ masse principale de la Mouche A, inclusions dans 5 de la Mouche B	4 TENNANTITE $(Cu,Fe)_3As_{3-4}$ (parfois bordure de LUZONITE ? Cu_3AsS_4) réseau de veinules dans 3 de la Mouche A	5 TÉTRAÉDRITE Cu_3SbS_{3-4} masse principale de la Mouche B veines dans 3 de la Mouche A	6 BORNITE Cu_5FeS_4 (peut-être parfois CHALCOSINE ?? $Cu_2S-Cu_2FeS_4$) structure rythmique continuation des veinules de 4 passant par 5	7 COVELLINE CuS bordure des veinules de 6 particulièrement de la Mouche B	8 MALACHITE et AZURITE $CuCO_3\ Cu(OH)_2$ et $2\,CuCO_3\ Cu(OH)_2$ bords ou centre des veinules de 6 et rarement de 4
essais microchimiques	Fe, S	Fe	Cu, Fe, S — As		Cu, Sb, S Fe (trace)	?	?	?
Pouvoir réflecteur	?	?	> galène	< galène	= galène	« galène	< galène	«« galène
Dureté (échelle de Mohs)	> 5	> 5	3½ - 4	3½ - 4½	3½ - 4½	3 - 4	?	± 4
Pléochroisme	?	?	——	si présent les bords seulement	——	très faible si présent	très fort bleu - bleu clair	——
Anisotropisme	?	?	faible	id dans les tons bleus verdâtres et rougeâtres	——	faible, parfois fort dans les tons bleus - verdâtres - roses	très fort dans les tons rougeâtres bruns	?
Réflexions intérieures	?	?	——	——	——	——	——	très accusées vertes et bleues
Couleur: a. macroscopique b. en plaque mince c. illuminateur vertical	a. reflet métallique jaunâtre b. ? c. ?	a. reflet métallique noir brunâtre b. ? c. ?	a. reflet métallique jaune d'or b. opaque c. jaune de paille	a. bleu d'acier b. rouge sanglant (= ? : id) c. gris bleuâtre	a. reflet métallique grisâtre b. opaque - brunâtre c. gris crème clair	a. gris brunâtre violacé b. ? c. gris brunâtre	a. ? b. vert c. bleu	a. vert et bleu b. vert c. vert et bleu
ATTAQUE par HCl (1:1)	chauffé résidu rougeâtre	——	——	——	——	effervescence, solution, résidu jaune ; couleur de la solution: verte	——	effervescence forte
ATTAQUE par HNO_3 (1:1)	id	——	couleur un peu plus foncée	parfois les bords sont attaqués : résidu rougeâtre	——	effervescence, solution, résidu rouge - brunâtre	——	id.
ATTAQUE par l'eau régale	id.	chauffé : résidu rougeâtre	——	effervescence ? schillérisation couleur de la solution verte	effervescence ? schillérisation couleur de la solution verte	effervescence, solution, résidu jaune ; couleur de la solution: verte	effervescence ? résidu brunâtre	id.
Magnétisme	——	——	——	——	——	?	?	——
Rayure	noir	rouge	noir verdâtre	?	brun rougeâtre	?	?	?

1,2,3 : ordre de l'intensité du 3 plus forts lignes du radiogramme / valeurs de „d" dans les radiogrammes (A.H. = d'après G. Allan Harcourt, 1942) / renforcement et élargissement se rapportant aux lignes correspondantes dans le radiogramme du composant principal pur	Mouche A, composé de 3, 4, 5, 6, 8	CHALCOPYRITE (Suède)	TENNANTITE (Redruth)	LUZONITE (A.H.)	TÉTRAÉDRITE (Dillenburg)	BORNITE (A.H.)	CHALCOSINE Orthorhomb. (A.H.)	COVELLINE (A.H.)	Mouche B, composé de 3, 5, 6, 7, 8
1,2,3 : ordre de l'intensité du 3 plus forts lignes du radiogramme	3,34 / 1) 3,04 renforcée et doublée ? / 2,91 / 0,62 / 2,46 / 2,07 / 2,02 / 2) 1,84 renforcée et élargie ? / 1,78	3,34 / 1) 3,03 / 2,83 / 1,86 / 2) 1,85	3,37 / 3,24 / 1) 3,02 / 2,69 / 2,53 / 2,40 / 1,88 / 1,85 / 2) 1,79 / 1,75 / 1,70 / 1,66	2) 3,06 / 2) 1,87 / 3) 1,539	3,63 / 3,31 / 1) 2,97 / 2,76 / 2,50 / 2,44 / 2,03 / 1,89 / 2) 1,83 / 1,78 / 1,73 / 1,68	2) 3,31 / 3) 3,18 / 1) 1,85	1) 2,38 / 1) 1,85 / 2) 1,865	2) 3,02 / 2) 2,82 / 1) 1,90	3,30 renforcée / 3,13 / 1) 2,90 / 2,82 / 2,73 / 2,50 / 2,44 / 2,03 / 1,95 / 1,89 élargie / 2) 1,83 / 1,78 / 1,68 / 1,64 / 1,60 / 3) 1,56
1,2,3 : ordre de l'intensité du 3 plus forts lignes du radiogramme / valeurs de „d" dans les radiogrammes (A.H. = d'après G. Allan Harcourt, 1942) / renforcement et élargissement se rapportant aux lignes correspondantes dans le radiogramme du composant principal pur	1) 1,53 renforcée / 1,57 / 1,52 élargie / 1,32 / 1,30 / 1,21 / 1,203 / 1,182 / 1,075 / 1,067 / 1,018 / 1,010 / 1,000	1) 1,53 / 1,37 / 1,32 / 1,31 / 1,30 / 1,21 / 1,204 / 1,182 / 1,076 / 1,068 / 1,017 / 1,013 / 1,001	3) 1,53 / 1,38 / 1,37 / 1,27 / 1,26 / 1,218 / 1,203 / 1,187 / 1,160 / 1,130 / 1,090 / 1,070 / 1,038 / 1,018 / 1,010 / 0,990 / 0,977		2) 1,36 / 1,33 / 1,30 / 1,27 / 1,30 / 1,20 / 1,248 / 1,203 / 1,189 / 1,130 / 1,094 / 1,060 / 1,030 / 1,027 / 0,977 / 0,960				4) 1,47 / 1,32 / 1,30 / 1,215 / 1,237 / 1,203 / 1,180 / 1,113 / 1,108 / 1,063 / 1,037 / 1,018 / 1,013 / 0,995 / 0,987

—— = absence totale ou de tout phénomène ? = indéterminé dans le spécimen ci-décrit

il dépend de la différence en équidistance des plans réticulaires correspondant aux lignes quasi-coïncidantes. De plus, il est clair qu'il n'est pas nécessaire que des lignes nettes, ayant donc des intensités sensibles, se trouvent tellement écartées les unes des autres comme les lignes faibles, pour apparaître dans le même radiogramme comme deux lignes séparées et non comme une seule ligne large et vague. La coïncidence nette des lignes intenses cause par conséquent un maximum de renforcement, tandis que la coïncidence moins accusée des lignes faibles donne un maximum d'élargissement. *a*, calculé par rapport au plan réticulaire (622) de la tennantite de Redruth = 10,175. Lors de l'attaque aux acides de la tennantite il se trouvait en outre que les veines de ce minéral ont une structure rythmique dont certains rubans sont corrodés par HNO_3 (1:1), tandis que d'autres ne le sont pas. Il se produit alors une effervescence donnant un résidu rougeâtre. Dans ce cas on peut observer aussi un pléochroïsme assez fort et une anisotropie aux couleurs glauques rougeâtres dans les rubans en question. En plaque mince de pareils rubans frappent d'ailleurs par leur caractère plus ou moins opaque. Il se pourrait bien que ces rubans consistent en *famatinite* ou en *luzonite* ayant la composition chimique de panabases pur cuivre (cuivres gris), mais cristallisant dans les systèmes orthorhombique ou clinorhombique. Ces minéraux sont énoncés souvent comme des inclusions e. a. dans la bornite.

Les valeurs de *d* citées par M. Harcourt pour les 3 lignes les plus intenses de la luzonite, sont en principe compatibles avec celles du radiogramme de la mouche A, comme résultant du tableau p. 83.

Tétraédrite. Au centre de la fig. 6 A nous voyons comment un troisième minéral métallifère se substitue à la chalcopyrite sous forme de filonnets à délimitations quasi-rectilignes qui s'entrecroisent avec le réseau de veinules de tennantite. Il faut cependant remarquer qu'ils passent sur place à des filonnets et des veinules analogues d'un autre minéral. Le minéral 5 de A se présente aussi en B que j'ai trouvé sur le Col de la Petite Voudène. Mais ici il forme la masse principale de la mouche (B) et ne comprend que des taches de chalcopyrite plus petites en inclusions. C'est à B que ses qualités pouvaient être le mieux déterminées. Il donne une réflexion gris-métallique, est en plaque mince opaque ou d'une teinte brunâtre et a un pouvoir réflecteur à peu près équivalent à celui de la galène. Sa dureté est la même que celle de la tennantite. Il est isotrope et ne montre pas de pléochroïsme. L'eau régale fait effervescence et le minéral est couvert d'un précipité schillerisé ce qui donne une couleur verte à la solution. La rayure sur la porcelaine rude est d'un rouge brun. La réaction microchimique révèle à part la présence de Cu et S, celle de Sb en quantités considérables, tandis que Fe se manifeste en traces. Le radiogramme de la mouche B donne en outre pratiquement toutes les lignes d'une tétraédrite, tant que celles-ci ont été reproduites au tableau p. 83 d'une préparation pure de Dillenburg (Nassau). La constante réticulaire calculée par rapport au plan (622) = 10,38.

La délimitation de la tétraédrite contre la chalcopyrite est plus ou moins rectiligne et là aussi, où celle-ci se poursuit en une limite entre la tennantite et la bornite (voir fig. 6 A). Les veinules de tennantite marchent parfois sur quelque distance parallèlement à cette ligne limite, il est vrai, mais il n'est pas question que cela entraîne la présence d'incurvations marquantes à cette ligne. Plutôt les veinules de bornite présentent-elles parfois des formes corrodées et étirées au milieu de la tétraédrite par opposition à leurs continuations de tennantite dans la chalcopyrite.

Bornite. Comme nous venons de le dire ce minéral forme un réseau de veinules dans la tétraédrite, exactement de la même façon que la tennantite en forme dans la chalcopyrite, et notamment comme une continuation de ces veinules susmentionnées dès le moment que celles-ci dépassent la limite chalcopyrite-tétraédrite (v. fig. 6 A). Le minéral est le mieux développé à B. Il est d'un gris brunâtre et se ternit à l'air rapidement d'une teinte violacée. Pratiquement isotrope, il n'est que par endroits très faiblement pléochroïque. Le pouvoir réflecteur en est beaucoup plus faible que celui de la galène, la dureté en est un peu moindre que celles de la panabase et de la chalcopyrite. Aussi bien le HCl (2:3), que le HNO_3 (1:1), ainsi que l'eau régale font forte effervescence et donnent une attaque profonde, laissant un résidu jaune ou rouge. La couleur de la solution est toujours verte. La structure rythmique est ici de beaucoup plus prononcée qu'à la tennantite. Des rubans faiblement pléochroïtiques et fortement anisotropes aux couleurs glauque-rougeâtre, peuvent indiquer aussi bien la famatinite-luzonite que la *chalcosine* orthorhombique. Le radiogramme de la mouche B n'offre que peu d'appui dans le choix des minéraux. Des trois lignes les plus intenses d'après M. Harcourt, c'est seulement la première de la chalcosine orthorhombique qui se manifeste indubitablement en mouche B, ainsi que la troisième de la famatinite (luzonite). Sous les réserves nécessaires j'ai donc indiqué au tableau la chalcosine orthorhombique („sooty chalcocite" ou chalcosine I de H. Schneiderhöhn (1931, lit. 155, vol. II, pp. 289—292).

Covelline. On voit à la limite de la bornite et de la tétraédrite des bordures minces de la covelline. Surtout à la mouche B celles-ci se manifestent pratiquement partout, comme nous le montre nettement le fort grossissement de la fig. 6 B. En lumière réfléchie verticale le minéral est fortement pléochroïque en couleurs bleues ou bleu clair et se montre aussi sensiblement anisotrope sous Nicols croisés avec des nuances rouge brun. Le pouvoir réflecteur en est plus faible que celui de la galène. Il prend part à l'effervescence générale de la tétraédrite et de la bornite par suite de l'attaque à l'eau régale et est couvert d'un résidu brunâtre. Des lignes de diffraction selon M. Harcourt, il n'y a que la deuxième, dans l'ordre de l'intensité, qui puisse être indiquée comme telle au radiogramme de la mouche B.

Malachite et azurite.

Le centre des veinules de bornite consiste souvent en rubans et en taches d'un minéral ayant un pouvoir réflecteur très faible, une couleur glauque grisâtre foncée et des réflexions intérieures sensiblement vertes et bleues sous Nicols croisés. Il n'y a pas de pléochroïsme. La dureté en est un peu plus grande que celle de la bornite et à peu près semblable à celle de la tétraédrite. Aussi bien le HCl (2:3) que le HNO_3 (1:1) que l'eau régale font fortement effervescence. En plaque mince de la mouche A les cannelures centrales des veinules de tennantite se trouvent être parfois remplies d'un minéral translucide, jaune verdâtre qui pourrait être envisagé aussi bien comme de la covelline que comme de la malachite.

Conclusions générales sur les relations d'âge.

Aux minéraux de la première cristallisation appartiennent la calcite, le quartz et la chlorite. La calcite et la chlorite se rencontrent en inclusions au quartz, mais aussi dans les interstices entre les individus de quartz, ainsi qu'en pellicules sur les faces cristallographiques du quartz de géode. Ces

trois minéraux sont donc syngénétiques. La présence du quartz enfumé dans les géodes signale, d'après A. N. Bateman (1942, lit. 3, p 40), des températures de consolidation qui ont dû baisser jusqu'au-dessous des 250 à 300°.

Dans les géodes et les interstices se rencontrent la pyrite et la chalcopyrite, les deux étant d'origine primaire et hypogène. Nulle part je n'ai trouvé des inclusions de la gangue dans le minerai, ni des associations ou des substitutions mutuelles de ces minéraux métallifères. Ils sont principalement concentrés en mouches et ne se rencontrent presque pas en répartition fine.

La tennantite, la tétraédrite et la bornite sont nettement de formation postérieure. Les deux premiers minéraux se présentent seulement associés à, et évidemment remplaçant, la chalcopyrite. La bornite est exclusivement associée à la tétraédrite. La substitution de la tennantite à la chalcopyrite

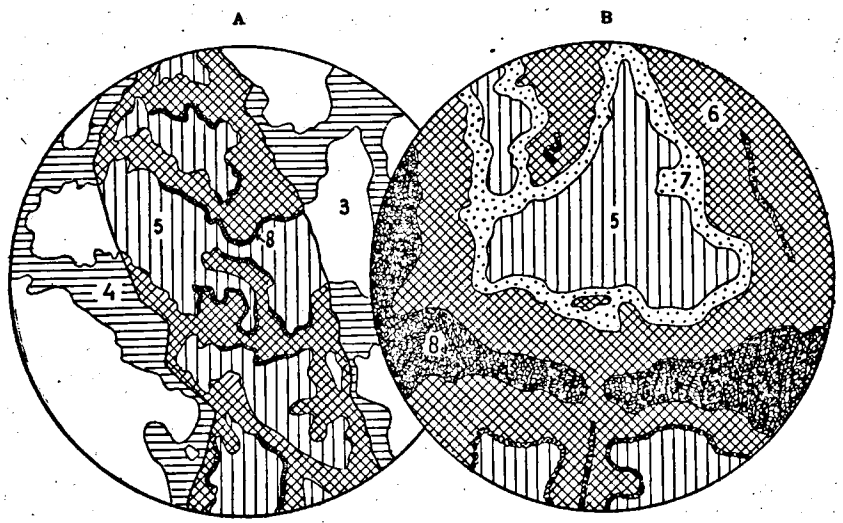


Fig. 6.

L'association des minéraux cuivreux dans les filons minéralisateurs de quartz. Les chiffres correspondent au numérotage des minéraux dans le tableau, p. 83. Illumin. vert. sans Nicols.

A. Mouche dans le filon du couloir de Casserousse. Gross. lin. 30 ×.
B. Mouche dans le filon du col de la Petite Voudène. Gross. lin. 60 ×.

partait de canivaux minuscules sur les limites intergranulaires de la chalcopyrite, celle de la tétraédrite à la chalcopyrite plutôt de fissures étroites. Les veinules de tennantite et de bornite forment un réseau cohérent (quoique la bornite soit un peu corrodée par la tétraédrite) et vu que la tétraédrite est dans ce cas-ci un métasome de la chalcopyrite, il faut admettre aussi que la bornite — appartenant aux mêmes filonnets que la tétraédrite — se substitue à la tennantite et non vice versa (voir fig. 6 A). La métasomatose de la chalcopyrite par la tennantite avait donc eu lieu dans une période antérieure à la substitution de la tétraédrite à la chalcopyrite qui se passait en même temps et à l'intérieur des mêmes limites quasi-rectilignes que le remplacement de la tennantite par la bornite. Ce deuxième processus, par conséquent, peut être nommé sélectif. Toutes les trois substitutions ont entraîné un enrichissement en cuivre du minerai. La première a été

principalement une substitution partielle, la deuxième et la troisième (formant la deuxième phase de substitution) peuvent être pratiquement complètes (mouche B). La transformation de la bornite en chalcosine, covelline et malachite-azurite, jointe à la deuxième phase de substitution ou l'ayant immédiatement suivie, a été effectuée évidemment par des solutions aqueuses supergènes. De telles solutions aqueuses de ferrisulphate ont d'ailleurs la propriété de déposer certaines sulphantimonides et d'emporter en solution les sulpharsénides (voir W. Lindgren, 1928, lit. 92, p. 939 et A. N. Bateman, 1942, lit. 3, p. 289). La bornite est d'ailleurs souvent décrite comme un minéral d'origine supergène et ceci principalement comme un terme de passage à la chalcosine ou à la covelline, tandis qu'aussi certaines panabases sont mentionnées comme telles. Enfin il faut que nous signalions encore la présence de la pyrite et de la chalcopyrite nettement hypogènes. D'autre part il y a de l'hématite et de la limonite à couleurs jaune d'ocre ou rouge brun, localement poreuse, soluble dans l'acide chlorhydrique et formant des pellicules à la chalcopyrite, ainsi que de la malachite et de l'azurite développées comme auréoles autour des mouches de cuivre. Ce sont surtout les larges quantités de limonite — et bien aussi dans la roche encaissante — qui suggèrent la présence d'un chapeau de fer sur le filon du Col de Casserousse qui doit avoir montré, sans aucun doute, une oxydation encore plus forte dans ses parties supérieures enlevées par l'érosion. Des témoins de l'action hypogène-supergène sont déjà assez rares dans la partie affleurant aujourd'hui. Or, il est impossible d'attribuer un degré d'oxydation tellement avancé à la décomposition post-glaciaire seule. Pour cela la proportion de minerai primaire ne suffit pas, tandis que le ravinement intensif („couloir de Casserousse") auquel ce terrain a été exposé depuis le soulèvement alpin, n'a pas précisément offert des points d'application fixes à l'oxydation et au lessivage. Avant que cette érosion intensive fît valoir son influence, ces terrains étaient recouverts de glaciers ou de séries sédimentaires sans doute épaisses et fortement calcaires dont on peut repérer les témoins sur la Croix de Chamrousse à quelques centaines de mètres. Si l'oxydation avait eu lieu sur une grande échelle à proximité de ces calcaires triasiques, le cuivre serait migré presqu'entièrement dans ces calcaires et y serait fixé sous forme de carbonate de cuivre. Il nous faut donc pour une large partie de cette oxydation recourir aux périodes pré-triasiques et en effet, il se trouve que la pénéplaine anté-triasique est éloignée horizontalement à une distance d'à peine 50 mètres et verticalement peut-être d'à peine 10 mètres de la tranche du filon. Nous savons de plus que cette érosion anté-triasique a probablement agi de façon également oxydante sur la séricite-chloritite de Chamrousse (roche hémato-potassique) et que le climat dans ces régions a été chaud et humide notamment pendant la période permohouillère où des soulèvements faibles n'ont pu qu'augmenter le degré d'oxydation.

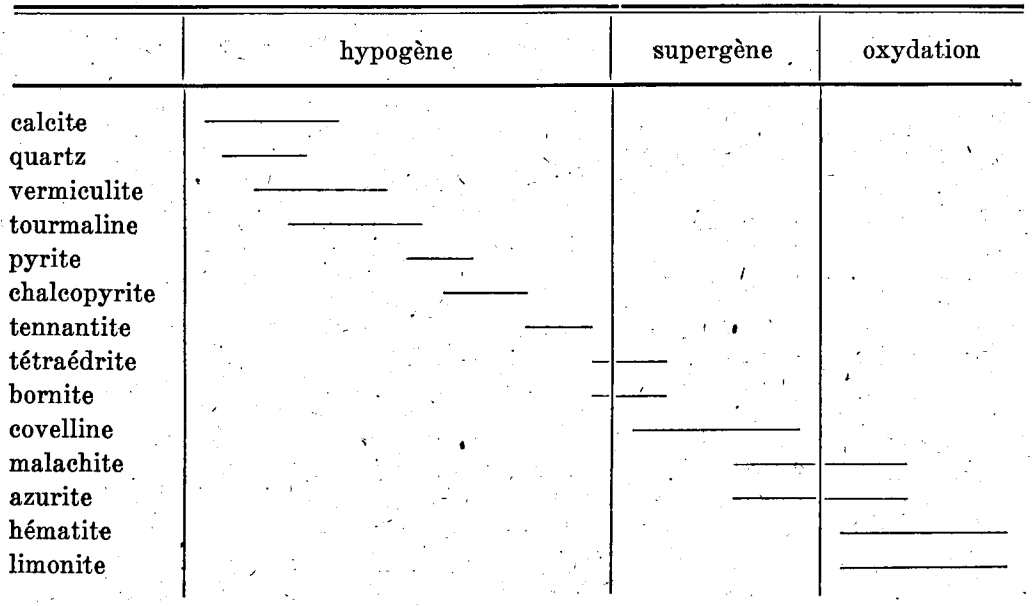
Il n'est donc pas exclu:

1°. que le remplissage filonien complet soit d'âge pré-triasique (faire attention aussi à l'influence exercée par la tectonique cassante et à la présence de tourmaline et de quartz détritiques dans la poudingue-brèche basale du Trias sup.);

et 2°. qu'une zone d'enrichissement supergène (zone de cimentation) de dimension et d'intensité modestes par rapport à la quantité évaluée de minerai primaire, soit formée pendant les périodes pré-triasiques.

Si tant est qu'il est question d'une zone de cimentation (ainsi qu'on la rencontre dans la plupart des gîtes de minerai cuivreux), celle-ci a échoué

lors du soulèvement alpin et ne se présente qu'en reliquat métastable dans la zone d'oxydation beaucoup moins intensive d'aujourd'hui. L'âge relatif des minéraux que nous resumons ci-dessous en schéma, est toutefois chose certaine:



La formation du minerai appartient aux filons méso-épi-thermaux de M. Lindgren (1928, lit. 92), c'est-à-dire à températures au-dessous de 300° C. Il y a eu un apport net de matière étrangère à la roche encaissante. Dans cette localité il n'y aura pas question d'une exploitation à rendement suffisant de cuivre, témoin aussi les efforts faits dans le passé.

Types 9: Paragénèses de minéraux remplissant des fentes dans le soubassement.

A ces types ont été réuni des paragénèses de minéraux principalement en vertu de leur gisement comme remplissage de fentes dans le soubassement. Ils sont de composition, de structure et de texture divergentes, cependant liés par le fait que leurs paragénèses n'appartiennent fréquemment pas à celles des roches normales. Aussi ne s'est-on pas efforcé à leur donner des noms de roche, exception faite pour la stéatite et l'ophicalcite. C'est la paragénèse minéralogique exceptionnelle qui est assez caractéristique et par conséquent les noms des minéraux participant suffisent comme désignation.

Comme critères pour une telle association de minéraux remplissant des fentes, comptent ici:

1°. le gisement lié à des cassures, des fentes, des failles et des plans de schistosité où souvent des géodes ou d'autres espaces, restés ouverts, sont partiellement remplis de jolis cristaux.

2°. le caractère purement épi de l'association à côté d'un manque de témoins d'agents minéralisateurs.

3°. le recoupage, parfois à l'emporte-pièce, de toutes les autres structures et textures cristallines.

Au critère 3 répondent p. e. les veinules de chrysotile, tandis que l'asbeste se rencontre plutôt aux fentes et est suffisamment poreux pour être porté sous 1°. aux types 9.

Evidemment il faut laisser de côté, en vertu du critère 2, les filons minéralisateurs de quartz. Tous les autres veinules, filonnets, lentilles et nids qui ne sont pas décrits sous ce type, n'ont pas un caractère complétement „épi".

Les paragénèses de minéraux remplissant des fentes sont assez généralement répandues dans la région étudiée. Leurs principaux gisements ont été relevées sous les signatures pour les minéraux constituants (voir légende de la carte). Evidemment deux dimensions — ou pour le moins une dimension — de ces gisements sont plus fortement développées que les autres. La longueur en est au maximum une dizaine de mètres. Le grand miroir de faille de la zone de chevauchement du Col des 3 Fontaines — le Manqué est le plus clair exemple d'un pareil développement. Cette surface d'une dizaine de mètres de long et quelques cinq mètres de large, est couverte d'une couche de 5 cm. d'épaisseur constituée d'épidote, de grammatite et de chlorite. On retrouve les plus petites dimensions aux plaques minces des roches basiques et ultrabasiques, qui sont décrites plus haut, comme des veinules et des filonnets discordants et souvent poreux. Le plus petit diamètre est d'environ 0,1 mm.

La répartition des différentes associations n'est pas du tout arbitraire par rapport à la répartition de la roche encaissante, ce qui s'exprime dans la composition chimique des minéraux. C'est ainsi que les minéraux riches en Mg comme les asbestes, le talc et l'antigorite, restent principalement limités aux fentes du complexe ultrabasique et que ceux, étant plus riches en Ca, Na, Al et Si, comme la dolomite, la préhnite, l'albite et le quartz restent limités aux fentes du complexe basique. Quant à la direction et le pendage des gisements, il n'est pas possible de donner certaines directives au premier coup d'oeil. Aussi bien les plans de chevauchement et de schistosité de direction alpine, que des failles ouvertes et des fentes à direction et pendage des plus différents, se trouvent être utilisés pour la cristallisation de ces minéraux. Ces types doivent donc leur présence aux actions ultérieures et même probablement post-triasiques.

Type 9a: Chrysotile(-asbeste)-grammatite.

Comme nous venons de le dire les roches ultrabasiques et surtout les serpentinites massives du type 1a, sont traversées d'innombrables veinules de chrysotile verdâtres ou blanches, passant souvent à des veinules, des filons et des nids d'asbeste fibreux et flexible. La longueur des fibres peut atteindre environ 6 cm. Parfois les veinules se dédoublent et se redoublent à une distance de quelques 3 cm, donnant lieu ainsi à des enclaves de serpentinite lenticulaire dans l'asbeste. Les principaux gisements se trouvent sur le Col de l'Infernet au pied de l'arête N de la Botte et sur le bord S du plus grand Lac Robert. Le plus souvent, ils suivent assez longtemps les parois des diaclases. L'axe longitudinal des fibres se trouve dans ce cas fréquemment orienté parallèlement aux plans de fissure. Des dessins dendritiques de limonite se montrent aux fibres. Pour les diaclases en

question ont été mesurées des directions de l'inclinaison de N 82°, 158°, 159° et 187° E. Leur pendage varie entre 30° et 85°.

Au microscope cet asbeste est incolore, à biréfringence faible et à extinction parallèle. Les autres propriétés optiques correspondent aussi à celles de la chrysotile qui d'ailleurs a été retrouvée en association intime avec lui et dont il semble provenir par une croissance des fibres. Le talc, la magnétite, la limonite, le sphène et des minéraux du groupe des chlorites peuvent participer dans une mesure subordonnée à la paragénèse. La grammatite verdâtre s'y trouve aussi. Le plus grand diamètre est de quelques décimètres, le plus petit est d'environ 1 cm.

Type 9b: Talc (stéatite).

Une roche composée pratiquement de 100 % de talc n'a été trouvée qu'à un seul endroit dans le complexe ultrabasique et notamment à la pente sud du Grand Eulier (T sur la carte) dans une zone schisteuse de la serpentinite tout près du contact fortement tectonisé avec les types 3 et 4. Nous n'avons pas pu constater avec certitude, s'il est question ici d'un remplissage de fente, parce qu'il s'agissait d'une bande superficielle de ± 10 cm. d'épaisseur et de largeur et d'un mètre de longueur. La roche est, surtout à la surface, très poreuse. Les cavités atteignent même des diamètres de 1 cm. Elle est d'une teinte crème blanchâtre, onctueuse au toucher et se laisse facilement rayer avec l'ongle. Ch. Lory (1852/54, lit. 95) faisait déjà mention de telles stéatites sur le bord S des Lacs Robert et sur la pente nord de Chamrousse, mais il ne donnait pas de détails sur leur allure. Même par des recherches très intensives, je n'ai pas réussi à les retrouver, pas plus que les petits grenats verts que Lory y avait trouvés. C'est évident qu'une roche si peu résistante peut perdre facilement, dans un délai de presque cent ans, une dizaine de centimètres d'épaisseur et par conséquent des gisements de stéatite tels que j'ai trouvés peuvent très bien avoir disparus. Cela souligne encore une fois l'allure locale et pratiquement 2-dimensionale caractéristique des paragénèses de minéraux remplissant des fentes. Au microscope il se trouve que la serpentine, la limonite et la poussière opaque y prennent part dans une mesure largement subordonnée et en une forte dispersion. La serpentine peut former aussi des lentilles plus grandes dans le tissu talqueux, qui est trop fin pour rendre perceptible une orientation éventuelle des écailles de talc.

$d_{max} = 0{,}01$ mm.

Type 9c: Grammatite-antigorite-calcite (ophicalcite) (voir aussi type 2c).

Il se présente sur les plans de schistosité des schistes talqueux à serpentine du type 2c, des intercalations lenticulaires ou rubannées, composées principalement d'une calcite cristalline, parfois en jolis rhomboèdres. Parfois, aussi, il y a çà et là entre la lentille de calcite et la roche encaissante un peu d'espace resté vide ou partiellement rempli par des fibres d'asbeste d'une hornblende du groupe de l'actinote-trémolite, orientées transversalement à la schistosité. Dans ce cas, l'asbeste est blanc grisâtre et probablement de la grammatite pure. Les fibres atteignent très fréquemment une longueur de 1 cm. Le plus grand diamètre des cristaux de calcite est environ de 3 cm.

En plaque mince la calcite montre la macle mécanique. L'asbeste présente l'habitus prismatique allongé ou fibreux de la trémolite. L'antigorite peut prendre la place de la grammatite sur une assez grande échelle et le talc sur une plus petite. C'est seulement à la périphérie que les fibres de grammatite se trouvent orientés quasi-perpendiculairement à la direction de la fente. A l'intérieur de l'association elles forment plutôt un tissu enchevêtré, partiellement inclu dans les cristaux de calcite. L'antigorite est développée en paquets de lames assez gros, orientés de préférence parallèlement à la direction de la fente. Le talc forme presque toujours un agrégat finement écailleux dont il n'est plus possible de fixer l'orientation. La limonite est associée à l'antigorite. Des squelettes de magnétite font penser à des pseudomorphoses d'olivine ou de pyroxène. L'épaisseur maximum des remplissages de fente est de 3 cm., la longueur maximum d'environ 50 cm.

Type 9d: Epidote-asbeste-chlorite.

Cette association se rencontre principalement aux miroirs des failles de chevauchement souvent mis à nu par l'érosion et dont le plus bel affleurement se trouve sur le Col des 3 Fontaines juste au-dessous de la falaise E de Chamrousse. Ici le complexe basique a chevauché l'ultrabasique donnant surtout à ce dernier un aspect schisteux et qui, par conséquent, doit être rangé aux types 2. Sur un plan de faille sorti par l'érosion à environ 10 sur 5 mètres, se trouve une couche de quelques centimètres d'épaisseur, consistant en tiges d'épidote d'un vert jaunâtre et de fibres d'asbeste blanc-verdâtre, longues de 3 cm. au max. dans une pâte verte finement écailleuse. Le sens et l'angle de l'inclinaison de la surface s'élèvent resp. à N 160° E et 35°. Les tiges d'épidote et les fibres de chrysotile sont orientées plus ou moins parallèlement au sens du pendage. En plaque mince nous voyons de la clinozoïsite qui joue un rôle discret à côté de l'épidote. L'asbeste est pour la plupart de la grammatite (c-à-d. du trémolite-asbeste assez pur). Il se peut qu'on rencontre à côté de lui quelque chrysotile-asbeste, quoique la zone principale des fibres peu biréfringentes soit d'ordinaire négative. La pâte est formée par un agrégat lépido-fibroblastique de chlorite incolore à réfringence et biréfringence élevées, d'allongement négatif. $+2V$ est très petit. Peut-être s'agit-il d'une *shéridanite*. L'arrangement en éventail ou sphérolitique est assez répandu. Parfois l'épidote montre une tendance à l'orientation perpendiculaire à la paroi de la fente. On peut observer des phénomènes plastiques.

Type 9e: Epidote-quartz-calcite.

Ce type est lié à cause d'une même manière de gisement au type 9c. Seulement, celui-ci forme exclusivement des miroirs de glissement aux zones de rupture *à l'intérieur* du complexe basique. C'est e. a. au pied W de Chamrousse qu'a été trouvé un tel gisement avec de jolies fibres parallèles, verdâtres, orientées dans le sens de l'inclinaison et produisant l'éclat d'un véritable miroir. Entre les fibres se trouvent des grains de quartz et des rhomboèdres de calcite. Les quantités relatives du quartz et de la calcite peuvent changer sensiblement, donnant lieu à la naissance de variétés pures d'épidote-calcite. En ce cas, l'orientation de l'épidote est plus arbitraire et les phénomènes plastiques, ainsi que la macle mécanique ne sont pas

TABLE DE LA REPARTITION DES MINERAUX DANS LES

Minéraux:	Type														
	1a	1b	1c	1d	1e	2a	2b	2c	3a	3b	3c	3d	3e	4a	4b
actinote	(x)	(x)	—	—	—	x	—	—	(x)	—	—	—	—	x	—
albite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
almandin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
andésine	—	—	—	—	—	—	—	—	x	x	x	x	x	x	x
apatite	—	—	—	—	x	—	—	—	x	x	x	x	x	x	x
asbeste	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
barkévikite	(x)	(x)	x	(x)	—	(x)	(x)	—	(x)	—	x	x	—	x	—
biotite	—	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(x)
calcite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
chalcopyrite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
chlorites	(x)	—	x	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
chromites	(x)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
clinozoisite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
diallage	(x)	x	—	—	—	—	x	—	x	x	—	—	—	x	—
diopside	(x)	—	(x)	(x)	—	—	—	—	(x)	(x)	—	—	(x)	—	—
dolomite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
épidote	(x)	x	x	—	x	—	x	—	x	x	x	x	x	x	x
grammatite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
hématite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
hornblende	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	x
ilménite	(x)	—	x	—	—	—	—	—	(x)	—	x	x	x	—	—
labradorite	—	—	—	—	—	—	—	—	x	x	—	—	—	x	—
limonite	x	x	x	—	—	—	x	x	—	—	—	—	—	—	—
magnétite	x	x	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
microcline	—	—	—	—	(x?)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
muscovite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
oligoclase	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	—
orthoclase	—	—	—	—	(x?)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
phlogopite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
„pinite"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
préhnite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	—	—
pyrite	—	—	—	—	—	—	—	x	x	—	—	—	x	x	x
pyrrhotine	—	x	x	—	—	(x)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
quartz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x
rutile	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—
séricite	—	—	—	—	—	—	—	—	x	x	x	x	x	x	x
serpentines	x	x	x	(x)	(x)	x	x	x	(x)	—	—	—	—	—	—
smaragdite	—	—	—	—	—	x	—	—	(x)	—	—	—	—	x	—
sphène	(x)	—	x	—	x	x	—	—	(x)	—	(x)	(x)	x	(x)	—
talc	(x)	(x)	—	(x)	(x)	—	x	x	—	—	—	—	—	—	—
tourmaline	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
trémolite	(x)	x	x	x	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—
zircon	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	x	—	x

x = présence (x) = présence locale

YPES STRUCTURAUX DE LA REGION DES LACS ROBERT.

ructuraux

4c	5a	5b	5c	5d	5e	6a	6b	7a	7b	8	9a	9b	9c	9d	9e	9f	9g
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	x	x	x	x	x	x	x	x	x	—	—	—	—	—	—	x	—
—	—	x	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
x	x	x	x	x	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	—	x	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(x)	—	—	x	—	x	x	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—
(x)	x	x	x	x	—	x	x	x	x	x	—	—	—	x	—	x	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	(x)	—	—	—	—	—	—	—	—	x
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	x	x	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	x	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	x	—	—	—	—	—	—	—
x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	x	—	—	x	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	(x)	—	x	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	x?	x	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	x	—	x	x	—	—	(x?)	—	—	—	—	—	—	—
—	x	x	x	x	x	x	x	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	x	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—
—	—	—	x	—	—	—	x	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	—	—	—	—	x	x	x
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
x	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	x	x	x	x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

x? = présence dubieuse — = absence

aussi généralement répandus que dans la variété plus quartzeuse. Le quartz montre une extinction fortement roulante. Il forme de grands individus, mal limités où des fibres d'épidote se trouvent coïncées et même inclues. La calcite est de taille plus petite. La présence de la clinozoïsite est très rare. De l'albite finement granoblastique s'insinue parfois assez loin dans cette association. Cette albite montre souvent une macle assez grossière et confuse et semble provenir d'une récristallisation du plagioclase de la roche encaissante, ce qui compte aussi pour une chlorite à biréfringence faible qui doit être considérée sans doute comme un produit de transformation de la hornblende ou du pyroxène. Le sens de l'inclinaison du plan de chevauchement au pied W de Chamrousse, se monte à N 147° E, son angle de pendage est: 29°. L'épaisseur maximum est de 1 cm, la longueur poursuivable est de 2 m.

Type 9f: Epidote-albite-calcite-chlorite-préhnite-quartz.

A cette association étendue et assez variable appartiennent la plupart des veinules de dimension millimétrique ou microscopique, recoupant à l'emporte-pièce toutes les structures et textures des types 3 et 4. D'ailleurs, c'est sous ces titres là qu'elles ont été mentionnées en passant (3a, d et e; 4a et b). Ce ne sont que quelques-uns des remplissages de fente plus larges de ce type qui sont déterminables à l'oeil nu.

Quelques-uns d'entre eux consistent en cristaux de calcite rhomboédriques non-transparents, ayant des dimensions de 5 cm. au maximum. (Grand Sorbier, cône d'éboulis sec au nord du Lac Léama). D'autres fentes contiennent de petits cristaux idiomorphes d'une albite blanche ayant un diamètre max. de 5 mm. Celle-ci a été déterminée par moyen des rayons X (Lac Léama). Un troisième gisement a été trouvé au sein de la région relevée et notamment à l'extrémité W des Lacs des Pourrettes. Il s'agit ici d'un remplissage de fente à sens de l'inclinaison d'éponte N 92° E, et angle de pendage: 73°. La fente est très large et sa paroi inférieure localement sortie par l'érosion. La roche encaissante est sensiblement schisteuse, mais la schistosité en est discordante par rapport au plan de fissure intéressé. Le remplissage consiste en un agrégat grossièrement cristallin de quartz, d'albite et de calcite montrant des taches verdâtres dues évidemment à de la matière chloritique. L'épaisseur maximum est d'environ 1 décimètre; la longueur en est de quelques mètres. Quant aux veinules et filonnets microscopiques, nous renvoyons aux types susmentionnés où ceux-ci se rencontrent en toutes les associations possibles d'au moins deux de ces minéraux.

L'épidote et l'albite ont la plus grande propagation. Les individus de l'albite sont parfois finement dentelés. La plupart des minéraux ont un développement granuleux. La chlorite se présente sous forme de prochlorite ou shéridanite en paquets de lames grosses et arrangées plus ou moins en éventail. La préhnite est exclusivement connue sous forme de remplissage de cavités microscopiques dans le tissu de plagioclase du gabbro ouralitisé (3a). Elle y présente des sections cristallographiques à extinction „en parquet" et est entourée par des agrégats granuleux semi-opaques qui consistent en grande partie d'épidote. Au microscope, le quartz est assez rare et montre une extinction parfois roulante. L'admixtion limonitique reste le plus souvent limitée à la chlorite.

$d_{max} = 1$ mm.

Type 9g: Quartz-dolomite.

Dans une fente plus ou moins verticale au S E de la Baraque de l'Echaillon, fut trouvé un remplissage partiel qui consiste en un agrégat de quartz et de dolomite (les deux ont été confirmés par le radiogramme de la poudre). L'incrustation limonitique de la roche encaissante est un phénomène général. L'épaisseur atteint parfois un décimètre, la longueur du remplissage est d'environ 3 m. Le plan de la fissure en question (N 209° E; 71°) se trouve dans la roche basique, mais elle est recoupée par la rupture qui en sépare les schistes talqueux adjacents à lentilles d'ophicalcite. En section fraîche les minéraux ferrifères font défaut. Le quartz a une extinction fortement ondulante et est parfois broyé et recristallisé à sa périphérie. La dolomite en remplit les interstices.

$d_{max} = 1$ cm.

D. L'association chorismatique des divers types et leur gisement géologique.

En décrivant les structures uniformes ou types, nous avons souvent anticipé par un seul mot sur leurs associations pétrographique et géologique dans l'espace. Il n'aura pas échappé au lecteur que l'association la plus fréquente d'un certain type structural est celle jointe à d'autres types appartenant au même groupe ou du moins à la même série de roches p. e. basiques ou ultrabasiques. Personne ne s'étonnera de ce fait. L'association ne se complique que dès le moment où des structures basiques et ultrabasiques s'associent de façon très intime ou même des textures basiques orientées le font avec des textures ultrabasiques massives et vice versa. Et notamment dans la zone de bordure entre les massifs basique et ultrabasique sur les bords du plus grand Lac Robert, les associations susmentionnées dominent l'aspect pétrographique. De plus, il se manifeste ici très clairement comment il est impossible de faire ressortir tous les gisements de structures uniformes d'un lever au 1: 10.000 me. Seuls les principaux d'entre eux pouvaient être localisés, en guise d'exemple, avec une signature. Toutefois, une telle nature chorismatique n'est pas le privilège des roches se présentant aux zones limitrophes des différents complexes, la chorismite étant, aussi à l'intérieur de ces complexes (comme l'indique la dénomination), la forme normale d'association et c'est là aussi qu'il nous a fallu nous limiter à relever les gisements les plus marquants des structures uniformes sur la carte géologique.

Il faut en excepter:

1°. les différents types 6 qui n'ont été étudiés que très superficiellement et qui, non seulement pourraient être subdivisés, après un examen minutieux, en structures purement uniformes, mais qui permettent d'être levés en grande partie comme telles. Aussi leur synthèse dans un seul groupe s'effectuait à mérites purement géologiques et ainsi la signature pour la formation comporte également le groupe des différents types.

2°. les types 7 et 8 ne formant qu'à un seul point mutuellement une chorismite („partie mérismitique, bréchoïde et amygdaloïde") et qui pouvaient être levés séparément dans tous les autres cas.

3°. les types microchorismatiques 4 dont les structures uniformes sont évidemment développées en des dimensions trop petites pour pouvoir en lever un seul gisement, mais qui, en tant que types microchorismatiques, font partie des macrochorismites et ont été levés quelquefois comme telles.

4°. le type 5e dont les gisements sont trop petits pour être mentionnés.

De tous les types décrits, exception faite pour les types 6 et 5e, a été levé par conséquent au moins un seul gisement.

Pour avoir une vue d'ensemble des façons dont les différents types sont accoutumés à s'associer pour former des terrains qui sont en majeure partie grossièrement mélangés, nous donnons ci-dessous un schéma des chorismites les plus fréquentes quant à leur nature, leur composition et leur gisement géologique (voir p. 97).

Nous avons commencé pour cela par examiner de près le noyau ultrabasique de la région relevée et puis successivement les parties se trouvant plus à la périphérie du complexe.

En regardant ce schéma de plus près, nous constatons en premier lieu, que ce sont des textures veineuses et rubannées qui dominent la constitution des chorismites dans cette région. Le complexe ultrabasique (A + B) consiste en serpentinite-chloritite (1a) sillonnée de hornblendite (1c), de diallagite (1b), de trémolitite (1d), ainsi que de veinules de stéatite (9b) et de chrysotile-asbeste-grammatite (9a). Si la roche ultrabasique devient plus schisteuse (B), les veines seront étendues à des bandes et sont occupées plutôt par de la biotite-chloritite (1e) et des schistes à actinote (2a) dans une masse principale de schistes talqueux à diallage-bastite (2b) et de schistes talqueux à serpentine (2c) à lentilles concordantes d'ophicalcite (9c) et à lits d'épidote-quartz-chlorite (9d). L'élément veineux ou rubanné de ces chorismites formant ensemble le complexe ultrabasique, est akyrosome et, là où il s'agit de veines, nettement intrusif et donc postérieur au kyriosome de serpentinite. La chorismite C est composée de quantités variables d'éléments basiques et ultrabasiques, développés tantôt principalement sous forme de veines (1b; 3b, c, d; 4a), tantôt pour la plupart en parties grosses (1a, 3a). L'élément veineux y est le plus souvent akyrosome. De plus larges parties plus ou moins massives, tant de roche basique (3a, b, c, d) que de roche ultrabasique (1a), sont encadrées par des veines et des traînées ultrabasiques (2a) resp. basiques (4a). Voir Pl. V, fig. 1, 2; Pl. X, fig. 2 et Pl. XI, fig. 1.

Ce mode d'association fait conclure pour la plupart des structures en question, à une formation via les phases à molécules dispersives et indique en outre un mélange d'éléments d'origine très différente faisant croire à l'apport de matière exogène sur une grande échelle, sauf là, où il s'agit de veinules de chrysotile-asbeste-grammatite (9a) et d'épidote-albite-calcite-chlorite-préhnite-quartz (9f). Celles-ci ne forment d'ailleurs qu'un akyrosome très subordonné, ainsi que les veines de 1b et 3e. En nous rendant en plein massif basique, nous rencontrons de nouveau une chorismite veineuse étant même, en majeure partie, texturée en rubans (D). S'il est veineux, le kyriosome consiste en amphibolite feldspathique oeillée (4a); par contre, s'il est développé en rubans, il est constitué presque toujours d'amphibolite feldspathique rubannée (4b), qui, au développement plus grossier des bandes se sépare en méladiorite (3e) et leucodiorite (3c). Des „filons-veines" discordants de (micro-)méladiorite(-porphyrite) 3e, ne sont recoupés que par des fentes et des failles et leurs remplissages du type 9f. Quelques parties assez grandes du gabbro massif (3a) et de la hornblendite(-pegmatite) 1c,

SCHEMA DES ASSOCIATIONS CHORISMATIQUES DU COMPLEXE (ULTRA-)BASIQUE.

Chorismites	kyriosome	akyrosome	paléosome	néosome	stéréogène	chymogène	endogène	exogène	gisement géologique
A. Phlébite ultrabasique	1a (1b, c)	1b, c, d, e 9a	1a (1b, c)	2a; 1d, e (1b, c)	—	tous	tous	—	Noyau du massif: la Botte, la Bottine, le Manqué, cirque des Roberts.
B. Stromato-phlébite ultrabasique	2b, c	2a; 1e (9b, c, d)	2a (1e)	2b, c	2b, c (1e)	9b, c, d	tous	—	Surtout en bordure de A, délimitée du complexe basique par des failles: Sommet du Manqué, Col des 3 Fontaines, le Grand Eulier.
C. Phlébo-mérismite (ultra-)basique	1a; 3a (2a; 4a; 3b, c, d; 1b)	2a; 4a; 3b, c, d, e, 9a, f; (1a, b; 3a)	1a, 3a,	9a, f; 3e, b, c; 2a; 4a; 3d; 1b	(2a, 4a)	tous les autres	9a, f	1b; 2a; 4a; 2b, c, d; 3e	Zone limitrophe des complexes basique et ultrabasique, zone de pétrissage en bordure du plus grand Lac Robert.
D. Phlébo-stromatite basique	4a, b; 3c, e; (4c)	3a, c, d; 3e; 1b; 9e, f, g	3a; 4a	9e, f, g; 4c; 4b; 3e, c, d	(4c)	tous les autres	9e, f, g	tous les autres	Complexe basique à filons-veines de microdiorite, enveloppé par les roches cornéo-gneissiques et injectant les cornéennes: périphérie de la région Lacs Robert.
E. Ophtalmo-phlébo-stromatite cornéo-gneissique	5d (5b, a)	5c, e; 3e; 4c (5a, b)	5d	3e; 4c; 5a, b; 5c; (5e)	5a, b, e; (5c)	3e; 4c (5c)	5b; 5e; (5a, c)	3e; 4; 5a, c; (5b)	Auréole et enveloppe du complexe basique, contenant quelques veines basiques: extrême bordure E et SE, Col de la Petite Voudène, Col de l'Echaillon W.
F. Mérismite bréchoide et amygdaloide	8	7a, b	3; 4 (3e?)	8; 7a, b	(7a, b)	8	(7a, b)	8	Partie limitrophe des deux éléments de la zone aphanitique: 50 m. E de la Croix de Chamrousse.

Explication surtout à la fin de p. 98. Endo- et exogène au sens des endo- et exochorismites de H. M. Huber (lit. 67).

se recontrent principalement sous faciès traîneux. Des épaves de cornéenne quartzo-feldspathique (5a) restent limitées à la zone périphérique avec l'épidote-amphibolite (4c) et la méladiorite (3e). Les associations d'épidote-quartz-calcite (9e) et de quartz-dolomite (9g) sont liées à des failles resp. des fentes dans le complexe basique. Voir Pl. IX, fig. 2 et Pl. X, fig. 1.

Enfin nous trouvons en bordure E et S E du complexe basique une stromatite (E) plus ou moins pure aux yeux, lentilles et veinules subconcordants et assez minces. Celle-ci est entièrement constituée de structures des types 5, sauf quelques veines et rubans discordants ou pseudoconcordants des types 3e ou 4c (voir Pl. V, fig. 3). Le kyriosome est formé par des bandes de gneiss à grenat (5d) et des cornéennes 5a et 5b. Des intercalations plus minces de gneiss à biotite (5c) ont des formes en yeux, lentilles, veines ou rubans et sont assez généralement répandues. Des yeux et des lentilles aplitiques du type 5a restent limités au gneiss à grenat 5d.

Une position spéciale est occupée par la chorismite F qui montre une structure purement mérismitique et qui reste confinée à un seul gisement en bordure de 7a et 7b. Voir Pl. XI, fig. 2.

Ce gisement affleure à une cinquantaine de mètres à l'E de la Croix de Chamrousse et a été levée dans son intégralité sous la signature pour la „partie mérismitique (chorismite F)". La roche est superficiellement poreuse et contient, outre des fragments angulaires de 7a et b, aussi des associations de quartz souvent microcristallin, de prochlorite en éventail et de cristaux de calcite criblés de granules d'hématite. Ces associations — et surtout celles riches en quartz — montrent souvent des formes amygdaloïdes. La calcite montre une couleur lie-de-vin à l'oeil nu, mais tourne en bleu par l'attaque au $Cu(NO_3)_2$. Les associations de quartz-chlorite-calcite forment parfois un réseau cohérent dans lequel les éléments plus bréchoïdes se trouvent renfermés. Ils représentent le type structural 8, quoique modifié à quelques points subordonnés. Très remarquable est sa richesse en chaux par rapport aux roches avoisinantes 7a et b dont des fragments prennent part eux aussi à la constitution de cette mérismite, tandis que la forte hématitisation de la calcite est un phénomène surprenant. Enfin, nous voudrions indiquer le fait que les fragments de 7a et b ont ici presque toujours une teneur plus élevée en quartz qu'à leurs gisements non-chorismatiques. La présence du feldspath potassique ne pouvait être constatée avec certitude.

Au chapitre V nous traiterons plus amplement la genèse des roches monoschématiques et chorismatiques. Au schéma (p. 97) les types sont rangés dans les colonnes afférentes de haut en bas suivant l'importance du gisement. Placées entre parenthèses sont ces structures qui, sous les conditions auxquelles la colonne afférente se rapporte, ne se présentent que rarement ou à un degré subordonné.

Les interprétations génétiques nécessaires à l'arrangement dans les colonnes verticales 3—8, n'entrent pas en considération ici. En traitant ce sujet au chapitre V, nous renverrons de nouveau à ce schéma.

CHAPITRE II.

COMPOSITION CHIMIQUE ET CARACTERES PROVINCIAUX DES ROCHES BASIQUES.

Grâce à l'amabilité de M. le Prof. J. Orcel et de Madame Dr. C. M. de Sitter—Koomans, j'ai pu disposer de 7 analyses chimiques quantatives des roches de ma collection.

Trois d'entre elles ont été exécutées par le „Centre technique d'analyse chimique des minéraux et de roches du C. N. R. S." à Paris, les autres par Mlle B. Hageman du Laboratoire de Pétrochimie à Leyde sous la direction de Madame Dr C. M. de Sitter—Koomans.

Le nombre restreint d'analyses exigea la limitation à un seul groupe de types pour obtenir une impression tant soit peu fidèle des relations provinciales.

Des deux principaux objets de cette étude: les complexes basique et ultrabasique, c'est le premier qui donne les types structuraux les plus divergents dont la genèse peut être expliquée de façons très différentes. Aussi ce groupe offre-t-il les meilleures possibilités pour prendre des conclusions génétiques basées sur la composition chimique et sur le caractère provincial. Le groupe ultrabasique est ici laissé de côté. Spécialement une comparaison de gabbrodiorites et d'amphibolites a été considérée être utile.

A côté de ces aspects du „Bauschal-chemismus" l'analyse chimique quantitative des roches offre encore une possibilité de faire des conclusions sur la nature des minéraux qui ne sont pas déterminables d'une autre façon via le calcul de la composition minéralogique virtuelle (norme) et sa comparaison avec la composition minéralogique réelle (mode) mesurée en plaque mince à l'aide de la platine d'intégration.

Cette méthode donnait de bons résultats surtout aux roches aphanitiques de Chamrousse, dont les deux plus importantes (7a et b) ont été analysées.

Pour le calcul de la composition virtuelle et pour la représentation en diagrammes des relations chimiques des roches j'ai suivi la méthode de P. Niggli, dont la dernière version a été publiée entièrement en 1945 (lit. 28, pp. 24—100, 620—654). On trouve une description détaillée des types du magma chez M. Niggli (1936, lit. 133). Quant au calcul de l'épinorme-type [1]) nous renvoyons aux instructions données par E. Niggli (1944, lit. 130, pp. 238—244). A l'usage du lecteur qui n'est pas au courant de cette méthode, nous donnons ci-dessous un aperçu de la composition chimique des molécules de base et des minéraux virtuels employés, munis des symboles par lesquels ils ont été relevés dans les tables de calcul.

[1]) „Standard-Epinorm".

Ab	albite	$^1/_{10}$ ($6\,SiO_2 . Al_2O_3 . Na_2O$).
Akt	actinote	$^1/_{30}$ ($16\,SiO_2 . 8{,}5\,MgO . 1{,}5\,FeO . 4\,CaO . 2\,H_2O$).
Fe-Akt	Fe-actinote	$^1/_{15}$ ($8\,SiO_2 . 5\,FeO . 2\,CaO . H_2O$).
An	anorthite	$^1/_5$ ($2\,SiO_2 . Al_2O_3 . CaO$).
Ant	antigorite	$^1/_5$ ($2\,SiO_2 . 3\,MgO . 2\,H_2O$).
Fe-Ant	Fe-antigorite	$^1/_5$ ($2\,SiO_2 . 3\,FeO . 2\,H_2O$).
At	amésite	$^1/_5$ ($SiO_2 . Al_2O_3 . 2\,MgO . 2\,H_2O$).
Fe-At	Fe-amésite	$^1/_5$ ($SiO_2 . Al_2O_3 . 2\,FeO . 2\,H_2O$).
Mg-Bi	phlogopite	$^1/_{16}$ ($6\,SiO_2 . Al_2O_3 . 6\,MgO . K_2O . 2\,H_2O$).
Bi I	biotite	mélanges de Mg-Bi et de Fe-Bi.
Fe-Bi	Fe-biotite	$^1/_{16}$ ($6\,SiO_2 . Al_2O_3 . 6\,FeO . K_2O . 2\,H_2O$).
C	corindon	$^1/_2$ (Al_2O_3).
Cal	Ca-aluminate	$^1/_3$ ($Al_2O_3 . CaO$).
Cc	calcite	1 ($CaO . CO_2$).
Cord	cordiérite	$^1/_{11}$ ($5\,SiO_2 . 2\,Al_2O_3 . 2\,MgO$).
Cp	Ca-phosphate	$^1/_5$ ($P_2O_5 . 3\,CaO$).
Di	diopside	$^1/_4$ ($2\,SiO_2 . MgO . CaO$).
En	enstatite	$^1/_2$ ($SiO_2 . MgO$).
Fa	fayalite	$^1/_3$ ($SiO_2 . 2\,FeO$).
Fo	forstérite	$^1/_3$ ($SiO_2 . 2\,MgO$).
Fs	ferri-silicate	$^1/_3$ ($SiO_2 . Fe_2O_3$).
Gram	grammatite	$^1/_{15}$ ($8\,SiO_2 . 5\,MgO . 2\,CaO . H_2O$).
Hm	hématite	$^1/_2$ (Fe_2O_3).
Ho	hornblende	$^1/_{32}$ ($12\,SiO_2 . 2\,Al_2O_3 . 8\,(Mg, Fe)O . 4\,CaO . Na_2O\ 2\,H_2O$).
Hy	hypersthène	$^1/_2$ ($SiO_2 . FeO$).
Ilm	ilménite	$^1/_2$ ($TiO_2 . FeO$).
Kp	kaliophilite	$^1/_6$ ($2\,SiO_2 . Al_2O_3 . K_2O$).
Ms I	muscovite	$^1/_{14}$ ($6\,SiO_2 . 3\,Al_2O_3 . K_2O . 2\,H_2O$).
Fe-Ms	Fe-muscovite	$^1/_{14}$ ($6\,SiO_2 . 3\,(Al, Fe)_2O_3 . K_2O . 2\,H_2O$).
Ms II	phengite	$^1/_{14}$ ($7\,SiO_2 . 2\,Al_2O_3 . (Mg, Fe)O . K_2O . H_2O$).
Mt	magnétite	$^1/_3$ ($FeO . Fe_2O_3$).
Ne	néphéline	$^1/_6$ ($2\,SiO_2 . Al_2O_3 . Na_2O$).
Or	orthoclase	$^1/_{10}$ ($6\,SiO_2 . Al_2O_3 . K_2O$).
Prg	pargasite	$^1/_{32}$ ($14\,SiO_2 . Al_2O_3 . 10\,(Mg, Fe)O . 4\,CaO . Na_2O . 2\,H_2O$).
Pi	pistacite	$^1/_{16}$ ($6\,SiO_2 . Fe_2O_3 . 2\,Al_2O_3 . 4\,CaO . H_2O$).
Q	quartz	1 (SiO_2).
Ru	rutile	1 (TiO_2).
Sp	spinelle	$^1/_3$ ($Al_2O_3 . MgO$).
Tc	talc	$^1/_7$ ($4\,SiO_2 . 3\,MgO . 2\,H_2O$).
Tit	sphène	$^1/_3$ ($SiO_2 . TiO_2 . CaO$).
W	eau	H_2O.
Wo	wollastonite	$^1/_2$ ($SiO_2 . CaO$).
Zo	zoïsite	$^1/_{16}$ ($6\,SiO_2 . 3\,Al_2O_3 . 4\,CaO . H_2O$).

Ba-Ho hornblende barkévikitique (An 17,5. Or 4,1. Kp + Ne 19,3. Di 28,0. Fo 14,2. Mt 8,5. Fa 4,1. Ru 4,3).

TABLE D'ANALYSE 1

(B 44) Gabbro ouralitisé et saussuritisé du sommet du Grand Vent (type 3a).

% pond.		valeurs de Niggli		molécules de base		composition virtuelle (norme). „cata"		var. I			var. II			composition réelle (mode, % vol.)
SiO_2	48,95	si	106	Kp	5,5	Or	9,2				Or	6,7		
Al_2O_3	16,10	al	20,5	Ne	11,5	Ab	19,2	Ab	7,3	74 % An	Ab	6,7	60 % An	34,1 Labradorite (50–55 % An)
Fe_2O_3	0,20	fm	43,5	Cal	18,0	An	30,0	An	20,8		An	20,0		
FeO	4,30	c	29,5	Cs	10,0	En	14,8	Di	8,8		Di	5,4		7,4 diopside
MnO	0,08	alk	6,5	Fs	0,2	Fo	11,4	Prg	37,9		Prg	40,0		9,5 hornblende
MgO	10,95	ti	0,8	Fo	22,5	Fa	5,0	Fe-Akt	6,6					
CaO	12,80	k	0,32	Fa	5,0	Cs	10,0	Gram	2,8					35,3 actinote
Na_2O	2,10	mg	0,81	Ru	0,3	Ilm	0,4	Fe-Ant	1,8		Fe-Ant	5,5		
K_2O	1,50	w	0,32	Q	27,0						Ant	1,9		2,0 chlorite
TiO_2	0,50	b	15,9	L	35,0			Mt	0,2		Mt	0,2		
P_2O_5	trace	qz	— 20	M	38,0			Ms	12,9		Ms	3,5		11,7 matière semi-opaque
H_2O+	1,85	p	—	π'	0,51			Tit	0,9		Tit	0,9		
H_2O-	0,37	An %	61	γ	0,26						Zo	8,0		
CO_2	prés.			μ	0,60						Q	1,2		
tot.	99,70			W	6,8			(W	5,6)		(W	6,5)		

Type du magma: miharaitique (si légèrement en défaut, k et mg un peu élevés).

Analyste: C. T. An. Chim. M. R. (C. N. R. S.), Paris.

A. La composition minéralogique virtuelle (norme).

On trouve dans la *table 1* en premier lieu l'analyse calculée d'un gabbro ouralitisé et saussuritisé du sommet du Grand Vent (3a). Les détails les plus apparents y sont le nombre fortement négatif de quartz ($qz > -20$) et la tenue d'eau combinée ($h = 15{,}9$). Aussi au calcul de la cata-norme se présentent des olivines dont toute trace manque dans cette roche basique. C'est pourquoi, sous l'absorption d'eau, des épi-minéraux moins fortement silificés [1]) se sont formés à la variante I, comme de la serpentine et de la muscovite à côté des quantités de diopside et de hornblende convenables au mode. Même si tout l'Or est transformé en Ms, il reste encore trop de C pour faire justice à la relation mesurée de hornblende commune-hornblende actinotique dans la composition virtuelle . Il faut donc admettre que pratiquement toute la hornblende a la composition d'une pargasite.

A la variante II on y a tenu compte et il s'y est formé moins de Ms et plus de Zo pour reproduire plus fidèlement la nature de la matière semi-opaque et pour arriver en même temps à un plagioclase qui s'accorde mieux en composition et en quantité avec la labradorite trouvée en plaque mince. La quantité d'eau renfermée dans cette variante (6,5) elle aussi correspond mieux aux molécules de base (6,8) de la sortant composition chimique. Le type miharaïtique du magma appartient aux magmes gabbroïques de la série calc-alcaline et se rencontre e. a. dans beaucoup d'ophiolites.

A la *table 2* l'analyse d'un „Flasergabbro'' de la péninsule septentrionale du plus grand Lac Robert a été élaborée. Au premier coup d'oeil, il paraît déjà que sa composition chimique ne dévie de celle du gabbro (3a) que par une teneur inférieure en Ca et une teneur plus élevée en Fe et qu'avec cela le degré d'oxydation du fer vint à se monter considérablement. L'un et l'autre s'expriment dans un nombre peu élevé de Cs et dans un pourcentage élevé en ferrisilicate de la base (Fs). Vu le déficit en SiO_2 qui régne, cela donne lieu dans la cata-norme à la formation de plus de feldspath (65,8) et plus de minerai (Ilm 3,3) que ne pouvait être attendu raisonnablement en vertu du mode. Pour pouvoir former assez de diopside et de hornblende, il faut donc attirer Ab et An dont l'aluminium, éventuellement libéré, peut être transformé avec Or en Ms ou avec Fo et Fa en At et Fe-At. Cependant, pour silificer le Fe''', il ne se présente en principe que trois chemins à suivre:

1°. la formation de Fe-Ms au détriment d'Or (var. I),

2°. la formation de Pi au détriment d'An (var. II),

3°. la formation de Ba-Ho suivant le calcul de la norme par P. Niggli pour la hornblende-barkévikitique ou basaltique d'un basalte (1945, lit. 140, p. 93, tab. 15).

Il résulte nettement de la variante I, qu'il n'y a pas assez de Ca et trop d'Al pour la formation de la quantité demandée en hornblende actinotique (Gram + Akt). En var. II nous sommes obligés d'ajouter du Ms à la hornblende pour éviter une répartition disproportionnelle de feldspath-hornblende. D'ailleurs, la quantité de Pi qui doit être calculée pour éliminer l'excès en Fe''' est — ainsi que celle de Fe-Ms de la var. I — d'une proportion

[1]) „Silifizierungsgrad'' de P. Niggli (teneur relative en SiO_2 des minéraux).

TABLE D'ANALYSE 2

(A 38) Amphibolite feldspathique oeillée des Lacs Robert (type 4a).

% pond.		valeurs de Niggli		molécules de base		composition virtuelle (norme).								composition réelle (mode, % vol.)
						„cata"		var. I.		var. II.		var. III.		
SiO_2	49,88	si	116	Kp	7,0	Or	11,6	Fe-Ms	16,2	Or	4,1	Or	11,0	45,0 plagioclase (36–58 % An)
Al_2O_3	16,67	al	23	Ne	17,4	Ab	29,0	Ab	27,3	Ab	27,6	Ab	26,0	26 % An
Fe_2O_3	3,83	fm	49,5	Cal	15,1	An	25,2	An	0,2	Pi	16,0	An	13,4	
FeO	3,80	c	17,5	Cs	2,9	Ilm	3,3	Tit	1,8	Tit	1,8	Tit	0,6	1,6 sphène
MnO	0,11	alk	10	Fs	4,0	En	10,0	Mt	1,0	Hm	0,7	Hm	1,9	0,8 minerai
MgO	10,09	ti	1,5	Fo	20,9	Fo	13,4	Di	5,4	Di	7,4	Di	7,4	7,4 diopside
CaO	7,04	k	0,29	Fa	4,5	Fa	4,5	Prg	5,3	Ho	4,3	Ba-Ho	10,0	9,5 hornblende
Na_2O	3,24	mg	0,71	Ru	0,6	Cs	2,9	Gram	32,5	Ant	18,9	Gram	9,0	
K_2O	2,02	w	0,47	Q	27,5			Fe-At	6,9	Fe-At	6,4	At	9,9	35,8 actinote
TiO_2	0,87	h	22,6	L	39,5			Cs	2,9	Ms	10,5	Fe-Ant	3,9	
P_2O_5	trace	qz	—24	M	32,9							Ant	8,0	
H_2O+	2,66	p	—	π	0,38			Q	—1,3	Q	2,2	Q	—1,1	
H_2O-	0,24	An %	48	γ	0,09									
CO_2	—			μ	0.65									
tot.	100,45			W	9,0			(W	7,6)	(W	12,9)	(W	10,3)	

Type du magma: normal-gabbrodioritique (k et mg un peu élevés, si en défaut).

Analyste: Petrochemisch Laboratorium, Leiden.

injustifiable. C'est la variante III qui donne finalement la solution la plus satisfaisante et cela aussi bien quant à la quantité et le degré de transformation du feldspath que quant à la quantité d'eau. Le pourcentage d'An s'y rapproche du moins un peu du pourcentage calculé et évalué. En effet, il y a dans la plaque mince de cette roche, une hornblende brune primaire, bien que dans un état quelque peu décoloré. Le type normal-gabbro-dioritique du magma n'a pas besoin d'une explication ultérieure.

Le gabbro pegmatitique du sommet du Manqué, élaboré dans la *table 3* montre une quantité inférieure d'Al et supérieure de Mg et Fe à celles du gabbro (3a) de la table 1. Pourtant, le degré d'oxydation du fer n'est pas si élevé qu'on puisse procéder au calcul des ferrisilicates. Aussi la cata-norme livre-t-elle considérablement trop peu de matière feldspathique (45,0). Pour y remédier, il faudra former des produits de transformation ayant une teneur en Al inférieure à celle du feldspath afférent, tel que la phengite (Ms II), et former de la pargasite au lieu de la hornblende (voir var. I). Mais cela ne nous donne pas encore la quantité désirée de 63,6 % plagioclase + produits de transformation, tandis qu'il y reste beaucoup trop de diopside (33,2). Encore plus d'Al ne peut être libéré que par la transformation de la phengite en phlogopite suivant l'équation:

126 Ms II + 32 Di + 30 Gram + 45 Ant → 144 Mg-Bi + 48 Zo + 41 Q.

Cependant, la variante II ainsi composée manque toujours de 10 % de plagioclase et a autant de diopside de trop, tandis qu'il lui manque encore plus d'eau que la var. I. Vu l'aspect à grain grand de la roche, la supposition est évidente que l'analyse chimique ait rencontré une partie plus riche en pyroxène que la plaque mince dans laquelle le mode a été mesuré. Le type si-pyroxénolitique du magma qui est dans l'usage parmi les gabbros mélanocrates et les basaltes, ne peut que soutenir cette supposition.

La *table 4* donne ensuite l'analyse d'une amphibolite feldspathique rubannée. Celle-ci se distingue de la précédente par une teneur supérieure en Al et inférieure en Mg, ce qui s'exprime aux valeurs de Niggli comme une tendance vers l'isofalie (al = fm). Le degré d'oxydation du fer est ici très faible (w = 0,10). Aussi y-a-t-il assez d'Al pour aluminer tout le Ca en Cal et même pour former encore quelque Sp. A la cata-norme cette méthode donne un pourcentage trop élevé en feldspath (79,6). Nous sommes donc obligés de transformer An en Wo et de la convertir à son tour avec En ou Hy en hornblende actinotique (Gram + Akt). Une partie de celle-ci peut alors être transformée avec Ab en hornblende suivant l'équation:

15 Gram + 5 Ab → 16 Prg + 4 Q.

Il faut cependant d'abord réserver assez de Ca pour la transformation de Tit en Cc, puisque ce dernier minéral se présente pour environ 0,5 % dans la plaque mince. Le surplus en C est employé pour la transformation d'Or en Ms et de Fo + Fa en At + Fe-At.

Vu que la teneur en An de ce plagioclase n'est pas très élevée (36 %), encore plus d'Ab a été soustrait pour la formation de plus de hornblende comprenant encore plus de C (Ho). Le résultat en est un plagioclase avec 39 % d' An. Il est vrai que la relation hornblende commune-hornblende actinotique ne correspond plus si bien avec celle du mode, mais il faut prendre en considération que l'intégration ne permet pas une distinction

TABLE D'ANALYSE 3

(A 80) Gabbro pegmatitique du sommet du Manqué
(type 3a, tendant à 1b).

% pond.		valeurs de Niggli		molécules de base		composition virtuelle (norme). „cata"		var. I.		var. II.		composition réelle (mode, % vol.)
SiO_2	49,66	si	106	Kp	7,4	Or	12,3	Ms II	17,2	Mg-Bi	19,3	
Al_2O_3	10,86	al	13,5	Ne	11,1	Ab	18,5	Ab	16,6	Ab	16,6	63,6 plagioclase (+ transformations)
Fe_2O_3	1,60	fm	50,5	Cal	8,5	An	14,2	Zo	6,1	Zo	12,6	
FeO	3,54	c	29	Cs	14,6	Cs	14,6	Tit	3,3	Tit	3,3	
MnO	0,14	alk	7	Fs	1,7	En	27,2	Di	33,2	Di	28,9	18,1 diopside
MgO	13,06	ti	2,4	Fo	27,2	Fo	6,8	Prg	6,0	Prg	6,0	6,0 hornblende
CaO	12,72	k	0,40	Fa	4,3	Fa	4,3	Gram	6,7	Gram	2,6	1,8 actinote
Na_2O	2,03	mg	0,82	Ru	1,1	Ilm	2,2	Ant	7,4	Ant	1,3	10,0 serpentine
K_2O	2,11	w	0,28	Q	24,2			Fe-Ant	4,7	Fe-Ant	4,7	
TiO_2	1,53	h	20,7	L	27,0			Hm	1,1	Hm	1,1	0,5 minerai
P_2O_5	trace	qz	—24	M	48,9			Q	—2,3	Q	3,3	
H_2O+	2,72	p	—	π	0,31							
H_2O-	0,21	An %	44	γ	0,31							
CO_2	—			μ	0,57							
tot.	100,18			W	9,1			(W	7,4)	(W	4,8)	

Type du magma: si-pyroxénolitique (si en défaut, mg un peu élevé).

Analyste: Petrochemisch Laboratorium, Leiden.

TABLE D'ANALYSE 4

(A 103) Amphibolite feldspathique rubannée du vallon glaciaire des Roberts (type 4b).

% pond.		valeurs de Niggli		molécules de base		composition virtuelle (norme). „cata"		var. I.			var. II.			composition réelle (mode, % vol.)
SiO_2	49,55	si	123	Kp	6,7	Or	11,2	Ms	15,7	36 % An	Ms	15,7	39 % An	58,3 plagioclase (+ transformations)
Al_2O_3	22,80	al	33,5	Ne	18,0	Ab	30,0	Ab	29,0		Ab	25,5		
Fe_2O_3	0,50	fm	34,5	Cal	23,5	An	38,4	An	16,2		An	16,2		
FeO	3,82	c	21	Sp	1,5	Cal	0,5	Cc	0,3		Cc	0,3		0,5 calcite
MnO	0,08	alk	11	Fs	0,5	Sp	1,5	Di	1,0		Di	1,0		1,0 diopside
MgO	10,95	ti	0,5	Fo	13,4	Fo	13,4	Prg	3,0		Prg	3,0		3,1 hornblende
CaO	7,90	k	0,27	Fa	4,5	Fa	4,5				Ho	9,8		
Na_2O	3,35	mg	0,74	Ru	0,2	Ilm	0,5	Gram	5,0		Gram	5,0		28,9 actinote
K_2O	1,85	w	0,10	Q	31,7			Akt	22,1		Akt	11,6		
TiO_2	0,25	h	20,9	L	48,2			Tit	0,6		Tit	0,6		
P_2O_5	trace	qz	— 21	M	20,1			At	1,3		At	5,3		8,2 chlorite
H_2O+	2,25	p	—	π	0,49			Fe-At	4,3		Fe-At	5,6		
H_2O-	0,30	An %	58	γ	—			Hm	0,3		Hm	0,3		
CO_2	prés.			μ	0,73			Q	1,2		Q	0,1		
tot.	99,50			W	7,9			(W	6,4)		(W	8,5)		

Type du magma: péléitique (si légèrement en défaut, k et mg un peu élevés).

Analyste: C. T. An. Chim. M. R. (C. N. R. S.), Paris.

entre la hornblende commune et la hornblende actinotique autre qu'en vertu de la couleur en plaque mince, un critère qui perd encore en netteté par la forte décoloration de la hornblende.

Le type péléitique du magma appartient aux magmes quartzdioritiques et doit être saturé ou sursaturé en si. C'est ce qui ne s'y présente point ($qz = -21$), tandis qu'il n'est pas du tout question de quartz dans la roche, même pas sous forme de reliquat. Peut-être que l'enrichissement relatif lors de l'élimination de SiO_2 regardait principalement l'aluminium et les alcalis. Daly mentionne le type péléïtique comme le type moyen du magma des andésites à hypersthène (cf. lit. 133).

Comme dernier représentant des types 3 et 4 figure dans la *table 5* une microméladiorite discordante n'étant pas originaire de la région relevée (où des filons vraiment discordants de ce type ayant des dimensions usitées pour en faire une analyse quantitative, sont rares) mais se présentant à 1500 mètres plus au nord sur le bord sud du Lac Longet. En principe le pourcentage pond. des oxydes ne dévient pas de la moyenne des 4 types susmentionnés. La teneur en fer n'en est que peu élevée, mais le degré d'oxydation reste au-dessous de celui de tous les autres. La cata-norme y donne aussi trop de feldspath (59,2 %), de sorte que, suivant la méthode connue, de la hornblende actinotique et de la hornblende commune peuvent être formées, laissant en excès une chlorite non-magnésienne. Ceci est sans aucun doute en contradiction avec les faits constatés, mentionnant comme chlorite principalement une pennine à teintes de polarisation anomales. On peut donc admettre que cette hornblende — qui est aussi constituée en majeure partie de molécules actinotiques (donc pauvre en Al et en alcalis) — contiendra encore plus de fer qu'il n'a été indiqué dans les variantes I et II. Une autre opposition qui pourrait être présentée à la variante I, est son pourcentage très élevé en muscovite qui ne correspond pas avec l'image microscopique. Si nous mettons pour cela de l'Or, le pourcentage d'An du plagioclase baisse quelque peu, mais ne dépasse pas les limites évaluées sous le microscope (voir var. II). Avec le surplus en Al on peut alors former Ho au lieu de Prg, libérant de l'Ant:

$$48\ \text{Prg} + 6\,\text{C} + (2\,\text{W}) \rightarrow 48\ \text{Ho} + 5\,\text{Ant} + 1\,\text{Q}.$$

Avec cela, la composition de la chlorite est devenue celle d'une aphrosidérite à biréfringence d'environ 0,004. C'est une chlorite peu fréquente d'où l'on pouvait très bien éliminer encore du Fe″ et de l'Al, ce dont la hornblende ou la muscovite pourrait profiter. Pour pouvoir obtenir une quantité convenable de minerai, l'ilménite fut formée avec le Ru resté en excès après la formation de la quantité demandée de Tit. Le nombre de Cp indique en fin de compte la présence d'une quantité minime d'apatite qui a été trouvée sur une échelle beaucoup plus large en d'autres méladiorites. Le type normal-mélagabbrodioritique du magma est aussi propre à beaucoup de spessartites.

Dans la *table 6* suit une séricite-chloritite de Chamrousse. Celle-ci appartient au type 7a de la zone aphanitique. Evidemment, une intégration fidèle n'était pas réalisable ici. Il fallait donc évaluer leur mode à l'aide des intensités relatives des différents systèmes de diffraction des minéraux dans le radiogramme de la roche. Du premier coup il se manifeste une déviation nette de la composition chimique de celle des types 3 et 4, déviation qui se limite principalement à la chaux qui fait pratiquement défaut et à la prédominance du potasse parmi les alcalis. En même temps

TABLE D'ANALYSE 5

(B 84) Microméladiorite du Lac Longet S (type 3e).

% pond.		valeurs de Niggli		molécules de base		composition virtuelle (norme). „cata"		var. I.			var. II.			composition réelle (mode, % vol.)
SiO_2	51,15	si	120	Kp	4,7	Or	7,8	Ms	10,9	23 % An	Or	7,8	18 % An	39,6 oligoclase-andésine
Al_2O_3	14,80	al	20,5	Ne	17,5	Ab	29,2	Ab	23,2		Ab	23,2		
Fe_2O_3	0,65	fm	48,5	Cal	13,3	An	22,2	An	7,4		An	7,4		
FeO	6,50	c	22	Cs	5,6	Wo	7,5	Prg	19,2		Ho	19,2		
MnO	0,10	alk	9	Fs	0,7	En	14,0	Gram	23,5		Gram	23,5		48,1 hornblende
MgO	9,95	ti	2,4	Fo	20,7	Fo	10,2	Fe-Akt	5,0		Fe-Akt	5,0		
CaO	8,65	k	0,21	Fa	7,7	Fa	7,3	Fe-At	6,8		Fe-At	6,8		
Na_2O	3,25	mg	0,71	Ru	1,0	Ru	1,0	Fe-Ant	1,3		Fe-Ant	1,3		9,3 chlorite
K_2O	1,35	w	0,08	Cp	0,1	Mt	0,7				Ant	2,6		
TiO_2	1,40	h	13,7	Q	28,7	Cp	0,1	Tit	1,5		Tit	1,5		1,3 sphène
P_2O_5	0,05	qz	—16	L	35,5			Ilm	1,0		Ilm	1.0		1,7 minerai
H_2O+	1,50	p	—	M	35,7			Cp	0,1		Cp	0,1		
H_2O-	0,25	An %	45	π	0,37			Q	0,1		Q	0,6		
CO_2	prés.			γ	0,16									
				μ	0,60									
tot.	99,60			W	5,4			(W	6,5)		(W	7,5)		

Type du magma: normal-mélagabbrodioritique (mg un peu élevé).

Analyste: C. T. An. Chim. M. R. (C. N. R. S.), Paris.

TABLE D'ANALYSE 6

(C 37) Séricite-chloritite de la Croix de Chamrousse (type 7a).

% pond.		valeurs de Niggli		molécules de base		composition virtuelle (norme). „cata"		„épi"		var. I.		var. II.		comp. réelle évaluée (mode, % vol.)
SiO_2	47,28	si	118	Cp	0,4	Or	15,0	Cp	0,4	Cp	0,4	Cp	0,4	
Al_2O_3	16,93	al	25	Kp	9,0	Ab	16,7	Ru	1,9	Ru	0,4	Hm	0,3	
Fe_2O_3	2,00	fm	66	Ne	10,0	En	26,1	Hm	1,5	Ilm	3,0	Ilm	3,9	5 ilménite
FeO	5,75	c	0,5	Sp	19,7	Hy	9,5	Ab	16,7	Ab	16,7	Ab	16,7	
MnO	0,06	alk	8,5	Fs	2,2	Cord	20,5			Or	15,0			15 feldspath
MgO	13,50	ti	4,8	Fo	19,6	Sp	8,5	Ms	21,0			Ms II	21,0	25 séricite
CaO	0,16	k	0,45	Fa	7,1	Cp	0,4	At	17,8	At	32,8	At	25,3	
Na_2O	1,78	mg	0,76	Ru	1,9	Ilm	3,0	Ant	20,8	Ant	10,8	Ant	13,3	45 chlorite
K_2O	2,41	w	0,24	Q	30,2	Ru	0,4	Fe-Ant	7,9	Fe-Ant	7,9	Fe-Ant	6,6	
TiO_2	2,58	h	64,5	L	19,0			Q	12,1	Q	13,0	Q	12,6	10 quartz
P_2O_5	0,22	qz	—16	M	50,5									
H_2O+	7,50	p	0,3	π	0									
H_2O-	0,23			γ	0									
CO_2	—			μ	0,68									
tot.	100,40			W	25,2			(W	21,0)	(W	20,6)	(W	19,9)	

Analyste: Petrochemisch Laboratorium, Leiden.

l'eau — et notamment l'eau contenue dans la formule des minéraux — est très largement représentée. Les pourcentages de Ti et P ont aussi considérablement augmenté. Dans la base le Ca se manifeste justement assez pour la saturation du P au Cp. De la cata-norme c'est seulement le pourcentage d'ilménite qui correspond un peu avec celui du mode.

Pour éviter des transformations complexes l'épinorme-type fut développée de la base suivant les instructions données par E. Niggli (1944, lit. 130, pp. 238—244). Cependant il s'y forme du Ru à côté d'un pourcentage trop minime en minerai.

La chlorite qui reste est d'ailleurs une pennine pratiquement isotrope, tandis qu'en vertu de l'examen optique et radiocristallographique on peut s'attendre à un clinochlore riche en fer ou pauvre en aluminium. Pour réaliser cette composition, il faut échanger du Mg contre de l'Al, ce qui peut avoir lieu de deux manières, notamment:

1°. par la formation d'Or au détriment du Ms, suivant l'équation:

$$42\ \text{Ms} + 20\ \text{Ant} \rightarrow 30\ \text{Or} + 30\ \text{At} + 2\ \text{Q} + (2\ \text{W}),$$

2°. par la formation de Ms II au détriment du Ms, suivant l'équation:

$$14\ \text{Ms} + 5\ \text{Ant} \rightarrow 14\ \text{Ms II} + 5\ \text{At} + (2\ \text{W}).$$

A côté de cela, il faut éliminer le Ru superflu, ce qui peut se faire aussi de deux manières et ceci directement suivant l'équation:

1°. $$2\ \text{Hm} + 2\ \text{Ru} \rightarrow 4\ \text{Ilm}$$

ou bien via la formation de Mt sortant de Fs + Fa et la formation d'Ilm suivant l'équation:

2°. $$3\ \text{Mt} + 1\ \text{Ru} \rightarrow 2\ \text{Ilm} + 2\ \text{Hm},$$

où le Ru restant en excès peut encore être transformé avec Hm en Ilm. Ce dernier procédé coûte quelque Fe″ à la chlorite. Les deux premières possibilités ont été réalisées dans la variante I, les deux autres, nommées sous 2°, dans la variante II. La chlorite de la var. I est un clinochlore-prochlorite à biréfringence 0,010 (donc aussi bien riche en Fe qu'en Al), celle de la var. II est aussi un clinochlore-prochlorite mais à biréfringence 0,007 (donc ayant relativement un peu plus de Fe et un peu moins d'Al). Non seulement cette dernière propriété de la chlorite de la var. II, mais encore l'accord général meilleur de cette variante avec le mode, nous oblige à préférer la var. II à la var. I. Il faut cependant remarquer qu'on a constaté dans d'autres plaques minces la présence d'un feldspath potassique à côté de moins de séricite, de sorte que la composition moyenne se trouve peut-être entre I et II.

Il résulte déjà des valeurs de Niggli, que le surplus en Al, T = al — (c + alk), est de + 16. Cela veut dire, qu'il faut chercher le type du magma — pourvu qu'il existe un type du magma applicable — parmi les magmes peraliques. A cet effet le fm (ad 66) est cependant, à un si de 118, beaucoup trop élevé et le c (ad 0,5) beaucoup trop bas. Si nous pensons remplacer 20 fm par 20 c, alors c'est un type lampro-sommaïtique du magma qui entre en considération, faisant partie des magmes kalidioritiques faiblement fémiques. Si nous changeons en outre le surplus en K dans un surplus en Na par l'échange des alcalis, nous aurons un type normal-gabbrodioritique du magma.

TABLE D'ANALYSE 7

(C 36) Roche hémato-feldspathique de la Croix de Chamrousse (type 7b).

% pond.		valeurs de Niggli		molécules de base		composition virtuelle (norme).								comp. réelle évaluée (mode, % vol.)
						„cata"		„épi"		var. I.		var. II.		
SiO_2	51,85	si	159	Kp	27,2	Or	45,4	Ru	1,6	Ilm	3,2	Ilm	3,2	15 hématite
Al_2O_3	14,36	al	26	Ne	9,3	Ab	15,5	Hm	11,1	Hm	9,5	Hm	9,5	
Fe_2O_3	19,92	fm	54	Cal	1,2	An	2,0	Ab	15,5	Ab	15,5	Ab	15,5	
FeO	1,18	c	1,5	Sp	5,7	Cord	10,5	Or	33,9	Or	45,5	Or	42,5	60 feldspath
MnO	trace	alk	18,5	Fs	16,7	Mt	3,0			An	2,0	An	2,0	
MgO	3,60	ti	4,8	Fo	5,1	Ilm	3,2	Gram	3,0					
CaO	0,41	k	0,75	Fa	1,5	Hm	7,5	Ms	16,1			Ms II	4,2	
Na_2O	2,60	mg	0,30	Ru	1,6	En	6,8			At	9,5	At	8,0	15 séricite +
K_2O	6,15	w	0,85	Q	31,7	Q	6,2	Ant	7,2	Ant	2,4	Ant	2,9	chlorite
TiO_2	2,07	h	28,5	L	37,7			Fe-Ant	1,7	Fe-Ant	1,7	Fe-Ant	1,7	
P_2O_5	—	qz	—15	M	30,6			Q	10,0	Q	10,8	Q	10,6	10 quartz
H_2O+	2,58	p	—	π	0,03									
H_2O-	0,22			γ	0									
CO_2	—			μ	0,22									
tot.	99,93			W	9,3			(W	6,1)	(W	5,5)	(W	5,3)	

Analyste: Petrochemisch Laboratorium, Leiden.

Enfin la *table 7* donne l'analyse d'une roche hémato-feldspathique (7b) de la zone aphanitique de Chamrousse. Celle-ci se distingue de la séricite-chloritite de la même zone principalement par sa teneur en fer de beaucoup supérieure et par son degré d'oxydation très élevé ($w = 0{,}85$). La teneur en Mg est ensuite considérablement inférieure et le pourcentage des alcalis (et spécialement celui du K) s'est sensiblement élevé par rapport aux valeurs analogues dans la table 6. La teneur en Ti est environ de la même hauteur, tandis que le pourcentage d'eau n'atteint plus de telles valeurs extrêmement élevées ($h = 28{,}5$). La cata-norme déroge à la production de la quantité et de la nature exactes des éléments mélanocrates. L'épinorme-type donne par contre trop peu de feldspath, trop de séricite, en outre du Ru et de la Gram qui manquent dans la plaque mince, de même que de l'antigorite au lieu de la chlorite. C'est pourquoi j'ai réuni dans la variante I du Ru avec de l'Hm pour former de l'Ilm, tandis que la Ms est transformée en Or de la même façon que dans la variante II de la table 6; et enfin la Gram est transformée de nouveau en An et Ant suivant l'équation:

$$15\ \text{Gram} + 10\ \text{At} + (1\ \text{W}) \rightarrow 10\ \text{An} + 15\ \text{Ant}.$$

Comme chlorite se forme ici une corundophyllite à biréfringence 0,014 et par conséquent avec une teneur trop élevée en Al, puisque la chlorite dans cette roche a été trouvée être le même clinochlore riche en fer qui est si largement représenté dans la séricite-chloritite. Pour y remédier, j'ai transformé dans la variante II, autant d'Or dont je pouvais me passer au sujet du mode, en Ms II suivant l'équation:

$$30\ \text{Or} + 15\ \text{At} + 2\ \text{Q} \rightarrow 42\ \text{Ms II} + 5\ \text{Ant} + (1\ \text{W}).$$

Non seulement la répartition séricite-prochlorite est mieux proportionnée, mais aussi la chlorite a reçu la composition demandée d'un clinochlore-prochlorite à biréfringence d'environ 0,008. Il résulte donc de cela que la roche contient toujours un pourcentage considérable (17,5) d'albite, qui doit être réunie probablement entièrement sous forme de corps isomorphes de Na-K-feldspath avec l'orthoclase. Le „Bauschal-chemismus" de la roche est finalement moins fortement peralique que celui de la séricite-chloritite par l'alk plus élevé ($T = +6$). Pourtant il n'est pas facile ici non plus de trouver un type du magma applicable, par le fm élevé (ad 54) et le c bas (ad 1,5). Le remplacement de 12 fm par 12 c, fait entrer ici en considération un type lamprosyénitique du magma, appartenant aux magmes lamproïtiques fémiques, où rentrent beaucoup de lamprophyres notamment du type des minettes. Un échange fort d'alcalis, conduisant à la tendance sodique, nous mène à un type mugéaritique du magma, ressortissant aux magmes natron-gabbroïques. Ce type est selon Daly applicable à la composition moyenne des spessartites (cf. lit. 133).

De la comparaison entre norme et mode des roches basiques les conclusions suivantes peuvent être tirées:

1°: Vu que des témoins d'olivine manquent presqu'entièrement, on peut admettre comme très probable que — lors de la sous-saturation en SiO_2 qui règne — la hornblende primaire ait joué un rôle important dans beaucoup de ces roches. Si elle est encore présente, sa composition paraît s'accorder bien avec celle d'une barkévikite riche en Fe‴ et en Ti.

2°: La hornblende primaire de la méladiorite (an. 5) est relativement pauvre en Al, ainsi que les hornblendes ouralitiques d'origine, sans doute en

majeure partie, secondaire des analyses 1, 2, 3 et 4. Cette dernière est tantôt pargasitique (an. 1), tantôt actinotique (an. 4), quelquefois même encore plus riche en Mg ou Fe (an. 2). Sa composition moyenne est donc bien celle de l'actinote et elle peut être nommée une smaragdite en vertu de son habitus prismatique aplati et de sa couleur émeraude.

3°: Dans la séricite-chloritite (an. 6) se trouve du feldspath potassique potentiel à la proportion de Ab : Or = 1 : 1. Une partie en a été observée comme „Schachbrett-albit", une autre partie sous forme de microcline à $2V = -80°$. Le plagioclase se trouve être une albite pure et le porphyroïde d'oligoclase à 25 % d'An, déterminé à l'aide de la platine Fédoroff, doit être considéré comme une exception — et ceci probablement comme un reliquat de faciès à température plus élevée. Le minerai est principalement de l'ilménite.

4°: Dans la roche hémato-feldspathique (an. 7) se trouve à côté de feldspath potassique de l'albite à la proportion de Ab : Or = 1 : 3. Peut-être qu'une partie en est aussi intimement associée au feldspath potassique sous forme de „Schachbrett-albit", du moins l'échantillon moins fortement altéré de la zone de passage 7a—b, que j'ai trouvé comme „float" et qui a été décrit sous type 7b, indique aussi une grande concordance en structure et en composition minéralogique primitive entre ces deux roches (types 7a et b).

5°: La séricite des analyses 6 et 7 est de composition phengitique, comme a été déjà suggéré par le système de diffraction à rayons X. La chlorite se manifeste être un clinochlore-prochlorite à biréfringence d'environ 0,008.

6°: Les roches aphanitiques du type 7 (an. 6 et 7) montrent un c anormalement peu élevé aux valeurs plus élevées pour fm, k et parfois aussi si et alk. Cela résulte dans un surplus d'Al, ce qui entraîne que ces roches ne ressortent pas aux types du magma.

7°: Le Mn se présente partout en quantités plus petites (jusqu'à 0,14 % pond). Il est probable que c'est lui qui donne au diopside (subs. à l'épidote) çà et là une couleur rougeâtre en plaque mince.

B. Les relations provinciales des roches basiques.

Afin de rendre possible une comparaison succincte de ces roches basiques avec d'autres complexes de roches d'un caractère principalement basique, nous recourons à la représentation en diagrammes QLM, k-π, mg-γ et k-mg, qui se prêtent bien à la détermination des caractères dits provinciaux suivant la méthode de P. Niggli. Or, nous avons mis dans les divers diagrammes, outre les points où se trouvent nos propres analyses, les contours des domaines avec des signatures différentes où se trouvent la plupart des analyses de resp. les basaltes normaux, les subbasaltes de P. Niggli, les alcali-basaltes, la partie gabbrodioritique (caractérisée par la paragénèse: diopside-hornblende brune) du complexe éruptif de Garabal Hill-Glen Fyne (Ecosse) et des ophiolites alpines, tout suivant la représentation par C. Burri et P. Niggli (1945, lit. 28). Il nous semblait intéressant de faire une comparaison avec le dernier groupe de roches, qui ont — comme nous le savons — une composition chimique très variable dans le cadre basique

de la province pacifique, et cela en vue de la position homologue de leur mise en place, c-à-d. proto- ou syntectonique.

Par la limitation des matériaux d'analyse aux roches principalement gabbrodioritiques et amphiboliques, la variabilité du nombre de si est trop minime pour que la configuration d'un diagramme de variation (en cas d'augmentation ou de diminution de si) permette de conclure sur le caractère provincial.

Les types du magma des cinq premières analyses appartiennent tous aux magmes quartzdioritiques, gabbrodioritiques, gabbroïques et pyroxénolitiques de la série calc-alcaline (c'est-à-dire les provinces pacifiques), de

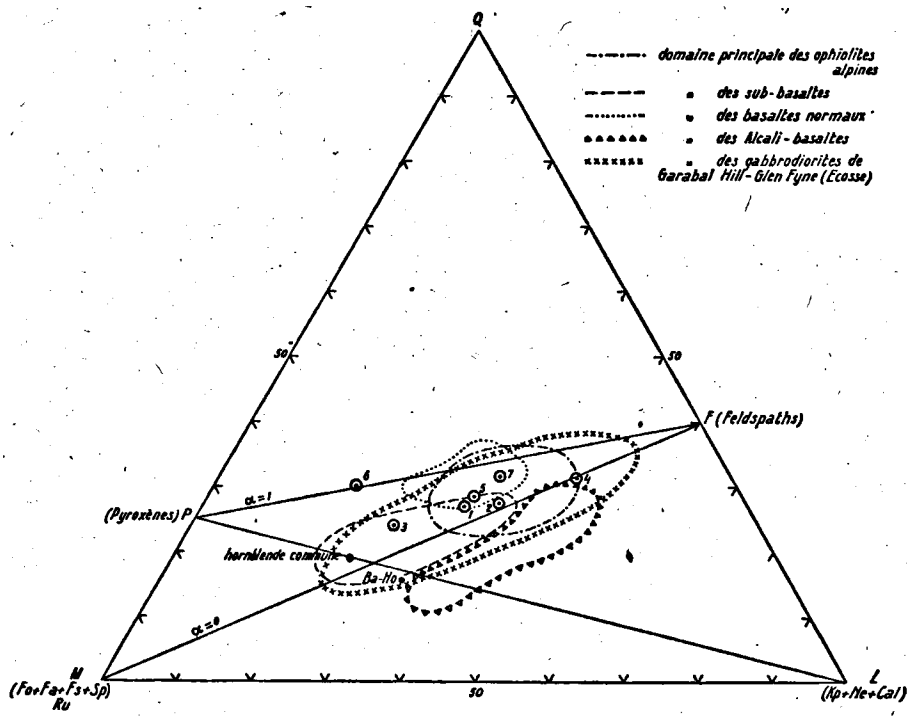


Fig. 7.
Diagramme QLM.
Les chiffres correspondent aux numéros des tables d'analyse.

sorte que ces cinq roches pourraient très bien être considérées comme des produits de différenciation normaux d'un magma gabbrodioritique. Seulement leur nombre de si est souvent inférieur au nombre usité pour les types du magma susmentionnés, tandis que k et mg sont par contre presque toujours quelque peu élevés. Telles sont les propriétés par lesquelles les subbasaltes de Niggli se distinguent des basaltes normaux. Une autre concordance de cette province avec les subbasaltes se trouve dans le fait que son nombre d'alk ne surpasse pas la valeur normale pour les basaltes et les gabbrodiorites, par quoi ils prennent une position intermédiaire entre les basaltes normaux et les basaltes alcalins, avec un nombre de quartz (qz = si — 100 — 4 alk) légèrement négatif.

Cette situation est nettement rendue par le diagramme QLM de la

fig. 7. Toutes nos roches (qui sont marquées avec les numéros des analyses afférentes) entrent pratiquement dans le triangle qui est renfermé par les lignes PF, FM et PL. Cela veut dire, que α varie entre 0 et 1 et que la sous-saturation générale en SiO_2 n'est pas de telle sorte que des olivines ou des feldspathoïdes se présentent à côté de la hornblende. Voilà une propriété que beaucoup de gabbrodiorites (e. a. des ophiolites alpines) possèdent en commun avec les amphibolites du soubassement cristallin des massifs centraux suisses et avec les subbasaltes (cf. lit. 28 et 135). Quatre des cinq premières analyses représentant toutes un type du magma, entrent dans le domaine des subbasaltes au diagramme QLM (fig. 7), deux des analyses dans le domaine

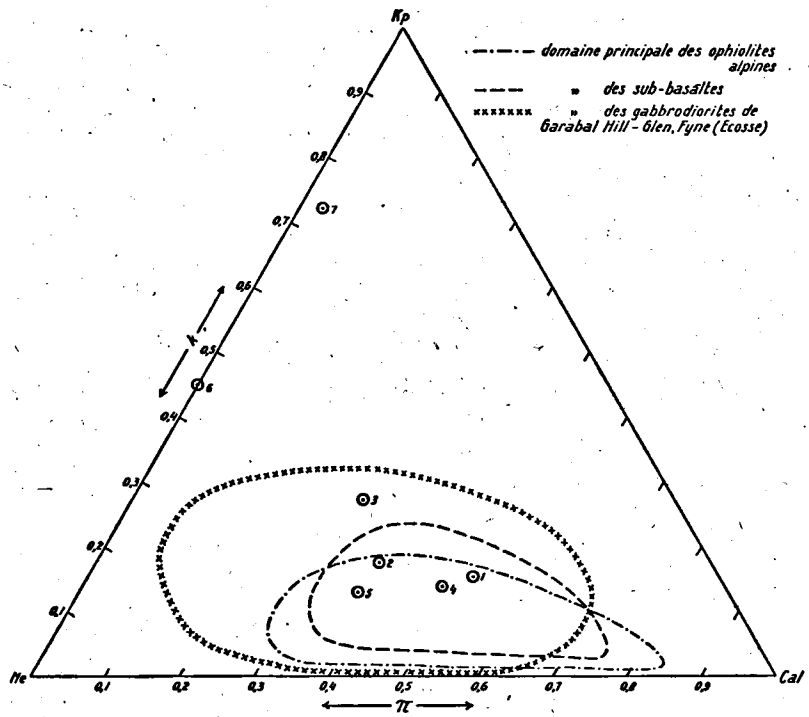


Fig. 8.
Diagramme k - π.
Les chiffres correspondent aux numéros des tables d'analyse.

des basaltes normaux et seulement une analyse approche le domaine des basaltes alcalins. Toutes les cinq se trouvent cependant dans la région limitrophe de ces trois domaines, ce qui est, selon MM. Burri et Niggli (1945, lit. 28, p. 280) un phénomène fréquent aux ophiolites alpines (si variant de 105 à 130 et alk de 7,5 à 12). Les mêmes auteurs ont dressé une série de „Hauptkennwerte" pour les ophiolites alpines, à laquelle appartiennent les types du magma miharaïtique, normal- et mélagabbrodioritique, mugéaritique et si-pyroxénolitique. Notre analyse 3 avec le type du magma pyroxénolitique représente un gabbro riche en diallage et entre dans le domaine des ophiolites alpines ultrabasiques.

Si nous regardons ensuite les relations au diagramme k - π, li apparaît que les premières 5 analyses ne se distancent des subbasaltes et des ophiolites

alpines que par un k relativement élevé (0,21—0,40). Les basaltes normaux ont un k plus bas à un π plus élevé que les subbasaltes, tandis que les basaltes alcalins montrent à un π plus bas la même valeur pour k que les subbasaltes. La dispersion des premières cinq analyses entre dans le domaine des gabbrodiorites de Garabal Hill-Glen Fyne, mais les analyses 6 et 7 se trouvent en dehors de toutes relations provinciales éruptives par leur teneur en Ca extrêmement faible à des valeurs élevées de k (fig. 8).

Au diagramme mg-γ les valeurs assez élevées de mg des 6 premières analyses se manifestent clairement. Par cela elles s'éloignent une fois de plus des basaltes normaux et alcalins et maintenant aussi des gabbrodiorites

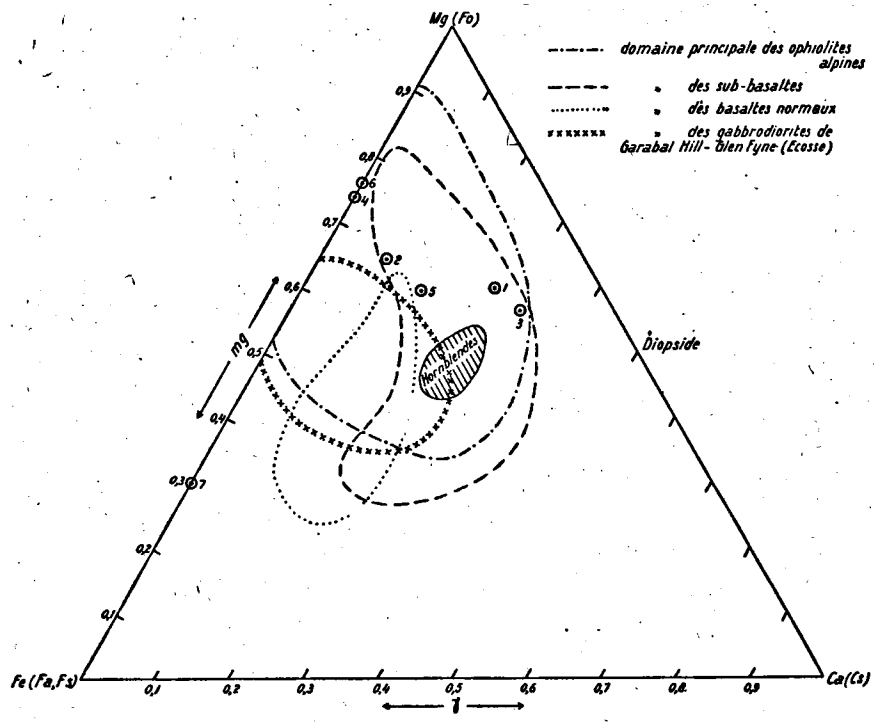


Fig. 9.
Diagramme mg-γ.
Les chiffres correspondent aux numéros des tables d'analyses.

de Garabal Hill-Glen Fyne. Excepté 7 qui reste en dehors des domaines des roches éruptives basiques par sa teneur élevée en fer et inférieure en Ca, notre province est encore largement comprise par la grande variabilité des ophiolites. D'ailleurs on peut observer de nouveau une concentration au domaine des subbasaltes (fig. 9).

Enfin c'est le diagramme k-mg (fig. 10) qui fait le mieux ressortir le caractère spécial de cette province pacifique avec ses valeurs relativement élevées pour k et mg. C'est seul le n°. 7 qui reste en dehors des domaines éruptifs en s'approchant d'ailleurs des provinces pacifiques, mais les autres roches sont concentrées au coin *supérieur* du domaine pacifique et de sa périphérie méditerranéenne. La méladiorite (5) prend par cela une position tant soit peu exceptionnelle avec sa teneur relativement élevée en Na

(k = 0,21), ce qui doit être attribué à son plagioclase relativement acide (oligoclase-andésine) et surtout aussi à sa teneur élevée en hornblende commune. Ce dernier phénomène a été peut-être la conséquence de la gravitation des cristaux de hornblende dans la fusion dioritique résiduelle (la différenciation dite lamprophyrique). Dans ce cas cette diorite foncée à nombre de quartz fortement négatif (qz = — 16) et de gisement principalement discordant dans le complexe basique, pourrait être nommée une spessartite; supposition qui, par rapport au type du magma normal- ou mélagabbro-

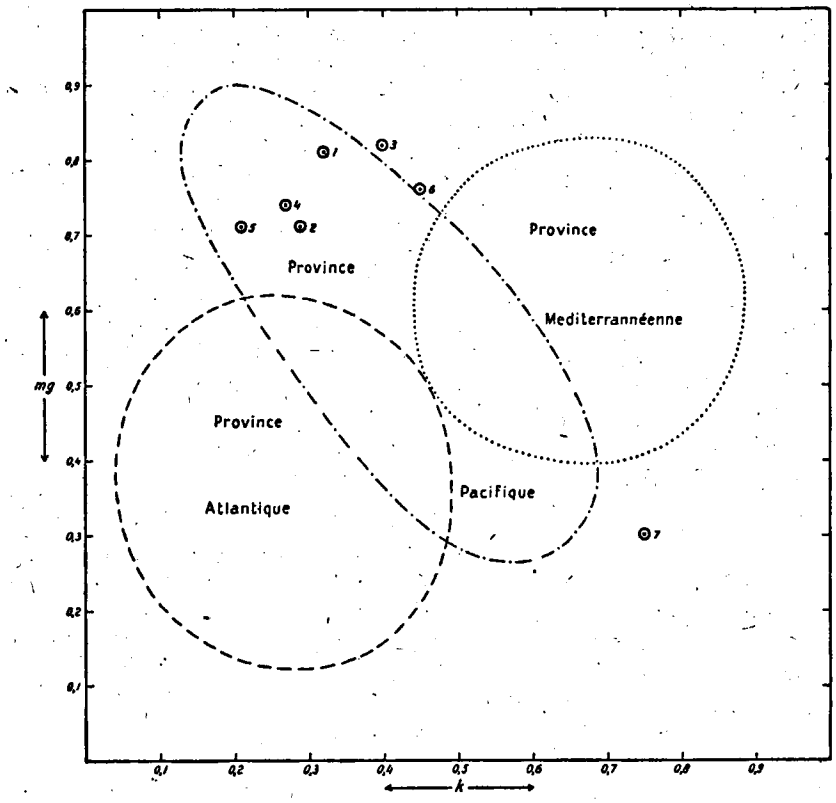


Fig. 10.
Diagramme k - mg.
Les chiffres correspondent aux numéros des tables d'analyses.

dioritique (ayant des valeurs relativement élevées pour p et ti), sûrement ne doit pas être envisagée comme impossible.

Quand nous finirons par abstraire de la teneur en Ca, ainsi que cela s'est fait aux diagrammes QLM et k - mg (fig. 7 et 8), il apparaît que les aphanites de Chamrousse (an. 6 et 7) elles aussi avoisinent le plus les provinces pacifiques où 6 avec son mg élevé et 7 au sujet de ses proportions Q : L : M cherchent jonction auprès des ophiolites. A la sous-saturation en SiO_2 qui règne, la valeur de k (surtout pour 7) peut être appelée anormalement élevée, même pour la province pacifique la plus étendue. Par cela évidemment il ne peut être question d'une composition spilitique.

La présence de quartz en volumes montant à 10 % de ces roches sous-saturées en SiO_2, doit être attribuée sans faute à des processus secondaires. La transformation de la hornblende en chlorite et même en hématite libère trop peu de SiO_2 pour pouvoir expliquer cette teneur en quartz, à moins que tous les soudes et chaux n'aient pas été transportés sous forme de silicate. L'apport exogène de si, fm et alk (et notamment de K) à côté d'une élimination éventuelle de c, est mieux à même d'effectuer les compositions chimiques afférentes à partir de magmes gabbrodioritiques et natron-gabbroïques (voir pp. 110 et 112). En cherchant les analogies les plus frappantes de ces deux analyses, nous trouvons pour 6 une „Grünschiefer-Grünstein" de l'Alp Punteglias dans le massif de l'Aar et pour 7 une diabase ou mélaphyre du Permien de l'Ochsenstock dans le même massif, quoique, dans ces deux cas, le c ne s'abaisse pas autant qu'à 6 et 7 et que le degré d'oxydation du fer en 7 est encore de beaucoup plus élevé. Th. Hügi (1941, lit. 68, p. 53) attribue l'état actuel du mélaphyre en majeure partie à la propylitisation (voir aussi lit. 135, I, no. 252, 151; pp. 125, 139).

La comparaison provinciale permet donc de faire les conclusions suivantes:

1°: Les roches constituées des types structuraux 3 et 4 (donc aussi bien les gabbrodiorites que les amphibolites) forment une province pacifique, légèrement méditerranéen ($k > 0{,}21$; $mg > 0{,}71$). Les types alcali-basaltiques font défaut. Quoique le centre de gravité se trouve dans la zone limitrophe des 3 domaines basaltiques (avec une préférence pour le domaine subbasaltique) la variabilité est plus grande que dans une des familles de basaltes et plutôt en concordance avec celle des gabbro-diorites de Garabal Hill-Glen Fyne. Cela n'est pas si étonnant si nous considérons que les magmes effusifs ont eu beaucoup moins d'occasion pour effectuer une différenciation par cristallisation que les magmes intrusifs. Encore plus d'espace à la variation trouvée par nous, surtout en ce qui concerne les valeurs en mg élevées, offrent les domaines des ophiolites alpines. Celles-ci sont le plus souvent un peu atlantiques, ce qui se trouve reflété seulement par l'an. 5. La répartition des points d'analyse au diagramme QLM est celle d'une série éruptive. On ne saurait s'imaginer qu'elle représenterait une série sédimentaire sans apport considérable et compliqué (voir p. 155).

2°: Comme types du magma nous trouvons une série passant du type si-pyroxénolitique par les types miharaïtiques et normalgabbrodioritiques au type péléïtique (c. v. d. du magma pyroxénolitique via les magmes gabbroïque et gabbrodioritique vers le magma quartzdioritique). Il est bien possible que cette série soit née d'une différenciation gravitative par cristallisation complexe d'olivine, de diallage et de barkévikite à partir d'un magma gabbrodioritique. Son cortège de roches péridotiques et hornblende-péridotiques confirme cette opinion, se rencontrant en effet auprès de la plupart des ophiolites et des gabbrodiorites plutoniennes.

3°: La méladiorite avec $k = 0{,}21$ constitue une exception à la tendance légèrement potassique de cette série. Son type du magma qui tend vers le mélagabbrodioritique, est peut-être une réflexion d'une différenciation lamprophyrique par la descente de cristaux de hornblende riches en Na dans une fusion dioritique (cf. les analyses de spessartites chez P. J. Beger (1923, lit. 5).

4°: Les aphanites de Chamrousse n'entrent pas dans les domaines des roches éruptives basiques et intermédiaires. Malgré leur teneur très élevée en K, elles se joignent pourtant le mieux aux provinces pacifiques. Il se peut qu'une propylitisation, sous l'influence de solutions riches en Si et en K (solutions résiduelles d'un magma granitique?) qui ont de plus absorbé de la chaux, ait effectué leur composition à partir de types du magma normal-gabbrodioritiques et mugéaritiques. En tout cas le quartz est dans ces roches d'origine secondaire et sa matière principalement exogène.

CHAPITRE III.

STRATIGRAPHIE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE.

La couverture discordante ou pseudo-concordante du soubassement cristallin de Belledonne avec du matériel de nature indubitablement sédimentaire, commence par le Houiller, c'est-à-dire avec une poudingue basale, suivie de grès micacés et d'ardoises du Westphalien supérieur et du Stéphanien inférieur et moyen, contenant des débris végétaux et de l'anthracite. En position transgressive sur le Houiller, P. Lory a trouvé, aux environs d'Allevard, des grès-arkoses rougeâtres et verdâtres contenant, surtout dans les parties basales, beaucoup de quartz, d'éléments granitiques et schisteux, d'abord nommées Argilolithes (voir 1892, lit. 101; 1895, lit. 103). MM. Lory et Kilian sont enclins à attribuer au Permien au moins une partie de ces Grès d'Allevard. Mais tant que toute trace de fossiles caractéristiques manque, on n'en saurait obtenir aucune certitude.

Du Trias, qui est présent ici sous forme du type vosgien ou faciès germanique réduit, tous les étages sont là. Nous donnerons plus bas des détails de sa composition et de sa subdivision au profit d'une comparaison avec la série qu'on trouve à Chamrousse. Le Rhétien ou l'Infralias était estimé longtemps introuvable dans le Belledonne, bien que Ch. Lory ait déjà décrit des calcaires noirs à l'Avicula, provenant des Combes de Champ près de Vizille et que M. Lory ait mentionné en 1894 une telle découverte du Rhétien dans le massif d'Allevard (lit. 101). Vu sa grande ressemblance lithologique avec les calcaires gris-noirs du Lias calcaire dont le dépôt l'a suivi sans interruption, il n'est pas étonnant que les géologues alpins français aient généralement ajouté ce Rhétien au Lias comme étage inférieur (d'où le nom d'Infralias). Le Lias helvétique de la zone dauphinoise s'est développé le plus souvent dans le faciès vaseux ou dauphinois qui fait supposer qu'il y a eu des conditions bathyales pendant son dépôt. Il commence par des calcaires noirs et gris (constituant le Lias calcaire), qui comprennent le Hettangien, le Sinémurien et le Pliensbachien. Ensuite viennent les schistes argileux et les ardoises du Lias schisteux représentant le Domérien, le Toarcien et l'Aalénien. Finalement il s'est trouvé, à quelques endroits, des fossiles qui sont caractéristiques pour les calcaires marneux du Bajocien ou Dogger inférieur. Des spilites se présentent, interstratifiées, ou parfois aussi en dykes (Beaufin!) dans le Trias sup. et dans le Lias inf.

Parmi les dépôts postérieurs, il n'y a que les formations quaternaires continentales qui ont été épargnées par l'érosion. Nous les traiterons dans le chapitre VI. A part cela, dans la région relevée affleurent seulement des sédiments mésozoïques, que nous allons décrire plus bas. A côté de ceux-ci nous décrirons quelques propriétés de séries sédimentaires se trouvant hors de la région relevée, en vue de leur importance pour la détermination de l'âge du soubassement et de sa couverture sédimentaire.

A. La série mésozoïque de la Croix de Chamrousse.

La zone aphanitique de Chamrousse (types 7), qui comprend une partie importante du haut-plateau du massif de Chamrousse, est recouverte d'un „chapeau" calcaire nettement jaillissant, qui forme le sommet de la Croix de Chamrousse (2253 m.). Dans la discussion de la zone aphanitique nous avons vu déjà que la roche rouge-violacé, plus ou moins stratiforme, du type 7b est inclinée faiblement vers le N W et que la série sédimentiaire qui est inclinée de 16° vers l'W avec une direction moyenne de N 180° E, ne repose donc pas partout sur la roche rouge-violacé, mais repose du côté sud-est directement sur la roche verte du type 7a. Si nous voulons donc regarder la roche hémato-feldspathique (type 7b) comme la zone d'oxydation d'une pénéplaine anté-triasique, nous serons obligés de conclure à une discordance faiblement angulaire entre sa formation et le dépôt de la série calcaire.

1. *Poudingue-brèche* (gratte? anagénite?).

Le mauvais état d'affleurement de ce „sommet à vache" rendait l'étude du rapport stratigraphique assez difficile. Dans le „float", à la hauteur de la limite probable entre le substratum et le sédimentaire, il se trouva des fragments qui indiquaient la présence d'une poudingue ou d'une brèche sédimentaire à la base de la série sédimentaire. En effet, après avoir longtemps creusé à l'aide du piolet, nous avons pu trouver en place, à divers endroits, une roche pareille. A l'oeil nu, on peut apercevoir nettement, dans un ciment aphanitique carbonaté ou gréseux, des fragments généralement angulaires[1]), mais parfois arrondis[2]), de quartz ou de quartzite à grain gros, de roche hémato-feldspathique (7b), de séricite-chloritite (7a) ou d'autres roches vertes. Ce carbonate fut reconnu par voie radiographique comme de la dolomite, tandis que la plupart des individus plus grands, arrondis, attaqués au $Cu(NO_3)_2$, prenaient la teinte bleuâtre caractéristique pour la calcite. Le ciment gréseux se compose de très fins granules de quartz contenant beaucoup de pigment limonitique. On ne trouve point de texture fluïdale.

Des éclats très minces de schiste violacé à séricite se trouvent en arrangement subparallèle dans les variétés gréseuses. D'autres fragments se composent de dolomite à veinules de calcite. Sous le microscope, la structure grossièrement cristalline et l'habitus quelque peu arrondi des grains ou des agrégats de quartz, qui contiennent de nombreux rhomboèdres de calcite très fins, sont très marqués. L'extinction roulante du quartz et sa structure en mortier sont rares. Son association avec la tourmaline, cependant, se trouve assez souvent. Parfois le rapport structural entre la tourmaline et le quartz est rompu, mais pourtant ils se trouvent toujours les uns près des autres. La tourmaline est en ce cas d'un aspect plus détritique. Cette paragénèse minéralogique provient alors sans doute de la fragmentation par l'érosion et du remaniement par la sédimentation mésozoïque de galets des filons minéralisateurs de quartz (type 8). A côté de cela il faut encore attirer l'attention sur la présence de nombreux grains opaques. Ils sont

[1]) Voir Pl. VII, Fig. 1.
[2]) Voir Pl. VII, Fig. 2.

souvent aussi d'allure nettement détritique. Sous l'illuminateur vertical, la plupart se trouvent être composées de chromite à bordure et à lamelles de magnétite, les dernières suivant parfois les plans de l'octaèdre (111). Cette association, nous la connaissons déjà de la serpentinite à plusieurs spinellides (type 1a); elle y forme l'élément le plus résistant à l'érosion et est donc le seul à survivre à un transport détritique sur quelque distance. Quelquefois la chromite montre de belles réflexions intérieures brun rougeâtre. La différence en pouvoir réflecteur devient surtout distincte quand on applique l'immersion dans l'huile, qui démontre aussi qu'un troisième minéral, à pouvoir réflecteur encore plus fort, remplit les cassures plus larges. Ce minéral est nettement anisotrope et, par rapport à la magnétite, d'un blanc resplendissant. Bien que les réflexions intérieures lui manquent tout à fait, il est très probable que nous ayons affaire à de l'hématite. Nous avons pu affirmer de la même façon la présence d'hématite dispersive dans beaucoup de fragments de roches silicatées. Dans ce développement granuleux ses réflexions intérieures rouges sont nombreuses. Le système de diffraction à rayons X de la fraction lourde fit d'abord conclure seulement à la présence d'hématite et peut-être de quelque magnétite. Après avoir séparé cette fraction à l'aide de la barre aimantée, nous avons trouvé que presque toute l'hématite avait disparu et que deux systèmes de diffraction spinellides étaient restés, dont l'un avec un $a = 8{,}38$ représente la magnétite et l'autre avec $a = 8{,}23$ une chromepicotite.

Les fragments rouges-verts sont plus angulaires que les grains de quartz. Ce sont des galets de roche hémato-feldspathique et de séricite-chloritite. Des textures orientées de ces fragments se trouvent dans la roche de façon complètement arbitraire les unes à l'égard des autres. Certains fragments semblent un peu tordus, d'autres rappellent fortement la partie mérismitique (chorismite F). Les grains de carbonate plus gros, contenant des bordures et des inclusions d'hématite, les agrégats microcristallins et xénoblastiques de quartz, ainsi que les associations prochlorite-feldspathiques sont, en toute probabilité, ses galets. La prochlorite peut aussi former des structures intersertales avec le feldspath fortement altéré comme mésotase. Les paquets de chlorite présentent alors un beau développement rectangulaire et des passages à la muscovite. Finalement on trouve quelques grains de plagioclase détritique, altéré et assez acide, à macle polysynthétique serrée, qui représente peut-être un phénocristal de la méladiorite-porphyrite du type 3e.

Le ciment est formé par du quartz à grain fin, par de la silice ou par un carbonate à grain fin, qui consiste surtout en dolomite, comme nous l'avons vu. Une admixtion de matière limonitique brune peut complètement dérober à la vue sa structure. Les macrophotographies donnent une image d'une partie nettement bréchoïde à dolomite et d'une partie gréseuse plutôt à l'aspect d'une poudingue[1]).

A défaut de matériel à comparaison, nous étions dans l'impossibilité de conclure si cette poudingue-brèche peut être nommée une gratte, comme M. Lory l'a fait pour la sédimentation initiale du Trias supérieur dans le massif de la Mure (1898/99, lit. 105, pp. 149—150), ou bien une anagénite par analogie avec les conglomérats siliceux que W. Kilian et P. Lory (1905, lit. 78, p. 124) ont trouvés près de Montvernier (Savoie) dans le Trias

[1]) Voir Pl. VII, Fig. 1 et 2.

inférieur et qui ne sont séparés ici que par des filons-couches de spilite des dolomies et des cargneules sus-jacentes du Trias moyen.

L'épaisseur peut être évaluée à 1 m. au maximum.

2. *Cargneules.* (calcaires dolomitiques caverneux).

Plus haut viennent des calcaires compacts jaunes, en majeure partie caverneux, qui, suivant la coloration au $Cu(NO_3)_2$, se trouvent être constitués pour presque 100 % de calcite. Il n'y a que quelques taches et veinules, restées incolores, qui trahissent une teneur minimum en dolomite. Sous le microscope le carbonate se trouve être presque complètement récristallisé. Mais on trouve aussi des parties moins caverneuses contenant des taches irrégulières d'un amas de calcite plus mou (dit calcaire tuffoïde). Le quartz détritique et la limonite dendritique complètent l'image microscopique. Ce n'est que plus tard que Ch. Lory a reconnu cette formation comme étant triasique. Pendant l'attaque aux acides il trouva dans le résidu de la tourmaline (voir 1888, lit. 100, pp. 91—94). Une répétition de ce procédé à l'aide de divers échantillons de calcaire caverneux et compact de ce niveau, cependant, ne m'a pas fourni le résultat désiré. Cela indique que la tourmaline doit être restreinte à la poudingue-brèche basale, où il vaut mieux attribuer sa présence à des causes détritiques qu'à la métasomatose par diagénèse. Cette origine-ci, qui, en général, peut être très bien possible, a été estimée appliquable par M. Gignoux à la tourmaline de Lory (1946, lit. 55, pp. 632—633).

L'absence de toute stratification nette dans la cargneule excluait la possibilité de mesurer sa direction et son pendage. Ils devaient être reconstruits d'après la ligne d'affleurement et se trouvaient s'écarter peu de ceux de la pente topographique, de sorte que l'épaisseur semble plus grande qu'elle ne l'est en réalité, c'est-à-dire une dizaine de mètres en moyenne (voir suppléments, coupe II).

3. *Calcaire gris.*

Les cinq mètres supérieurs de la Croix de Chamrousse sont constitués par un calcaire gris bleu ou noir à bancs épais et finement rubanné en blanc, parallèle à la stratification dont la direction et l'angle du pendage sont respectivement N 270° E et 16°. Plus ou moins perpendiculairement à ce système se trouvent divers systèmes de fissures assez larges remplies également, pour la majeure partie, de calcite blanche ou brun jaunâtre. Des cavités ouvertes — aussi bien dans les systèmes horizontaux que dans les verticaux — ont des parois couvertes de pellicules de cristaux de calcite extrêmement minces. Les veines brun jaune peuvent atteindre des épaisseurs de plusieurs cm. et contiennent alors le plus souvent des cristaux de quartz reconnaissables à l'oeil nu. Le développement de ces veines peut être si fort qu'ils confèrent, par endroits, à la roche une couleur complètement brun jaune.

Sous le microscope le calcaire gris présente un développement très finement grenu, d'allure généralement détritique. Le calcaire jaune et blanc des veines se compose de cristaux plus gros ($d_{max} = 0{,}5$ mm.) et présente souvent une macle mécanique très marquée. Parfois ils ne couvrent que les parois des fissures et des fentes. Des grains de quartz, des veinules de limonite et des grains d'hématite se trouvent en petites quantités dans la dernière structure à côté de quelques lamelles de muscovite.

Quant aux fossiles, nous ne les avons malheureusement pas cherchés systématiquement dans ce niveau. Un fossile problématique, aux contours qui font penser à une ammonite, c'était tout ce que produisirent les échantillons récoltés.

M. P. Lory a parlé en 1892 d'une dolomie triasique au sommet de la Croix de Chamrousse, qui passerait vers la base à des cargneules (lit. 101). Huit ans plus tard (lit. 106) cet auteur a cité des calcaires dolomitiques et des cargneules dans le Trias de la Balme de Recoin, situé à quelques centaines de mètres de la Croix de Chamrousse et qui appartiennent à la même formation stratigraphique, ainsi qu'à la même unité tectonique que ceux de Chamrousse.

B. La série de la Balme-Recoin.

Afin de pouvoir nous faire une idée plus précise de l'âge de cette formation, nous voulons nous rendre compte brièvement, si le pendant de la Balme-Recoin fournit peut-être encore d'autres niveaux ou faciès du Mésozoïque.

Dans son secteur oriental, qui est le plus près du chapeau de Chamrousse et dont l'affleurement est le plus beau, la séquence est pratiquement la même que celle à la Croix. Ici également les sédiments reposent sur des aphanites rouge violacé et vertes, dont la limite avec le soubassement basique proprement dit est difficile à tracer. La poudingue-brèche a fait place, par ci par là, à quelques rares mètres de grès vert jaune ou de quartzite. Immédiatement au-dessus viennent des cargneules, qui — dans la coupe — peuvent être parallélisées sans aucune difficulté avec celles de Chamrousse [1]). Le dépôt, cependant, est ici beaucoup plus épais (± 50 m.). Surtout à la base il se présente des parties bréchoïdes à fragments de schistes satinés, sériciteux et chloriteux et de grès micacés. Des grains de quartz plus ou moins arrondis s'y trouvent aussi. Le calcaire gris du sommet de Chamrousse ne fut pas retrouvé ici.

Le secteur ouest de cette formation présente un aspect un peu différent. Ici les sédiments ne reposent plus sur le soubassement basique, mais sur son enveloppe cristallophyllienne, se composant de gneiss et de schistes micacés. La zone aphanitique fait complètement défaut ici, mais la limite entre les gneiss et les schistes micacés du soubassement d'une part et les grès-arkoses micacès basaux d'autre part, qui peuvent avoir quelques mètres d'épaisseur, ne peut évidemment pas non plus être nettement tracée. Les grains de quartz des grès-arkoses sont rougeâtres. Là, où la route des Seiglières à la Balme quitte la forêt, qui semble bien végéter sur les schistes cristallins, pour entrer dans le replat de pâturages de la Balme-Recoin, typique pour les calcaires mésozoïques, nous trouvons la base des cargneules affleurant. Cette base est constituée d'une roche massive vert grisâtre et microcristalline que Termier et P. Lory ont appelée en 1900 (lit. 106) mélaphyre ou spilite. Le grès sous-jacent a fait place à de la quartzite, le calcaire a été récristallisé, silicificé et pyritisé. Nous nous occuperons dans le paragraphe suivant de la nature de cette association de roches.

La cargneule, finalement, contient — jusqu'à une hauteur assez grande —

[1]) Voir p. 125, Fig. 11.

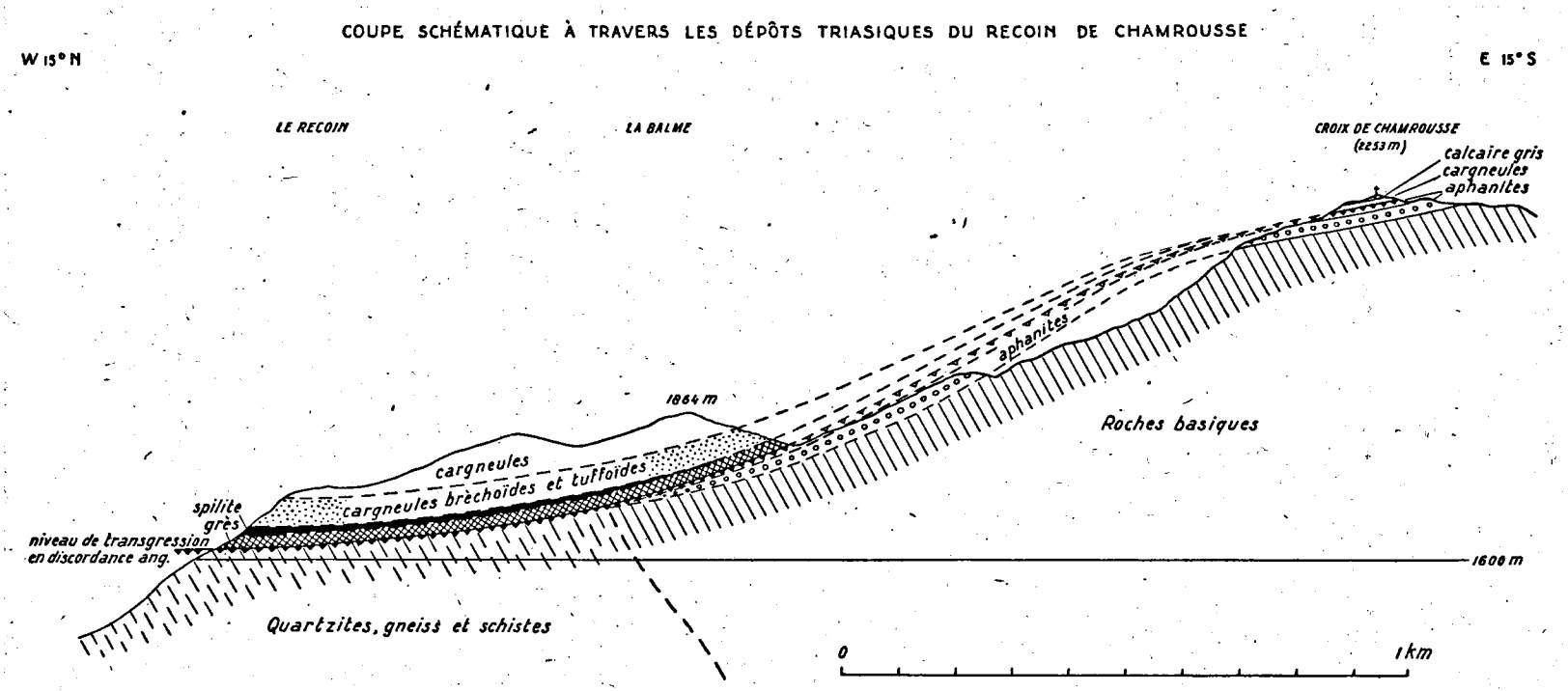


Fig. 11.

La transgression de la mer du Trias vers le S E apparaît de l'amincissement et du coincement des couches triasiques dans cette direction de la cuvette sédimentaire. Les aphanites paraissent liés à la pénéplaine anté-triasique du complexe basique. Le spilite occupe une position nettement distincte.

des parties bréchoïdes renfermant des fragments de schistes satinés, des taches de calcite mou (tuffoïde) et par ci par là aussi des fragments aphanitiques rouge violacé et verts.

C. Comparaison avec la suite idéalisée du Trias de la zone cristalline externe.

Les dépôts de Chamrousse et ceux de la Balme-Recoin sont parallélisés dans la table qui suit:

Croix de Chamrousse:	La Balme-Recoin:
Calcaire gris à bancs épais souvent scoriacé, à veines de calcite jaune brunâtre (5 m.).	
Cargneule peu dolomitique (10 m.).	Cargneule peu dolomitique (100 m.). Cargneules bréchoïdes et tuffoïdes à fragments des couches inférieures et du soubassement cristallin (50 m.). Calcaire récristallisé, silicifié et pyritisé.
Poudingue-brèche (gratte, anagénite?) (1 m.).	Spilite. Quartzite. Grès-arkoses jaunes-verdâtres à grains de quartz rougeâtres.
Aphanites.	Aphanites, gneiss et schistes micacés.

M. P. Lory, qui fut le premier à décrire en détail ces dépôts, les appelle triasiques, mais ne se prononce pas nettement sur la subdivision dans le Trias. En 1900/1901 il a décrit les grès clairs, parfois schisteux de la Balme comme servant de base au Trias supérieur, formé ici par des cargneules et des „dolomies". Bien qu'il estimât, avec Termier, le spilite confiné au Trias supérieur, il ne traita plus à fond l'âge du grès et de la „dolomie" injectés par ce spilite (1919/1920, lit. 115).

Comparons donc cette série avec la suite idéalisée du Trias dans la zone cristalline externe, comme elle peut être compilée d'après les publications de MM. Gignoux, Moret et Schoeller (voir plus bas).

Infralias	Rhétien	calcaire marneux noir à Lumachelles (Avicula contorta) passant au Lias calcaire.
Trias supérieur	„Schilfsandstein"	cargneules, gypses, spilites et cinérites; marnes et schistes jaunes et verts, grès satinés à grains de quartz roses (Grès à Roseaux) contenant des empreintes d'Equisetites arenaceus Jaegeri.
	„Lettenkohle"	(régression).

Trias moyen	„Muschelkalk"	cargneules tuffoïdes et bréchoïdes, calcaires dolomitiques à patine rouillée ou jaune (dolomies capucin ou nankin), localement à silex noirs et à Myophoria Goldfussi; spilites? (selon Kilian).
Trias inférieur et Permien?	„Buntsandstein" ou Grès d'Allevard	grès et arkoses versicolores, gris ou blancs, avec des bancs schisteux rouges, verts ou noirs. Durs et régulièrement feuilletés.
		transgression en discordance, souvent angulaire.

En Belledonne cette série n'est trouvée nulle part complète. Le plus souvent on trouve le Trias inférieur et moyen en autochtone sur le soubassement et le Trias supérieur accompagné du Lias, en contact anormal et décollé de sa base, tandis que les couches sulfatées du Keuper salifère se sont démontrées incompétentes au plissement. Comme chaque trace de dislocation d'allure importante manque dans le dépôt de la Balme-Recoin-Chamrousse (même dans les niveaux bréchoïdes où des formes détritiques prédominent et où des phénomènes fluïdaux ou blastiques ne se trouvent pas pour ainsi dire), il nous faut conclure à une sédimentation en place. Or, le caractère des premiers dépôts a été, naturellement, fortement influencé par la composition du substratum local. Nous avons vu en effet, que la sédimentation commença au-dessus des roches aphanitiques par une poudingue-brèche renfermant des éléments du complexe basique-ultrabasique à côté de fragments de dolomie et de quartz dans un ciment dolomitique ou gréseux, tandis que les schistes cristallins ont fourni le matériel pour les grès-arkoses micacés par lesquels la sédimentation a commencé dans l'ouest. Là le dépôt était d'abord longtemps de nature littorale et ne passait au faciès néritique qu'après la formation des cargneules bréchoïdes. A Chamrousse, par contre, la transgression eut lieu probablement plus tard et de façon plus brusque. Des composants dolomitiques s'y présentent dans la poudingue-brèche basale, aussi bien sous forme de petits galets que sous forme de ciment. Cela indique un remaniement de dolomies (probablement du Trias moyen) qui manquent ici, mais qui existèrent peut-être à proximité et qui rentrèrent à cette époque dans des conditions littorales ou même continentales. Les fragments à structure intersertale de chlorite et de feldspath peuvent s'être échoués de la même manière dans cette poudingue-brèche, du moins s'ils sont des galets de spilite fortement altérés, ce qui reste d'ailleurs douteux. En tout cas le faciès littoral est beaucoup moins fortement développé à Chamrousse (max. 1 m.), que près de la Balme (± 50 m.). La structure en cuvette de cette formation doit être considérée alors comme d'origine principalement sédimentaire. La présence d'arkoses locales ne doit pas nous amener à classer le commencement de la sédimentation, sans plus, dans le Trias inférieur. On connaît des cargneules aussi bien du Trias moyen, que du Trias supérieur, tandis que les filons-couches de spilite jalonnent par préférence la limite entre le Trias et le Lias. De plus les grès et les dolomies, qui sont typiques pour le Trias inférieur et moyen, manquent presque totalement près de la Balme-Recoin.

Selon H. Schoeller (1929, lit. 158, p. 9) la mer du Trias a transgressé,

à l'est de la zone cristalline externe, de l'est vers l'ouest et les dépôts du Trias commencent donc par des niveaux supérieurs, à mesure qu'on s'approche de la chaîne hercynienne. Ainsi M. Schoeller donne pour le Trias du Col du Bonhomme (Haute-Savoie) dans la „bordure orientale sédimentaire de la zone dauphinoise" la section suivante (1928, lit. 156) du bas en haut:

„des grès peu épais représentant la base du trias du Col du Bonhomme,

des dolomies brunes, jaunes, en bancs de 1 m. 50 à 2 m. Elles sont parfois brèchoïdes, parfois finement litées,

des calcaires gris, noirs, quelquefois scoriacés et très souvent à Bivalves. Ils alternent avec des schistes noirs. C'est le Rhétien".

Il est donc bien possible qu'à Chamrousse au moins, le Trias inférieur et une partie du Trias moyen manquent. Quant aux dépôts continentaux caractéristiques du Keuper (Lettenkohle, Schilfsandstein), qui ont été décrits par M. Gignoux (1928, lit. 51) pour Saint Jean de Maurienne (voir la section, p. 126) on ne les trouve tout de même pas non plus ici. En général on est enclin, maintenant, à regarder le faciès du Lias autochtone dans la zone cristalline externe comme souvent moins profond que celui du reste du Lias dauphinois, à l'exemple du „calcaire à entroques de Laffrey" (massif de la Mure) et des grès singuliers du Col du Bonhomme (Haute-Savoie). Le prolongement vers le sud du géanticlinal helvétique de Haug, formé par la chaîne hercynienne de Belledonne, en serait responsable, ainsi que de nombreuses régressions et transgressions d'extension locale dans tout le Mesozoïque autochtone (voir MM. Gignoux et Moret, 1929, lit. 52). Finalement nous voulons attirer l'attention sur le fait que dans le cas d'un développement insuffisant des couches sulfatées du Trias, le charriage du Mésozoïque allochtone peut s'être servi de niveaux supérieurs de moindre résistance, comme par exemple d'intercalations argileuses dans le Lias. Cette opinion est soutenue par les découvertes de séries autochtones qui comprennent la suite complète du grès d'Allevard jusqu'au Lias calcaire et schisteux et que M. P. Lory a fait mieux connaître pour le Touvat de Revel et pour la pente nord-ouest du Mont Saint Mury. Quoiqu'il y ait donc bien des indications pour un âge triasique moyen ou supérieur et peut-être même rhétien de notre série autochtone, nous devrons attendre, avant de donner une corrélation plus précise, jusqu'à ce qu'on trouve dans ces roches une flore ou une faune caractéristiques.

D. Les spilites intercalés dans les strates du Trias et du Lias inférieur de la zone dauphinoise.

La dernière édition de la carte géologique détaillée de la France 1:80.000, feuille Grenoble, mentionne des „basaltes, mélaphyres ou spilites", qui ont été réunis sous une seule signature par P. Termier. Ces roches se trouvent, selon la carte, en partie immédiatement sous le Trias, en partie interstratifiées dans le Trias et parfois aussi dans le Lias inférieur de la zone dauphinoise. Or, regardons d'une façon plus détaillée le massif de Chamrousse en Belledonne: ils se trouve que Termier a classé notre „zone aphanitique" (types 7), nommée aussi „aphanite" par Ch. Lory, dans cette série et qu'elle serait — avec les roches semblables servant de base à la partie E du lambeau sédimentaire de la Balme-Recoin, les seules spilites

nettement pré-triasiques sup. de la zone dauphinoise. C'est qu'on ne saurait soutenir la thèse d'un âge fini- ou post-triasique, à cause de la découverte de fragments de ces roches dans la poudingue-brèche basale de Chamrousse et de la Balme-Recoin E, tandis qu'une parallélisation avec les roches spilitiques jalonnant la limite entre Trias et Lias, que Termier et Lory préconisaient (1900/1901, lit. 106), ne tient pas non plus debout à cause du fait, que les aphanites sont liées au soubassement basique auquel elles passent même graduellement. Mais ce n'est pas seulement dans la chronologie que nos aphanites prennent une position exceptionnelle au milieu des basaltes, mélaphyres ou spilites liasico-triasiques, on peut constater également des différences pétrographiques essentielles. Nous savons que Ch. Lory déjà, regardait à bon droit son „aphanite de Chamrousse" comme une „dépendance des gabbros" (1860, lit. 96) et que, huit ans auparavant, il avait décrit cette roche comme „spilite mal définie ou roches amphiboliques à éléments indistincts et qui, bientôt d'ailleurs, cèdent la place à des roches mieux caractérisées" (1852/1854, lit. 95). Termier a combattu cette opinion et comptait l'aphanite aussi parmi ses mélaphyres du Keuper, qui, en certains endroits, se trouvent à la base du Mésozoïque par suite du manque de Trias inférieur et moyen. M. P. Lory se rangea de cet avis en 1900 (lit. 106, p. 173), après avoir trouvé un spilite à la Balme intercalé dans le Trias. C'est que la plupart des auteurs anciens ont appelé depuis Brongniart „spilites" toutes les roches cristallines aphanitiques de couleur vert sombre, brun-rouge ou violâtre, constituées principalement de chlorite, d'amphibole et de feldspath, renfermant des noyaux et des veines calcaires et qui semblaient appartenir aux terrains d'épanchement trappéens probablement postérieurs au Mésozoïque (cf. lit. 25). Plus tard, cependant, la conception du spilite a été modifiée quelque peu, sous l'influence des recherches de G. A. J. Cole, H. Dewey et J. S. Flett, G. F. Flaherty, J. Gilluly, E. Lehmann, J. V. Lewis, E. Niggli, N. Sundius et M. Vuagnat, de sorte qu'on ne regarde plus comme spilites que des roches basiques, effusives ou sub-effusives de structure nettement éruptive (intersertale, ophitique et autres), qui sont composées pour plus de la moitié de minéraux de la zone épi, comme l'albite, la chlorite et l'hématite. Ces spilites se trouvèrent de plus avoir pris une part importante aux ophiolites non seulement alpines. Une propriété importante qu'elles ont en commun avec nos aphanites, est leur pauvreté relative en chaux. Ce fait était déjà connu ici depuis le temps que P. Termier a publié et discuté ses analyses de diabases, mélaphyres et spilites (1897, lit. 166; 1898, lit. 167). Mais il n'y a pas d'autre raison chimique ou structurale pour appeler spilites nos aphanites qui se trouvent en dehors des domaines principaux des roches éruptives (voir les fig. 7—10) et qui présentent des structures en mosaïque typiquement métamorphiques (voir pp. 75—79).

Quant aux filons-couches qui jalonnent la limite entre le Trias et le Lias de la zone dauphinoise, c'est un autre cas. M. Vuagnat a déjà reconnu et décrit comme spilites dans le sens nouveau, ceux-là spécialement qui se présentent dans la couverture sédimentaire des massifs du Pelvoux et du Dôme de Remollon. M. Vuagnat (1947, lit. 182) les parallélisait même avec les spilites épi-continentaux et fini-hercyniens qui se trouvent dans le Verrucano de Glaris.

„Elles sont principalement constituées de phénocristaux d'olivine (entièrement transformées en talc et oligiste), enfermés dans un agrégat intersertal de microlites assez gros d'une albite fraîche à inclusions de

chlorite et de carbonate. Dans les interstices on trouve de l'oligiste, de la chlorite et beaucoup de carbonate'', dit-il à la page 385. On a beaucoup théorisé et discuté sur les causes possibles de leur pauvreté en chaux, leur tendance sodique et même de leur origine générale. Nous reviendrons sur ces problèmes à la suite de nos conclusions générales concernant la genèse des aphanites, qui trouveront une place dans le chapitre V. En attendant nous voulons seulement examiner à quel point les filons-couches basiques dans le Mésozoïque autochtone de Belledonne correspondent à cette définition du caractère spilitique.

1. *Spilite de la Balme-Recoin.*

Cette roche verte, aphanitique et massive, découverte par M. Lory en 1900, affleure à la base de la cargneule non seulement près du carrefour de la Balme, mais aussi dans le ruisseau qui court à Recoin, en traversant le replat de pâturage. Il est vrai qu'elle est le plus souvent massive, compacte et aphanitique et de la même couleur verte que la „Grünstein'' du type 7a, mais déjà dans l'association géologique elle s'en distingue par des traits nettement spilitiques, dans le sens qu'y attachent des auteurs comme W. N. Benson, M. Vuagnat et E. Lehmann[1]). Ainsi la roche encaissante — en ce cas la cargneule — est récristallisée, silicificée, albitisée et pyritisée. Or, il se forma un cipolin tendant vers l'adinole à cubes de pyrite partiellement pseudomorphosés par de l'hématite et qui sont parfois encadrés par des palissades de chlorite et de „feather-quartz'' perpendiculaires aux faces du cube. Le spilite, qui contient des veines et des inclusions calcaires, a envoyé des apophyses dans la roche encaissante et en a arraché de petites épaves, aussi à son toit, de sorte que nous devons exclure ici une nature effusive.

Sous le microscope sa différence des types 7 est nettement perceptible: ici un tissu intersertal de rectangles de plagioclase domine l'aspect. Le plagioclase est limpide et présente la macle polysynthétique de l'albite. $+ 2\,V = 74°$. C'est une albite contenant environ 5 % d'An. Dans les interstices on trouve de la chlorite, du carbonate et du quartz, tandis que des squelettes d'ilménite avec ou sans leucoxène s'étendent le long des rectangles de plagioclase et les encadrent parfois. La chlorite et le quartz forment aussi des veinules qui recoupent la structure intersertale ou en remplissent des cavités assez grandes. Le carbonate est de la calcite cristalline et peut aussi former indépendamment des noyaux assez grands. L'hématite et la limonite se trouvent associées avec la chlorite et le quartz.

Cette structure principalement primaire de minéraux de la zone épi répond en effet aux critères d'une roche spilitique. La prédominance de l'albite et la quantité considérable de quartz font approcher la composition de celle d'un quartzkératophyre. Pourtant son pourcentage en SiO_2 (53,09 % pond.) ne justifie pas qu'on y applique ce nom. Voir Pl. IV, fig. 6.

2. *Spilite du cirque de la Vacherie (Tabor).*

Pendant une excursion dans le massif du Tabor en 1947, j'ai eu l'occasion de récolter quelques échantillons d'un spilite trouvé dans une écaille pincée dans le soubassement cristallin entre la Fontaine de Roumayoux et le cirque

[1]) Ce dernier parle d'ailleurs de Weilburgites.

de la Vacherie. La roche s'y trouve interstratifiée entre les calcaires schisteux du Lias et une dolomie calcaire du Trias. Cette dernière renferme du pigment limonitique et des grains de quartz. Vers la surface de contact avec la venue éruptive elle se charge de concrétions et de cristaux cubiques, souvent maclés en „croix de fer" et d'un volume n'excédant pas 8 cm^3. Il s'agit de pseudomorphoses limonitiques de pyrite (encore reconnaissable à l'intérieur des cubes et des globules). Bien que renfermant de l'eau dans la formule, le fer oxydé paraît trop dur pour être de la limonite pure. En examinant en lumière réfléchie une surface polie, on observe sous Nicols croisés que la limonite est chargée de grains d'oligiste à réflexions intérieures rougeâtres. La pyrite montre des phénomènes nets de métasomatose, tels que des infiltrations de fer oxydé qui se sont produites le long des cassures les plus fines.

A l'oeil nu, la roche microcristalline présente une couleur vert-grisâtre et une structure compacte. Sous le microscope, elle consiste en un agrégat intersertal de rectangles albitiques à diamètre maximum d'1 mm. L'examen à la platine Fédoroff indique l'albite pure, l'angle des axes $+79°$ et la macle polysynthétique de l'albite. Dans les interstices se trouvent des taches de pennine verdâtre clair, légèrement polychroïque, à biréfringence anomale dans les tons bleus-violets et à signe optique tantôt positif, tantôt négatif. Le plus souvent, le minéral contient des veinules et des lisérés d'une serpentine ferrifère avec biréfringence max. 0,031.

$N_p > 1{,}603$ (jaune claire); $n_g < 1{,}619$ (jaune d'or). L'allongement est positif. Lorsque le développement est fibreux, la biréfringence plus faible paraît indiquer une bowlingite. La modification lamellaire, plus fortement biréfringente, semble présenter du xylotile. L'antigorite granoblastique et le quartz secondaire apparaissent en noyaux dans les minéraux magnésiens. En outre on observe du carbonate à inclusions d'oligiste, des granules semi-opaques et des lamelles ou baguettes de minerai, souvent allongées à côté des albites et presqu'entièrement transformées en leucoxène. L'étude radiocristallographique de la roche affirme la présence d'anatase. A part l'absence de varioles, sa ressemblance avec les spilites du Dôme de Remollon est remarquable.

Le caractère spilitique de ces deux roches, dont la première est située dans un niveau inférieur à la seconde et contient moins d'éléments mélanocrates et plus de calcite, est suffisamment confirmé, d'après ce qui précède, selon les opinions plus modernes. Bien qu'elles soient à grands traits constituées des mêmes minéraux que nos aphanites (7), la structure en est toute différente. A cause de la paragénèse minéralogique: albite-chlorite-ilménite-leucoxène, de la structure parfois variolitique et de l'encaissement par des roches enrichies en albite, en pyrite et en silice, nous sommes, pour le moment, plutôt enclins à les comparer avec les spilites qui appartiennent aux ophiolites des schistes lustrés, qu'à soutenir la parallélisation de M. Vuagnat. M. Bellair a constaté d'ailleurs dans ces spilites une tendance sodique s'accordant mal avec le développement du magma basique prétriasique qui montre une tendance légèrement potassique (voir pp. 113—119, fig. 7—10). Entre d'Aspres-les-Corps et Beaufin M. Lory (1909/1910, lit. 114) trouva des filons discordants („dykes") du soi-disant mélaphyre jusque dans le Lias schisteux . Ceci caractérise leur intrusion comme un processus qui a duré à certains endroits jusqu'après le dépôt du Lias. Dans les schistes lustrés du Briançonnais également, les ophiolites ou roches vertes

(parmi lesquelles plusieurs spilites et variolites) jalonnent de préférence la limite Trias-Lias, à moins que le métamorphisme alpin n'ait éliminé tout à fait leurs caractéristiques. En tout cas il faut classer les „basaltes, mélaphyres et spilites" de la carte de Termier (feuilles Grenoble et Vizille) en aphanites appartenant au substratum ancien et en spilites liasico-triasiques.

E. La nature et l'état des galets contenus dans le conglomérat de base du Houiller dans le massif de Belledonne.

Le conglomérat de base du Houiller autochtone constitue les archives les plus anciennes en Belledonne dont on peut tirer des documents concernant l'âge relatif des roches cristallines. A Ch. Lory revient l'honneur d'y avoir fait la première découverte. Au congrès géologique international à Londres (1888) il mentionna la présence dans ce conglomérat de fragments schisteux présentant une ressemblance frappante avec les roches cristallophylliennes du soubassement. Cela faisait remonter en toute probabilité aux temps antéhouillers le métamorphisme régional conférant à ces roches leur aspect actuel (1891, lit. 100). En 1911 P. Termier y ajouta ses découvertes de quartz et de gneiss basiques (= amphibolites feldspathiques) sous forme de galets dans le même conglomérat. Mais aucun de ces deux auteurs ne mentionne le gîte d'origine. Comme nous l'avons vu, ce Houiller se compose d'un conglomérat basal suivi par des grès micacés (se présentant parfois aussi en intercalation ou à la base même du conglomérat), sur lesquels reposent des schistes argileux et des ardoises à débris végétaux et à anthracite. P. Lory trouva Pecopteris lamurensis dans les couches inférieures du bassin de la Mure et attribua, à cause de cela, la base de la formation au Stéphanien inférieur (1931, lit. 119, p. 126). P. Bertrand et P. Pruvost pensent plutôt à une parallélisation avec l'assise de la Houve (Westphalien D supérieur et moyen) en Lorraine. Ils ont trouvé ici entre autres le crustacé caractéristique Estheria cebennensis. Finalement L. Moret examina systématiquement le Houiller du massif de Belledonne. Dans les ardoises à végétaux inférieures de la Grande Lauzière il trouva Mixoneura ovata Hoffmann, qui est typique pour les zones supérieures de l'assise de la Houve. Dans les schistes micacés plus grossiers sus-jacents il trouva une flore qui représente le Stéphanien inférieur et moyen, entre autres à Pécopteris arborescens (1945, lit. 127). Le Houiller en Belledonne s.s. pouvait ainsi être parallélisé avec celui de la Mure, des Grandes Rousses, de Servoz (Mt. Blanc) et des bassins du Gard et de la Sarre-Lorraine[1]). En outre M. Moret mentionna la présence de galets de serpentine vert d'herbe dans le conglomérat de base du Houiller de la Grande Lance de Domène. Aucun des auteurs cités, cependant, ne donne une description plus détaillée des galets trouvés. C'est pourquoi nous avons cru utile d'étudier plus à fond la nature et l'état des fragments (basiques et ultrabasiques surtout) et, éventuellement, d'examiner aussi la position mutuelle de textures orientées. Le Houiller qui dans la région relevée, n'affleure pas, forme à proximité quelques „chapeaux" faiblement inclinés, entre autres sur les sommets de la Grande Lauzière (ou Tête Noire), de la Grande Lance de Domène, de la Roche Rousse et de la Roche Noire. Leur position sur le soubassement présente le plus souvent une discordance nettement angulaire. Seul celui de

[1]) Cf. MM. Bertrand et Pruvost (1934, lit. 19).

la Roche Noire repose sur le complexe basique, les autres reposent sur les tranches de l'enveloppe cristallophyllienne. Les conglomérats de base sont le plus fortement développés sur le sommet nord-est de la Grande Lauzière et sur la Roche Rousse, où ils ont quelques mètres d'épaisseur.

1. *de la Grande Lauzière (NE).*

C'est une montagne tabulaire tout comme Chamrousse, mais presque tout à fait recouverte d'assises du Houiller. Des trois culminations qui en jaillissent, la plus occidentale est la plus élevée (la Tête Noire, 2728 m.). Le nom indique déjà que le développement des schistes ardoisiers et carbonés y est des plus épais. Nous avons appris que ces schistes commencent par le Westphalien supérieur. Les couches y forment une cuvette légèrement ondulée. Immédiatement au-dessous viennent des grès micacés fortement conglomératiques qui comprennent la plus grande partie du plateau sommital. Ils arrivent à une épaisseur de quelques mètres, sont, surtout dans le visinage de la culmination NE, d'allure nettement conglomératique et y affleurent bien.

L'examen plus détaillé démontrait qu'ils contiennent, outre des grains et des agrégats ronds de quartz, de nombreux fragments plus ou moins arrondis de gneiss et de schistes micacés, dont la foliation ou la schistosité a une orientation parfaitement arbitraire, c'est-à-dire elle présente pour presque chaque fragment une direction et un pendage nettement différents et parfois butant les unes aux autres (voir Pl. VIII, fig. 1). Voilà bien la preuve la plus convaincante que la serie cristallophyllienne, sur les tranches de laquelle repose le conglomérat, ne doit pas seulement avoir été potentiellement présente durant la formation du conglomérat, mais qu'en outre elle doit avoir déjà possédé ses textures foliacées et orientées actuelles. Cela veut dire que le métamorphisme régionale de l'enveloppe cristallophyllienne est d'âge indubitablement anté-Westphalien D (supérieur).

La plupart des fragments consistent en gneiss à deux micas et en quartzites; les schistes sériciteux et chloriteux jouent un rôle peu important. Le ciment est formé généralement par un agrégat détritique de quartz microcristallin, de séricite contenant plus ou moins de matière carbonée formant des dessins dendritiques. Parfois ce ciment pénètre pour une certaine distance dans les fragments de gneiss et de schiste, par des fissures qui suivent les lits de mica. Quand de gros grains arrondis de quartz, des paquets de muscovite et des grains de minerai prédominent, il nous faut parler de grès psammitiques ou conglomératiques. Ces grès forment parfois des lentilles et des lits subparallèles jusqu'à la base des poudingues proprement dites. Leur pendage et leur direction sont à peu près les mêmes que ceux du Houiller schisteux. Les grains de quartz arrondis plus grossiers montrent parfois une extinction ondulante ou même des structures en mortier.

2. *de la Roche Rousse.*

Par ce nom nous ne voulons pas dire l'arête nord-ouest de la Grande Lance d'Allemont, qui est mentionnée sous le nom de Rochers Rouges dans l'Etude provisoire du massif de Belledonne, mais la montagne tabulaire à plateau sommital faiblement incliné vers le SE et qui se trouve entre le Col de Freydane et l'arête sud de la Croix de Belledonne. Suivant l'usage local et le Guide Gaillard cette montagne est la Roche Rousse.

Son plateau sommital est formé de bancs de grès micacés à parties

conglomératiques épais de quelques mètres, dans lesquels se trouvent beaucoup de galets vert d'herbe ou rubannés en vert et en blanc. C'est que nous sommes plus à proximité du complexe basique (qui passe par les trois Pics de Belledonne) que sur la Grande Lauzière ou sur la Grande Lance de Domène. A l'oeil nu, ces fragments montrent une ressemblance frappante avec les serpentinites et les amphibolites des Lacs Roberts, que nous connaissons déjà, mais une seule égratignure à l'aide du couteau nous révèle, que la dureté est bien plus grande que celle de la serpentinite et doit être de 6 à 7. La différence de structure nous frappe immédiatement quand nous regardons nos cinq plaques minces faites avec divers galets. Dans un agrégat microcristallin, composé en majeure partie de quartz et de chlorite, se trouvent des grains de minerai bruns, assez gros, rappelant l'habitus des chromites de la serpentinite. Des dessins dendritiques de limonite et des parties veineuses d'un quartz plus grossièrement cristallin sont répandus.

Afin d'obtenir plus de certitude quant à la nature des divers minéraux, nous avons poudré et fractionné un fragment vert d'herbe. La fraction légère donna un système de diffraction à rayons X, correspondant à peu près complètement à ceux de quartz et de clinochlore superposés. La fraction lourde montra un système de diffraction d'une spinellide aux lignes assez larges et vagues. La constante réticulaire, calculée par rapport au milieu de la ligne de diffraction correspondant au plan (440) est de 8,16. Cela peut indiquer une picotite ou une magnochromite. On ne peut donc pas rejeter, sans plus, l'idée, que nous aurions affaire ici à une roche ultrabasique silicificée avant qu'elle ait pu être serpentinisée. La surface polie montre sous l'illuminateur verticale les mêmes grains de chromite parfois arrangés en lacets que présente le type 1a, mais les formes octaédriques sont souvent plus nettement reconnaissables, tandis que les bordures et les lamelles de magnétite manquent complètement. L'âge de la formation des spinellides de la deuxième génération et probablement aussi de la serpentine est donc post-westphalien sup. et pré-triasique sup. La silicification a bien eu lieu pendant la formation du conglomérat, ou même après, car des veinules de quartz, provenant du ciment, envahissent les galets. Finalement nous voulons encore mentionner que les galets n'atteignent nulle part un diamètre au-dessus de ± 10 cm.

F. Résumé.

Dans l'intérêt de la clarté, nous résumons ci-dessous les faits les plus importants que fournit l'examen stratigraphique:

1) Le métamorphisme régional de l'enveloppe cristallophyllienne est anté-Westphalien D supérieur (p. 133).

2) L'âge de la serpentinisation des roches ultrabasiques (chromite à bordure de magnétite) est pré-triasique sup. et westphalien ou post-westphalien (chromite sans bordure de magnétite), (pp. 122, 134).

3) L'âge des filons minéralisateurs de quartz et de la zone aphanitique de Chamrousse remonte aux temps pré-triasiques sup. Une importante période de silicification a eu lieu pendant ou après le dépôt du conglomérat basal du Houiller. Il y eut une période importante d'oxydation bien avant le dépôt du Trias sup. et après celui du Houiller sup. (p. 122).

4) La mise en place du complexe basique-ultrabasique a eu lieu, en toute probabilité, avant le dépôt du Westphalien D sup. (p. 134).

5) Les „spilites" liasico-triasiques en Belledonne sont des spilites d'après les idées modernes et partant doivent être nettement distingués des aphanites métamorphiques pré-triasiques. Leur intrusion est d'âge fini- ou post-triasique (pp. 128—132).

6) Les aphanites de Chamrousse sont liées à la pénéplaine anté-triasique du complexe basique de Belledonne (p. 125).

7) La limite ouest entre les gneiss basiques et amphiboliques (δ) d'une part, et les micaschistes quartzueux et les gneiss acides (ζ) d'autre part de la carte géologique, feuille Grenoble, doit être déplacée vers l'ouest, de manière à ce qu'elle passe au-dessous du Trias de la Balme-Recoin (voir fig. 11, et p. 124).

8) La sédimentation triasique au sommet de Chamrousse a commencé plus tôt et a conservé pendant plus longtemps un caractère littoral, que ce n'était le cas un peu plus vers l'est (fig. 11 et p. 127).

9) Beaucoup de soi-disant dolomies et de calcaires dolomitiques de ce Trias se trouvent contenir, à l'examen plus détaillé, pas ou presque pas de dolomite (p. 123).

10) La poudingue-brèche basale est la seule roche de cette série, qui contienne des témoins d'une dolomie pure sous forme de fragments assez gros et de ciment à grain fin. Même les parties les plus bréchoïdes sont d'origine nettement sédimentaire et non-tectonique (pp. 121—123).

CHAPITRE IV.

TECTONIQUE.

On suppose généralement que la zone cristalline externe — dont le massif de Belledonne fait partie — a été exposée à plusieurs phases tectoniques, appartenant à deux périodes orogénétiques au moins. Dans le chapitre précédent nous avons fait la connaissance de deux niveaux transgressifs, l'un du Westphalien supérieur (D), l'autre du Trias, lesquels reposent — souvent en discordance angulaire, mais quelquefois aussi en concordance mécanique dans des synclinaux serrés — sur le soubassement cristallin ou sur le Houiller. Cela veut donc dire qu'au moins une des phases tectoniques était d'âge anté-westphalien et au moins une autre post-houiller et pré-triasique. Finalement les contacts anormaux, accompagnés de brèches tectoniques ou de mylonites et de renversements stratigraphiques dans le Trias et le Lias de la zone dauphinoise, ainsi que la présence de synclinaux pincés de ces formations font conclure à l'activité d'au moins une phase de plissement post-liasique (c'est-à-dire alpine) dans cette zone. Dans ce qui suit nous voulons examiner quelles phases se manifestent dans la structure tectonique de notre région, et nous voulons déterminer, dans la limite du possible, quelle part elles ont eu dans l'aspect définitif de cette structure.

A. La tectonique anté-westphalienne.

La discordance angulaire du Houiller sur les schistes cristallins, supportée par l'évidence, mentionnée à la page 132, de l'orientation parfaitement arbitraire de fragments des dits schistes dans le conglomérat basal du Houiller à la Grande Lauzière, supprime le dernier doute sérieux à propos de l'existence d'une tectonique anté-westphalienne dans cette région. C'est qu'il est pratiquement impossible d'attribuer à un plissement et à un métamorphisme post-houillers ces textures orientées qui, dans le conglomérat de base du Houiller, évidemment furent fragmentées et contournées et qui sont encadrées et parfois même envahies par un ciment lui-même régulièrement texturé parallèle à la schistosité du Houiller proprement dit. D'après Ch. Lory (1891, lit. 100) la chaîne anté-houillère se composait d'une série supérieure de schistes sériciteux, chloriteux et amphiboliques et d'une série inférieure de micaschistes et de vrais gneiss anciens qui ont été redressés après le dépôt du Houiller et avant celui du Trias et qui présentent dans la coupe transversale un pli en éventail. Selon lui il faut faire remonter aux temps post-houillers et même post-liasiques la mise en place des roches basiques et ultrabasiques (1860, lit. 96).

P. Termier, W. Kilian et P. Lory estiment au contraire que les gneiss basiques appartiennent à la chaîne anté-houillère, à cause de la découverte de fragments de ces roches dans le conglomérat de base du Houiller (Termier,

1901, lit. 169). De même les gabbros et les serpentines, qui entretiennent nettement une relation intime avec les gneiss basiques, sont considérés par ces auteurs comme appartenant à la même formation. Ils estimaient donc que la mise en place du massif basique-ultrabasique était antérieure au Houiller supérieur, mais d'autre part postérieure au métamorphisme régional des terrains cristallophylliens (1904, lit. 173; 1913, lit. 177, pp. 15—16). Termier attribua à cette orogénèse anté-houillère avec son métamorphisme régional, une influence fortement prédominante sur l'aspect structural actuel. La situation parfois pseudo-concordante et non-disloqué du Houiller et du Mésozoïque l'amenèrent à considérer presque toute la structure du substratum comme antérieure aux phases tectoniques principales de l'époque hercynienne (loc. cit. 1901 et 1904).

M. Lory, par contre, croit la tectonique fini-hercynienne (c'est-à-dire post-houillère et pré-triasique) et la tectonique alpine bien plus importantes pour la structure du substratum, en tout cas de la soi-disant „chaîne externe" (1900/1901, lit. 106, p. 174). Celle-ci serait le prolongement méridional de la chaîne des Aiguilles Rouges et aurait été chevauchée, à l'époque alpine, par la chaîne interne, qui serait le prolongement méridional de la chaîne du Mont-Blanc. Termier (loc. cit. 1901) avait déjà suggéré que la chaîne cristalline du Belledonne méridional ne présenterait pas de structure en éventail, mais constituerait une voûte anticlinale ne présentant que localement des plissotements secondaires. M. Lory se range de cet avis, mais attribue au moins les plissotements aux mouvements post-houillers.

Jetons maintenant un regard sur notre carte structurale et à la coupe synoptique I. Il faut se rendre compte que la majeure partie des mesures du pendage et de la direction concernant les strates du soubassement ont été faites sur des amphibolites feldspathiques rubannées, donc sur des stromatites du complexe basique dont l'âge anté-westphalien de la structure actuelle n'est pas absolument certain. L'aspect macroscopique des galets vaguement rubannés en vert et blanc dans le conglomérat du Houiller, cependant, est si caractéristique, qu'il nous soit permis de compter les textures basiques parmi celles de la chaîne anté-westphalienne, malgré leurs différences de structure microscopique et de teneur en quartz.

Considérons donc d'abord les directions et les pendages des strates du soubassement (représentés sur la carte structurale par des signatures non-hachées) et laissons de côté, pour le moment, ceux qui concernent les filons discordants (comme les filons minéralisateurs de quartz et la plupart des méladiorites). Les textures rubannées et litées se trouvent alors s'incliner généralement vers le sud-est dans le secteur nord-ouest et vers le nord-ouest dans le secteur sud-est. Cette structure offre la possibilité de deux interprétations diverses. En premier lieu celle d'un synclinal, en second lieu celle d'un pli anticlinal en éventail, dénudé jusqu'à ses flancs rétrécis. Ces alternatives ont été reproduites dans la coupe I au moyen des pointillés I et II. Nous savons, cependant, que dans des parties plus profondément ravinées du massif (entre autres près de Livet et dans la gorge de la Romanche) se trouvent encore les mêmes stromatites basiques qu'autour des Lacs Robert, toujours avec des textures redressées, encadrées quasi-parallèlement par les roches cornéo-gneissiques et par les gneiss et les schistes de l'enveloppe cristallophyllienne. La coupe I montre clairement que, si nous acceptons la première alternative, cela nous ferait conclure à des structures extrêmement compliquées en profondeur du synclinal. Le pli de fond anticlinal en éventail de la seconde alternative, avec sa structure

profonde en „tuyau", nous offre une solution bien plus élégante. Cela ne veut pas dire, naturellement, qu'il faut accepter également pour le massif ultrabasique une telle structure profonde en „tuyau". Malheureusement des recherches en profondeur y sont exclues, à cause du volume exigu de ce massif.

Retraçons maintenant notre région dans les esquisses structurales de M. Lory (publiées entre autres en 1944, lit. 54); nous voyons que cette région se trouve entièrement à l'intérieur de la large chaîne interne de cet auteur et que nous ne pouvons donc pas appuyer son opinion au point de vue de la structure en voûte ou bombement anticlinal de cette partie de la chaîne. La direction anté-westphalienne générale est à peu près parallèle à la direction générale de la chaîne de Belledonne (N 35° E — S 35° W) [1]).

Jusqu'ici nous n'avons parlé que d'une seule structure générale anté-westphalienne et cela par rapport aux stromatites basiques (types 4). Il est vrai que, en ce qui concerne direction et pendage des rubans et des lits, il y a, à première vue, concordance entre ces stromatites basiques et leur enveloppe cristallophyllienne (types 5 et 6), mais cette concordance n'implique pas la conformité ou la continuïté de la formation, comme Termier voulait le faire croire (1911, lit. 176, p. 666). Pourtant cet auteur estimait que la mise en place des roches basiques et ultrabasiques massives était postérieure aux phases principales de l'orogénèse qui donna lieu au métamorphisme régional et à la voûte anticlinale de ses terrains cristallophylliens, parmi lesquels il comprenait aussi les gneiss basiques (δ). Il fut amené à cette opinion à cause du manque de phénomènes d'endomorphisme et de la rareté de phénomènes d'exomorphisme du massif (ultra-)basique. Tous ces terrains cristallophylliens ont reçu, suivant Termier, leur structure actuelle avant les principales phases de mouvement du post-Stéphanien (1901, lit. 169, p. 899).

Dans le premier chapitre, cependant, en traitant les types 4c et 5, nous avons apporté des arguments positifs pour une discontinuïté et même localement pour une discordance entre les stromatites basiques („gneiss basiques" de Termier) d'une part et l'enveloppe cristallophyllienne (ζ de Termier) — et plus spécialement les roches cornéo-gneissiques — d'autre part. Nous y reviendrons dans le chapitre V. Ici il ne nous reste plus qu'à examiner à quel point les textures à première vue parallèles, des stromatites basiques et des micaschistes et gneiss acides qui les enveloppent se prêtent à un examen statistique des mesures de la direction. Dans la moitié de la rose des vents qu'offre la fig. 12, une quarantaine de telles mesures à des stromatites basiques ont été dessinées. Les mesures qui présentaient une différence inférieure à trois degrés furent moyennées et réunies sur la valeur moyenne. Les lignes les plus brèves représentent une seule mesure, celles qui les suivent quant à la longueur, représentent 2, 3, etc. mesures. Les triangles qu'on voit à la demi-circonférence de cercle indiquent le nombre des directions mesurées par 10°.

Nous voyons clairement qu'une direction d'à peu près N 35° E y prédomine, cela veut donc dire une direction exactement parallèle à la direction générale de la chaîne de Belledonne, entre la Romanche et l'Isère. Les directions fortement différentes sont dues aux plissotements généralement mono-

[1]) Voir fig. 1 et 12.

clinaux, aux flexures et aux décrochements sans fracture d'allure secondaire (souvent à l'axe presque verticale), qui sont tellement nombreux dans le soubassement. De l'enveloppe cristallophyllienne (types 5 et 6) nous n'avions malheureusement que quatre mesures à notre disposition, de sorte qu'un traitement statistique de cette matière n'était pas possible. Vu que les plissotements secondaires ont eu ici un développement subordonné et moins capricieux, nous osons conclure, avec réserve, à une direction moyennant N 33° E et un pendage moyennant 43.5°. On peut donc croire vraisemblable, que cette partie de la chaîne cristalline de Belledonne s'est élevée en une seule période de plissement anté-westphalienne et a obtenu une structure en éventail qui est accentuée par la concentration des pendages les plus raides (quasi-verticales) sur la zone axiale (voir la carte structurale). Cette phase de plissement eut lieu avant le Westphalien tout à fait supérieur (zones

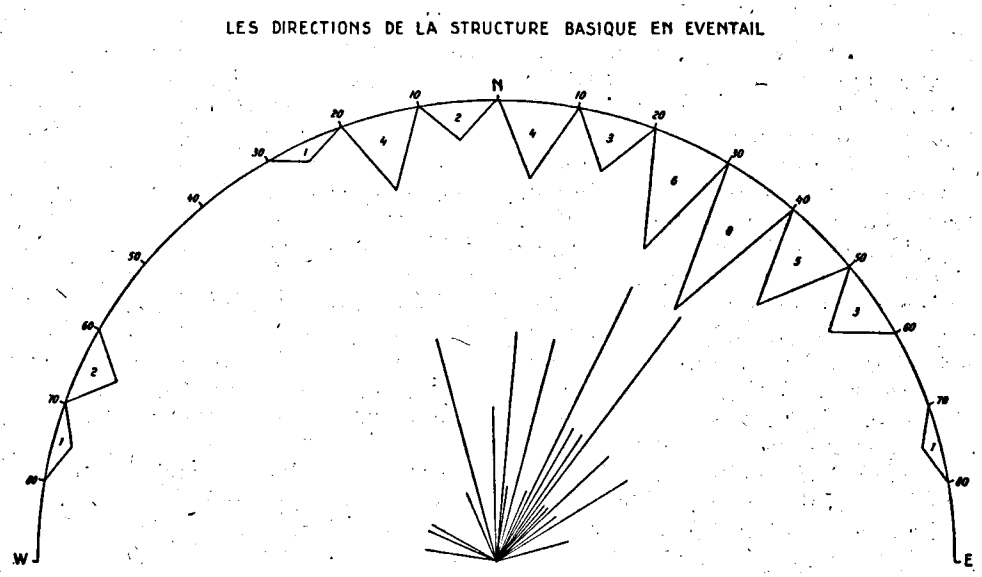


Fig. 12. Explication pp. 138—139.

supérieures du Westphalien D) qui, s'il est présent ici, n'est développé qu'à une épaisseur de quelques mètres tout au plus. Si nous voulons donc — en nous basant sur une comparaison avec les Alpes orientales et avec les chaînes hercyniennes de la France occidentale et septentrionale et de l'Allemagne — persister dans notre opinion qu'il s'agit d'un plissement du soubassement en partie au moins dans la période hercynienne, il faut penser aux phases bretonne, sudétique et „erzgebirgienne" de Stille. Parmi elles la phase sudétique, qui sépare le Houiller du Carbonifère inférieur, a été de beaucoup la plus importante dans l'Europe occidentale[1]).

Le développement du Houiller limnique en cuvettes étroites et allongées, cependant, indique un dépôt intramontain, donc une pénéplanisation incomplète du soubassement. Par conséquent il ne faut pas exclure à priori la phase

[1]) Cf. H. Stille (1924, lit. 161, pp. 83—99 et 1927, lit. 162).

„erzgebirgienne" entre le Namurien et le Westphalien comme ayant eu sa part dans la formation de la chaîne ancienne, puisque sa direction s'accorde très bien avec celle de l'Erzgebirge (N W—S E). En outre nous voulons, encore une fois, attirer l'attention sur le développement douteux du Westphalien dans cette partie de Belledonne dont seules des assises minces des zones supérieures de l'étage D [1]) (qui ne fut trouvé nulle part en discordance angulaire sous le Stéphanien) ont été identifiées localement, ainsi que sur la présence des schistes carburés métamorphiques, assez riches en matières carbonées, en concordance dans le soubassement. Il est vrai que ces derniers ont été comparés par d'autres à des schistes à graptolithes du Silurien de Bretagne et des Pyrénées. Elles appartiendraient, cependant à la série supérieure et peu métamorphique jalonnant le géosynclinal anté-houiller [2]).

B. La tectonique postérieure.

P. Lory a été le premier à indiquer nettement l'importance de la tectonique post-houillère (fini-hercynienne et alpine) en Belledonne. Nous savons que Termier attribuait toutes les structures cristallines à l'orogénèse et au métamorphisme régional anté-houillers (1901, lit. 169, p. 898), fortifié dans cette opinion parce qu'il niait le pouvoir récristallisateur du dynamométamorphisme. La tectonique post-houillère du soubassement était pour lui donc une tectonique purement cassante et cela encore sur une échelle très modeste et principalement alpine. Or, on connaissait déjà depuis longtemps des synclinaux houillers pincés dans le soubassement (en partie recouverts par du Mésozoïque souvent faiblement plié) p. e. ceux du Ruisseau de Pierre Herve près Theys dans le massif d'Allevard (voir P. Lory, 1894, lit. 103). D'ailleurs ils ont été représentés par Termier lui-même dans ses coupes géologiques à travers les Alpes franco-italiennes (1902, lit. 171). C'est par le travail inlassable de M. Lory que, successivement, se firent connaître au flanc occidental de la chaîne de Belledonne un grand nombre de synclinaux houillers pincés en concordance tectonique dans le soubassement et localement déversés vers l'W qui se trouvent alignés parallèlement à l'axe de la chaîne. On a trouvé aussi de tels affleurements dans le massif de Belledonne e. a. au Touvat de Revel, au Pré Rémont, au Marais de Chamrousse à quelques kilomètres à l'W et au N de notre région. Ces gisements font fortement contraste au Houiller peu ou non-plié, de la zone axiale de la chaîne (chapeaux quasi-horizontaux de la Grande Lauzière e.a.). Ainsi M. Lory démontra l'existence d'au moins une zone fortement disloquée dans le soubassement de Belledonne qui doit être attribuée à une phase fini-hercynienne (post-Stéphanien et pré-Trias). Pour cela entrent en ligne de compte la phase saalienne du Permien inférieur ou la phase palatine qui, encore plus rarement, agissait entre le Permien et le Trias.

Selon M. Lory le plissement alpin lui aussi est principalement limité au flanc W de Belledonne. En effet il y rencontrait une zone pincée du Mésozoïque, coïncidant partiellement avec, et se trouvant alors superposée à la zone synclinale externe du Houiller, mais dans ce cas toujours nettement discordante ou fortement repliée à l'époque alpine. Même dans le cas où le Mésozoïque repose directement sur le soubassement, il se peut qu'une

[1]) Cf. P. Bertrand et P. Pruvost (1934, lit. 19 ,tome III, pp. 34, 57—108).
[2]) Cf. P. Termier (1901, lit. 169) et P. Lory (1924, lit. 116, p. 69).

concordance tectonique fût réalisée par le plissement alpin. Plus tard il révélait aussi le caractère métamorphique et souvent compliqué de quelques-uns de ces synclinaux mésozoïques (e.a. des Byards-Laffrey, de la Vallée du Haut-Bréda près Allevard et du Collet de Fau-Laurent près du Pic de l'Oeilli). Par ces découvertes de Mésozoïque profondément pincé, serré et déversé vers l'W, M. Lory tend de plus en plus à l'idée qu'il faudra envisager la zone à laquelle ces synclinaux mésozoïques appartiennent, comme la région radicale d'une nappe de recouvrement dont les Collines Liasiques sont les „klippes" frontales. Cette zone radicale serait la cicatrice d'un chevauchement de la chaîne interne sur la chaîne externe aux temps post-houillers et plus spécialement à l'époque alpine (1944, lit. 122, p. 189). Dans le soubassement raide cette tectonique post-houillère se manifestait comme des dislocations de style cassant, sauf dans les micaschistes de la zone cicatrisée où la voûte anticlinale de la chaîne interne aurait subi un froissement en plis écaillés (1929, lit. 119; 1933, lit. 121; 1944, lit. 122, p. 188).

En retournant maintenant à la région relevée par nous, le premier coup d'oeil sur la carte nous apprend que nous n'avons pratiquement affaire qu'au substratum ancien et qu'il est, par conséquent, impossible de préciser l'âge de la tectonique cassante d'après analogie des phases de plissement susmentionnées, même, que nous aurons assez de peine à démontrer qu'elle appartient à une phase postérieure à la formation du pli de fond en éventail du soubassement. Il est vrai, que la plupart des failles recoupent cette structure, mais cela pourrait avoir eu lieu aussi bien dans la même phase tectonique que le plissement du soubassement, parce que là aussi la valeur de la poussée critique pour la plasticité des roches fut dépassée localement. Il faut que nous admettions pourtant que le plissement a eu lieu avant que le soubassement atteignît son degré actuel de cristallinité. Par contre les failles sont souvent nettement postérieures. Par opposition aux zones blastomylonitiques n'ayant pas de minéraux caractéristiques de la zone épi, qui peuvent bien être ramenées au dépassement de la valeur critique de la plasticité *pendant* le plissement (voir types 2a et 4a), les vraies failles ont souvent causé des structures clastiques et épi-blastomylonitiques de la roche disloquée qui montre souvent une schistosité nette parallèle au plan de faille. Les schistes talqueux à serpentine du Col des 3 Fontaines, du sommet du Manqué et de la Baraque de l'Echaillon en sont des exemples frappants (voir les coupes III et IV, et Pl. IX, Fig. 1). Ils rendent témoignage du fait que la plupart des failles ne se présentaient qu'après la serpentinisation du complexe ultrabasique.

D'autres failles se sont servies d'épontes filoniennes comme surfaces de moindre résistance. Un exemple classique en est la faille qui passe par le Couloir de Casserousse et traverse le Col des 3 Fontaines et qui a localement mylonitisé aussi bien un filon minéralisateur de quartz qu'un filon de biotite-chloritite (voir Pl. IX, fig. 1). Les parois de ces deux filons N 43° E, 81° et N 92° E, 60°) ont servi nettement, surtout dans le Couloir de Casserousse, comme surface de glissement à une faille avec un sens et une valeur de l'inclinaison moyennant N 87° E, 73° (voir la coupe II), le long de laquelle la lèvre supérieure E est soulevée à un rejet considérable par rapport à la lèvre inférieure W (notamment le massif de Chamrousse). C'est qu'à Casserousse (2222 M.), culmination de la lèvre E, on ne rencontre plus les aphanites de Chamrousse liées à la pénéplaine anté-triasique, tandis que la séricite-chloritite (7a) y appartenant, se présente encore à la lèvre W sur le Col de Casserousse (2175 M.). J'ai pourtant l'impression que la mise

en place du filon de quartz de Casserousse s'est servie d'une fente ou d'une faille pré-existante et qui aurait alors rejouée à une époque postérieure (post-aphanitique). Sur la photo aérienne, il apparaît que cette faille appartient à une zone qui, vers le sud, longe la falaise E de Chamrousse jusqu'au delà du Lac Achard et qui, vers le nord, se perd par le Couloir de Casserousse dans l'enveloppe cristallophyllienne. Le massif de Chamrousse peut donc être envisagé comme une zone d'affaissement dans le soubassement. C'est à cet affaissement que le Trias de Chamrousse doit sa conservation. A côté de cela il y a encore une troisième catégorie de failles pour laquelle non seulement le sens de la dislocation peut être déterminé, mais aussi son rejet approximatif, la zone aphanitique étant représentée aux deux lèvres et montrant un rejet vertical assez net. Evidemment, cela n'est le cas qu'à la Croix de Chamrousse. Nous trouvons ici une paire de failles dont l'une a une direction à peu près E—W et s'incline vers le S et l'autre a une direction N N E — S S W et s'incline vers le W N W. La première est une faille renversée à lèvre supérieure soulevée, témoin la carte géologique. Son inclinaison faible la caractérise comme faille de chevauchement de la lèvre S. La deuxième est plus amplement visible dans la coupe II (298°. 53°). Celle-ci rejette aussi bien la séricite-chloritite (7a) que la roche hématofeldspathique (7b) et montre un soulèvement de la lèvre supérieure W N W (ou une avancée en profondeur de la lèvre inférieure E S E) se montant à environ 100 M. Elle est alors en antithèse envers la zone d'affaissement du massif de Chamrousse passant plus à l'E. Il résulte de la coupe II que la faille 298°. 53° peut très bien être envisagée comme une avancée en profondeur et que la zone fortement affaissée comprise entre ces deux failles inverses, représente donc un coin abaissé par refoulement latéral, parce qu'il ne pouvait guère être question dans cette partie des Alpes d'une tension dans la direction E — W.

Nulle part dans la région relevée n'ai-je trouvé rejetées par des failles des formations postérieures aux aphanites de Chamrousse. La formation aphanitique qui, comme nous l'avons vu, est liée à la pénéplaine anté-triasique du complexe basique et qui fait défaut au-dessous du conglomérat de base du Houiller ainsi que parmi ses galets, peut être considérée comme étant d'âge permohouiller ou plutôt permien (période sidérolithique de Renevier?).

Or, j'ai constaté une faible discordance angulaire entre le plan qui sépare les aphanites rouges et vertes, et le plan de stratification du Trias autochtone de Chamrousse, mais à quel point il faut attribuer cette discordance aux mouvements saaliens ou palatins, ne peut pas être dérivé des données disponibles. En tout cas, la tectonique cassante du soubassement est post-westphalienne et probablement post-stéphanienne, donc fini-hercynienne ou alpine. Nous reviendrons ultérieurement, au chapitre V, à l'âge des structures des roches et des formations mylonitisées et rejetées par les failles.

Enfin, nous avons donné dans la demi-rose des vents de la fig. 13 une statistique des directions mesurées aux plans de faille dans notre région. Une ligne brève à partir du centre y rend une seule mesure, une ligne plus longue y rend 2 et la ligne la plus longue 3 mesures. Des mesures différant de moins de 3°, ont été moyennées et réunies sur la valeur moyenne. Les superficies des triangles à la demi-circonférence de cercle donnent une représentation du nombre de directions trouvées par 10° de la rose des vents. Deux directions principales se montrent clairement dans cette statistique, notamment une à environ N 30° E, une un peu moins prononcée environ au nord („Rheinische Richtung" de Stille?) et la plus faible ± à l'E.

La première direction de faille peut être nommée longitudinale par rapport à la chaîne anté-westphalienne et sa structure en éventail, la deuxième et la troisième s'y rapportent plus ou moins radialement. On les retrouve dans les vallées transversales de la chaîne de Belledonne (e. a. celles de l'Isère, de l'Arc et de la Romanche). Les failles longitudinales montrent souvent des pendages au-dessous de 45° et sont, dans ce cas, relevées comme des failles de chevauchement (voir les coupes III et IV).

Des miroirs de glissement constitués de minéraux caractéristiques de la zone épi, dont les espèces prismatiques comme l'épidote sont orientées parallèlement au sens de l'inclinaison, se présentent souvent sur ces plans de faille faiblement inclinés (Col des 3 Fontaines, pente W. de Chamrousse: le Grand Couloir, voir types 9d, e). Les failles inverses dominent ce type-ci et résultent de chevauchements et de soulèvements comme aussi d'avancées

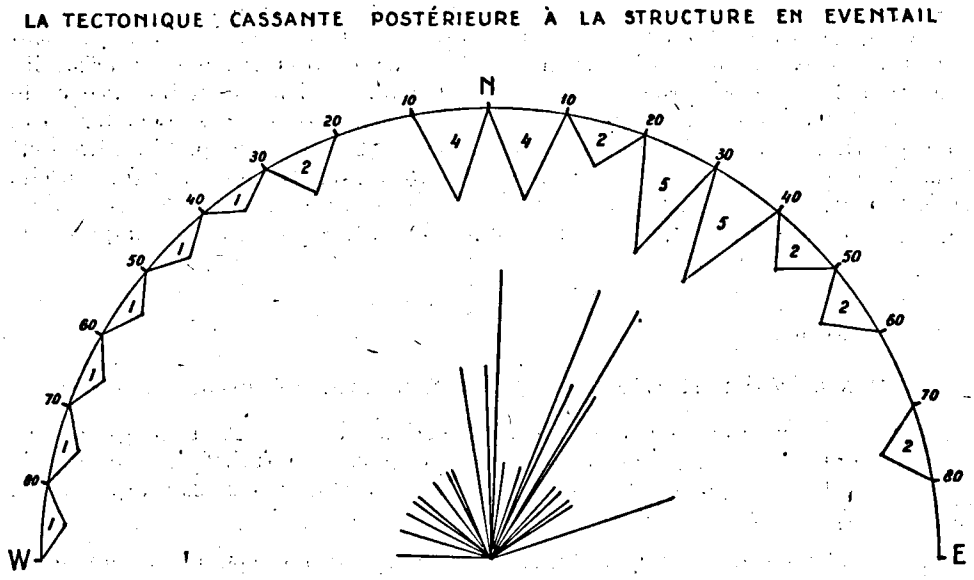


Fig. 13. Explication pp. 142—143.

en profondeur. Leur direction générale est pratiquement parallèle à celle du pli en éventail basique. Elle correspond cependant du point de vue de l'âge plutôt avec l'axe du plissement alpin, dirigé grossièrement NE — SW en Belledonne.

La cuvette légèrement ondulée du Trias de Chamrousse (voir la fig. 11, p. 125) dont le flanc E est seul conservé, présente à peu près la même direction. Or, M. Lory envisageait d'abord cette structure comme un élément de la zone radicale du Mésozoïque (1907, lit. 112; 1908/09, lit. 113).

La cicatrice qui sépare la chaîne externe de la chaîne interne traverserait alors le massif de Chamrousse, ainsi que le massif du Mont Colon. Mais, comme nous avons appris du chapitre précédent, le Trias est de nature autochtone, déposé dans un bassin lagunaire et d'ailleurs très peu dynamo-métamorphosé, de sorte que son plissement intense est peu probable. Nous avons vu de plus que la limite entre le massif basique et l'enveloppe cristallo-phyllienne doit être déplacée considérablement vers l'W, de sorte qu'elle

passera environ par-dessous le tréfonds de la cuvette triasique de la Balme-Recoin. Vu cet état de choses, la présence d'un chevauchement dans le soubassement ayant causé un pincement de couches mésozoïques sur une grande échelle, est impossible à admettre à l'E de la ligne: la Balme-Recoin. Aussi la répartition des roches cristallines, et notamment les roches basiques au Mont St. Mury, me fait-elle douter des origines tellement séparées dans l'espace que suggèrent les s. d. chaînes interne et externe. En 1929 (lit. 119, p. 234) M. Lory modifiait d'ailleurs son opinion sur le lambeau de Chamrousse et il l'attribuait au flanc W d'un bombement anticlinal mésozoïque sur la chaîne interne. Aussi la cicatrice alpine y passerait-elle un peu plus à l'W. Pourtant nous avons constaté que la structure en éventail se maintient conséquemment à l'W de la Balme-Recoin, tandis qu'il reste à considérer si le manque d'espace dans les synclinaux pincés mésozoïques est tel qu'il pourrait y résulter un front de nappe du volume des Collines Liasiques. L'opinion de M. Schoeller que les équivalents méridionaux des nappes helvétiques trouvent leur zone radicale dans le prolongement S du synclinal de Chamonix qui se continuerait au S de l'Eau d'Olle entre le cristallin de Belledonne et le Lias d'Allemont (bordure orientale sédimentaire de la zone dauphinoise), est une solution qu'en mérite de ces considérations nous estimons aussi digne d'être envisagée (1929, lit. 158, p. 35). En tout cas la cuvette synclinale de Chamrousse-Recoin-la Balme, en tant qu'elle n'est pas de nature stratigraphique, ne montre qu'un plissement très faible qui ne pourrait correspondre qu'à une dislocation de moindre importance dans le soubassement.

C. Résumé.

Dans la région relevée il y a deux structures nettement distinctes:

1°. Un pli de fond en éventail à direction N 35° E et à complications secondaires qui probablement à reçu son aspect définitif dans une seule ou plusieurs phases proto-hercyniennes. En tout cas son âge est en majeure partie anté-Westphalien D supérieur.

2°. Une tectonique cassante superposée datant d'une époque sensiblement postérieure et qui peut être considérée comme d'âge post-westphalien. A côte de chevauchements, de soulèvements et d'avancées en profondeur dirigés à peu près N 30° E et probablement alpins, des failles et des fentes se présentent ayant une direction N—S ou E—W, orientées plus ou moins radialement par rapport à la structure anticlinale en éventail. Celles-ci ont été initiées peut-être à l'époque fini-hercynienne et souvent remplies par des filons minéralisateurs de quartz.
La zone d'affaissement de Chamrousse est la seule dislocation d'importance supra-régionale et aurait rejouée à l'époque alpine.

A côté de cela un faible plissement post-triasique de la couverture sédimentaire est peut-être représenté. Celui-ci serait aussi dirigé grossièrement N E.

CHAPITRE V.

PETROGENESE ET OROGENESE.

A. Historique.

Avant de tirer nos propres conclusions sur la formation des roches et de la chaîne dans cette région, nous tenons en premier lieu à réunir chacune à son tour, les différentes hypothèses établies là-dessus dans la suite des temps et à les contrôler par les faits nouveaux. Elles seront traitées ci-dessous selon ancienneté et sous le nom de leurs auteurs principaux.

Ch. Lory (1850—1891).

Après la découverte du gneiss amphibolique (1831, lit. 59) et des amphibolites et serpentines à diallage en Belledonne par E. Gueymard (1844, lit. 60), ces roches se trouvent plus amplement décrites par Ch. Lory. Quand on pense que ses descriptions datent d'avant l'introduction du microscope de polarisation, il n'est que juste de rendre hommage ici à la faculté d'observation et la notion critique de cet explorateur.

Dès 1850 (lit. 94, p. 540), il appelait l'amphibole des amphibolites une hornblende, le feldspath une andésine et aussi parlait-il de diorites, qu'il subdivisait en diorites schistoïdes (nos types 4) et en diorites granitoïdes. Un faciès filonien de ces dernières montre un réseau de cristaux de hornblende avec du feldspath dans les interstices. Ces soi-disant diabases forment des filons dans les „terrains de cristallisation" (e. a. près Chalanches d'Allemont) et représentent notre type 3e. Elles s'y trouvent recoupées par les différents filons métallifères. A côté de celles-là des porphyres dioritiques sont intrusifs dans le Houiller (e. a. au Col du Chardonnet) ainsi que dans le soubassement basique (Chamrousse). Il analysait la hornblende vert noirâtre et le feldspath de ces roches et en concluait à une hornblende contenant assez de fer et d'Al, mais peu de Mg et de Si et des traces de Mn. La hornblende serait cristallisée antérieurement au feldspath qui montre le caractère d'une andésine. Il rencontrait dans l'euphotide de Lavaldens à côté d'un diallage olivâtre, un plagioclase plus basique que dans les diorites. Trois ans plus tard (1852/54, lit. 95) il donna une description des roches basiques et ultrabasiques trouvées en place. A côté de l'affleurement d'euphotide amphibolique et de serpentine à diallage du Tabor que connaissait déjà Gueymard, il y fait mention d'un pareil gisement des Lacs Robert. Là, l'érosion glaciaire a enlevé la serpentinite en cirque avec un canal d'écoulement dans le sens de la direction générale. Dans cette publication nous trouvons en même temps les premières descriptions des veines de stéatite à petits grenats jaune-verdâtre luisants, d'habitus dodecaédrique ou hexaédrique et d'une densité de 3.762, constitués, suivant l'analyse de Lory, principalement de la molécule d'andradite ($Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$) avec quelque pyrope ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$). Ensuite viennent les descriptions de

l'amiante, de grains fins de fer magnétique et de traces de platine dans la serpentinite au S du plus grand Lac Robert. Enfin il s'y trouve des analyses de diallage, d'amphibole, de feldspath et de s. d. pennine.

En 1860 parut sa large monographie sur le Dauphiné (lit. 96). Là, il parlait pour la première fois d'aphanite, c-à-d. une diorite compacte trouvée à la base du Trias de Chamrousse et décrite, dès 1852 (lit. 95), comme une „spilite mal définie ou roches amphiboliques à éléments indistincts et qui bientôt d'ailleurs cèdent la place à des roches mieux caractérisées''. A cause de la délimination mal établie entre cette aphanite et les diorites, Lory concluait — et avec raison à mon avis — à une origine commune de ces roches. Or, il appelait l'aphanite une dépendance des gabbros.

A côté de cette aphanite Lory connaissait aussi les spilites et les variolites formant des filons-couches et des coulées dans le Trias et le Lias et dont la genèse avait été déjà l'objet de vives discussions entre Gueymard, J. Fournet et Sc. Gras. Lory partageait l'opinion de Gueymard et de Fournet. Il regardait le spilite comme une roche éruptive dégénérée par endomorphisme et qui avait provoquée des phénomènes d'exomorphisme de contact dans la roche sédimentaire encaissante. C'est une roche verte, grise ou tachetée de violet, à oligoclase-andésine (!), pyroxène ou amphibole, chlorite, calcite, giobertite et sidérite. Sa teneur en carbonate augmente en s'approchant des \calcaires mésozoïques (max. 10 % CaO). L'épidote, la serpentine, l'hématite, la pyrite et la chalcopyrite se rencontrent en quantités subordonnées, le jaspe ou la silice forme des veinules et des concrétions. Des salbandes parallèles qui sont plus riches en minerai que le spilite, accompagnent parfois ses filons-couches. Le calcaire adjacent est souvent gris ou décoloré et plus dur, tandis qu'il contient des silicates, des minéraux métallifères et des agrégats siliceux. Une zone de passage de 2 à 3 dm de largeur contient 50 % de spilite violacé, 30 % de calcite et 20 % de sidérose (carrière de Breton, Champ près de Vizille). Les spilites seraient à comparer avec les dolérites et les diabases (s.d. roches trappéennes) qui se sont peut-être injectées ou épanchées pendant le dépôt des sédiments mésozoïques. De l'eau et de la chaux auraient joué un rôle lors de la consolidation du magma dioritique qui, selon Delesse, fait cristalliser des silicates hydratés du fer et de la magnésie en contact avec du calcaire par métasomatose. L'association fréquente avec du gypse et de la dolomie le conduisait à la supposition que ces roches sont syngénétiques avec certaines sources minérales. Abstraction faite de cette dernière conclusion et de la conception comme si le plagioclase des spilites serait de composition intermédiaire, l'hypothèse sur les spilites de Lory n'est jusqu'ici pas contraire aux observations récentes ou aux opinions modernes généralement admises. Que le plagioclase soit cependant une albite pratiquement pure, nous l'avons démontré à p. 130).

Malheureusement Lory fit alors un saut d'idée qui fut fatal pour son opinion sur la genèse du complexe basique-ultrabasique entier. Il croyait notamment les spilites originaires du même magma que son aphanite de Chamrousse et par conséquent aussi intimement liés aux diorites, euphotides et serpentines du soubassement cristallin. A cause de cette corrélation, la mise en place du complexe basique-ultrabasique entier fut montée d'un seul coup aux temps triasico-liasiques et les phénomènes de contact avec le Trias et le Lias ne devaient pas rester limités aux spilites. Lory trouvait une confirmation de cette idée dans les pâturages du Sériou et au Col de l'Ollière entre le Tabor et la montagne du Serre. „Une masse éruptive

pâteuse était, selon lui, montée dans une faille largement ouverte entre le Lias et les gneiss; et la composition de cette masse pâteuse avait été modifiée par les deux parois qui l'encaissaient. Du côté des gneiss, elle avait cristallisé sous forme de roche à amphibole ou à diallage; du côté du Lias, elle s'était consolidée à l'état de serpentine. Les spilites qui, dans la même région, traversent les mêmes calcaires, étaient aux yeux de Lory, des apophyses de la grande masse éruptive....." (emprunté à P. Termier, 1911, lit. 176, p. 667). Cette faille devrait se continuer vers le N entre la Morte et le Désert et sur Saint Barthélemy de Séchilienne jusqu'à la Grande Lance de Domène et aurait servi sur toute sa longueur de cheminée au magma basique. Pour autant qu'il s'agit des environs des Lacs Robert, nous avons daté la mise en place des roches (ultra-)basiques non-spilitiques aux chapitres III et IV comme anté-westphalienne supérieure.

Du reste, Lory ne dit pas à coup sûr son opinion sur la genèse et l'âge des diorites schistoïdes ou schisteuses, nommées aussi gneiss amphiboliques. En 1850 (lit. 94, p. 540) il disait seulement: „ces diorites schistoïdes paraissent aussi en liaison bien plus intime avec les terrains de cristallisation et appartenir à la même formation que les gneiss avec lesquels ils alternent". Cette alternance, nous la savons limitée à quelques mètres d'interstratifications locales et 2-dimensionales au maximum, jointe à une injection, dépavage et digestion des gneiss acides dans l'auréole métamorphique du complexe basique (voir p. 184). Lory englobait alors dans ses terrains de cristallisation une série supérieure de talcschistes (= schistes talqueux = schistes à séricite), schistes chloriteux et schistes amphiboliques et une série inférieure de micaschistes, vrais gneiss granitoïdes et granulites, ainsi que les diorites schistoïdes. Seules les roches massives basiques et ultrabasiques y seraient intrusives. Plus tard il faisait une exception pour les diabases qui par leur gisement discordant, aussi dans les diorites schistoïdes, en 1874 donnaient lieu à la constatation suivante: „Ces veines de diorite ne me paraissent être dans les gneiss amphiboliques que des filons de sécrétion analogues aux veines de calcaire spathique dans les calcaires jurassiques alpins" (lit. 98, p. 795). Cette comparaison cloche sous plus d'un rapport. En premier lieu on n'y a point affaire (type 3e) à une remplissage de fente à minéraux de la zone „épi". A côté de cela, le principe de la sécrétion latérale se trouve de lui-même en discrédit, si ses produits ont pratiquement la même composition que la roche mère, dans l'occurrence, les diorites schistoïdes (types 4).

L'âge de ces terrains de cristallisation et de leurs textures foliacées ou schisteuses fut daté par Lory comme anté-houiller à cause de la découverte de galets, du moins des types acides parmi ces schistes cristallins, dans le conglomérat de base du Houiller (1880/81, lit. 99, p. 661). Cependant, il se laissait en même temps séduire par la transgressivité parallèle ou la concordance tectonique du Houiller sur le soubassement, à la supposition que le redressement des deux formations devrait être attribué à une seule orogénèse post-houillère et que la texture des strates anté-houillères serait de nature sédimentaire et diagénétique. L'observation de discordances angulaires entre les schistes cristallins et le Houiller (en Belledonne e.a. près Clot-Chevalier et les Chalanches) l'obligeait bien à conclure à une tectonique anté-houillère locale (loc. cit., p. 659), mais il la jugeait d'importance secondaire, ainsi que la tectonique post-triasique, par rapport à l'orogénèse intensive fini-hercynienne qui doit être rendue responsable des discordances entre le Houiller et le Trias. „Il me semble que l'on peut se représenter les schistes cristallins de la *première zone alpine* comme ayant constitué, vers le milieu de la période houillère, un

plateau assez accidenté et disloqué du côté ouest et nord-ouest, par lequel il se rattachait peut-être au Plateau Central de la France; en pente douce, au contraire, vers l'est-sud-est, où il se raccordait, par l'emplacement actuel de *la deuxième zone*, avec le vaste bassin dont le fond graduellement affaissé avait reçu le dépôt puissant et continu des grès houillers inférieurs de *la troisième zone*... Mais c'est après le dépôt du grès à anthracite, entre la période de *la houille* et celle du *Trias*, qu'ont eu lieu les principales dislocations qui ont redressé et contourné les couches des terrains anciens de *la première zone*", dit-il à p. 660 (loc. cit.). De cette orogénèse résultait une structure en éventail dans les massifs anciens e. a. de Belledonne, „en les considérant comme des voûtes centrales de soulèvement, soumises à des refoulements latéraux très énergiques par suite desquels les courbures supérieures auraient été entièrement disloquées et détruites", comme il prétendait en 1872 (lit. 97, p. 397). Plus tard il interprétait pour certains massifs cristallins externes, comme celui du Mont-Blanc, cette structure en éventail comme un „pli synclinal (aigu) de l'étage supérieur des schistes cristallins" (1880/81, lit. 99, p. 670). Sur l'orogénèse alpine il écrivait finalement: „Cela posé, lorsque plus tard se sont produites de nouvelles dislocations, les terrains anciens, complètement rigides, n'ont pas su se prêter à de nouveaux plissements: ils n'ont pu éprouver que des fractures, des failles, des glissements, suivant des plans de rupture nouveaux ou anciens, ou encore suivant leurs plans de stratification" (1872/73, lit. 97, p. 401).

En grande partie nous sommes d'accord là-dessus, seulement la structure en éventail du massif de Belledonne s. s. ne tolère qu'une interprétation moins probable en synclinal qu'en anticlinal (voir chapitre IV p. 137), tandis que nous avons décidé, en vertu de la discordance fortement angulaire entre le soubassement et le Houiller supérieur, à l'âge anté-westphalien de la structure en éventail du massif de Belledonne s. s.

La zone de rupture que Lory fit fonctionner comme cheminée pour le magma basique, appartient, selon lui, au système du Vercors (N 8° E) et a conservé, par l'effondrement de la lèvre NW, le chapeau triasique de Chamrousse pour l'érosion. Nous avons bien constaté dans notre région une telle zone de rupture, seulement passant plus à l'W et ne se continuant pas du tout parallèle à l'axe du massif basique. A côté de cette direction, Lory reconnaissait encore un système des Alpes occidentales (N 25° E) et un système du Mont-Viso (NNE—SSW). A ce dernier appartiendrait la gorge de la Romanche. Les synclinaux mésozoïques profonds qui séparent la plupart des massifs cristallins externes les uns des autres, trouveraient leur cause dans les zones de faille dans le soubassement dont la structure en éventail s'est partiellement perdue. „C'est ainsi que la *chaîne de Belledonne*, considérée dans sa partie la plus élevée, entre Grenoble et Allemont, ne représente qu'un *crêt* à pendage occidental: la dépression dans laquelle s'est affaissé le *Lias* et où sont les villages d'Allemont et d'Oz, correspond à une partie de la *combe* des micaschistes et une partie de la voûte centrale de gneiss; l'autre partie de celle-ci, découpée par des failles en gradins étagés, appartient déjà au massif des Rousses.....", ainsi conclut-il en 1880 (lit. 99, p. 609). Cependant, notre coupe I montre que le pendage n'est pas le moins du monde orienté uniformément W, mais est orienté dans le secteur NW plutôt E, de sorte que la structure en éventail a été conservée ici.

Lory attribuait à la tectonique cassante en plus d'une activité clastique aussi une activité blastique dans la roche cristalline, ce qui n'était accompagné que de températures peu élevées. En lisant ses premières publica-

tions, il faut aussi tenir compte du fait que nombre de formations qu'on attribuait au Lias, à cette époque, furent reconnues plus tard comme appartenant au Trias.

L. Duparc (1894—1908).

Peu de temps après la mort de Ch. Lory, c'est L. Duparc, le professeur de Genève, qui commença à s'occuper des roches basiques et ultrabasiques du Belledonne méridional. Cet excellent pétrographe a gagné ses preuves alpines au massif du Mont-Blanc dont font témoin des mémoires solides écrits en collaboration avec Ritter, Hornung et Mrazec. Par l'intermédiaire de l'ingénieur des ponts et chaussées, A. Delebecque, qui étudiait les lacs en Belledonne, Duparc entrait en possession d'une vaste collection d'échantillons empruntés à des points soigneusement relevés des environs des Lacs Robert et du massif du Tabor. Malheureusement cette carte n'a jamais été publiée. Les descriptions pétrographiques paraissaient toutefois successivement dans les années 1894—1896, tandis que les Services de la carte géologique de la France et des topographies souterraines ont consacré leur bulletin No. 55 de la huitième année aux résultats et conclusions résumés de Duparc.

En premier lieu il fixait l'attention sur l'erreur de Ch. Lory que les roches massives (ultra-)basiques au Tabor seraient intercalées immédiatement dans les schistes chloriteux et les micaschistes (ζ). Elles se trouvent ici, ainsi que près des Lacs Robert, dans un cortège d'amphibolites (δ), qui se continue, contrairement à la représentation sur la carte de Lory, au S du Désert sur l'Oreille du Loup et le Mont Tabor. Il constatait ensuite, que les roches massives (ultra-)basiques ne forment pas un gisement continu de dimensions considérables au sein des amphibolites, mais, au contraire, y sont intercalées sous forme d'innombrables filons, comme e. a. au N des Lacs Robert près des Lacs Merlat, Longet et Crozet.

Duparc appelait les euphotides de Lory des gabbros et notamment l'euphotide amphibolique du Tabor un gabbro ouralitisé (c-à-d. à hornblende verte d'origine secondaire) et l'euphotide ordinaire un gabbro saussuritisé qui se présente principalement près des Lacs Robert (1894, lit. 40). Cependant, à côté de l'ouralite verte il trouvait aussi de la hornblende brune dont la genèse devrait être attribuée également à une pseudomorphose du diallage. Duparc fondait cette origine secondaire sur la présence de noyaux de diallage et sur la présence des mêmes inclusions lamellaires que le diallage contient d'habitude, ainsi que sur l'orientation parallèle du diallage et de ses larges lisières et fibrilles bacillaires de hornblende brune sur les plans de clivage et les fissures. Mais il mentionnait déjà lui-même que les minces bords n'ont souvent pas la même orientation que le diallage qu'ils englobent et qu'ils sont alors constitués d'individus différemment orientés. Si la bordure est large, il connaissait aussi la soi-disant transformation du diallage à partir de l'intérieur à zone de passage plus clair (voir chap. I, p. 27). Dans son article „Sur la transformation du pyroxène en amphibole", il reconnaît en fin de compte que cette transformation en hornblende brune est un cas unique et qu'il ne faut pas la qualifier d'ouralite proprement dite puisqu'elle rentrerait dans le même groupe des hornblendes communes que la sorétite (1908, lit. 44, p. 63). Il décrivait aussi de la magnétite secondaire en agrégats granuleux et en lamelles sur les plans de clivage, des houppes et des agrégats bacillaires d'actinote, ainsi qu'un minéral de la série d'épidote-clinozoïsite. Les serpentinites contiendraient principalement les mêmes minéraux. Duparc distinguait deux types de serpentinites: „Les unes que l'on peut d'ailleurs

considérer aussi comme des Gabbros modifiés, sont formées par de grands cristaux de Diallage ou de Hornblende résultant de son ouralitisation, réunis directement par de la matière colloïde plus ou moins abondante, dans laquelle flottent des fibrilles serpentineuses. Les autres serpentines compactes, de couleur vert foncé, sont entièrement composées de fibres de chrysotile qui s'est complètement substitué aux éléments primordiaux" (1896/97, lit. 43, p. 5). Du Tabor il décrivait l'ouralite verte d'un développement plutôt grenu et ne contenant pas d'inclusions de diallage. Ni la hornblende brune des Lacs Robert, ni ses inclusions typiques d'apatite n'étaient retrouvées ici par Duparc. Etant ouralitisés souvent complètement, ces gabbros ne se distinguent des diorites que par leurs „véritables nids (d'amphibole) constitués par des individus grenus, orientés optiquement différemment et directement pressés les uns contre les autres". Cette amphibole ne se distingue pas de la variété commune des amphibolites sauf par son angle plus petit des axes optiques et par ses couleurs plus pâles en plaque mince. Tous les gabbros montrent des phénomènes d'une influence mécanique. Evidemment il s'agit de nos types 3a et 4a. Ceux-ci contiennent aussi bien de la hornblende smaragditique, c-à-d. de l'ouralite dynamométamorphique que de la hornblende barkévikitique. Nous avons argumenté à différents endroits le caractère primaire de cette dernière hornblende (chap. I, p. 40; chap. II, p. 112). A notre avis, les serpentinites à diallage et hornblende brune (types 1a, b et c) ne peuvent pas être considérées comme des gabbros transformés à cause du manque de l'association typique saussurite-smaragdite et à cause de son remplacement par des minéraux du groupe des chlorites.

Le *diabase* de Ch. Lory (notre type 3e) est nommé par Duparc tout simplement une diorite. Il reconnaissait le zircon, l'apatite et le sphène à côté de l'amphibole commune et de l'oligoclase-andésine maclé selon les lois de l'albite, de Karlsbad ou de la péricline. La kaolinisation est plus avancée que la séricitisation. L'amphibole est disséminée dans toutes les directions, souvent un peu allongée et légèrement parallèle. A côté de la diorite Duparc distinguait toutes sortes d'amphibolites dont le gisement est résumé par lui comme suit:

„Ces roches, largement développées dans la chaîne de Belledonne, forment une série de bancs puissants, intercalés dans les micaschistes et les schistes chloriteux. Cette bande d'amphibolites se prolonge vers le sud plus loin que ne l'indique la carte géologique. A l'oeil nu, la grande majorité de ces roches paraît exclusivement formée d'amphibole; dans les variétés très feldspathiques seulement, les feldspaths y sont visibles macroscopiquement. L'amphibole, généralement de petite taille, communique à ces roches un aspect particulièrement grenu et compacte qui fait que dans certains cas on pourrait les prendre pour des roches éruptives" (1896/97, lit. 43, p. 12—13). Elle comprend du zircon, de l'apatite, de l'ilménite, du sphène (en fuseaux), de la hornblende d'un brun verdâtre, de l'andésine, de la labradorite, de l'orthoclase et du quartz.

Le plus répandu est le type grenu qui ne se distingue au fond sous aucun rapport essentiel des diorites et aussi possède-t-il la structure ressemblant le plus à l'éruptive. Parfois celui-ci contient des grains de pyroxène. Plus rare est le type schisteux ou schiste amphibolique où la place du feldspath est parfois entièrement, parfois partiellement prise par de la zoïsite (schiste amphibolique zoïsitisé). Il est évident qu'avec ces amphibolites il avait en vue les gneiss amphiboliques ou diorites schistoïdes de Lory. Ce sont nos types 4b et c. D'après la description c'est l'amphibolite

à pyroxène de Duparc que nous indiquons par notre microméladiorite à diopside (variété de 3e). Enfin il faisait mention d'une granulite amphibolique[1]) du Mont Thabor (Savoie) qui peut être comparée avec la variété leucoquartzdioritique du type 3c, rencontrée en dehors de notre région proprement dite, près du Lac Longet (voir aussi type 4b).

Les micaschistes à mica blanc sont, selon Duparc, parfois légèrement granulitisés. Ils contiennent des lentilles de quartz granuleux ou des glandules à gros cristaux d'orthose et d'oligoclase (cf. nos types 5d et e, ainsi que 6). Les schistes chloriteux accompagnant les amphibolites, sont enclavés dans les micaschistes. Ainsi Duparc a développé considérablement la connaissance non seulement des gisements, mais aussi de la diversité des roches basiques à texture massive et structure éruptive dans cette région. Outre l'euphotide amphibolique de Lory (3a), il considérait aussi les amphibolites à nids de hornblende comme d'origine éruptive, à savoir comme des gabbros entièrement ouralitisés par réaction magmatique ou par dynamométamorphisme, à mesure que la hornblende soit de couleur brune ou verte. „Quant aux serpentines, elles résultent dans tous les cas de la transformation de certaines variétés de gabbros, jamais de roches à olivine dont je n'ai trouvé aucune trace", écrivait-il alors à la page 20 (loc. cit., 1896/97). Duparc comptait aussi le faciès filonien de la diorite (3e) parmi les roches éruptives. Quant à la genèse de la plupart des amphibolites, schisteuses ou non, il ne se hasardait pas à en prononcer une opinion positive. La seule indication du fait qu'il croyait peu probable l'origine éruptive de ces roches, nous trouvons dans la phrase suivante souvent réitérée: „la structure grenue des amphibolites compactes qu'on *pourrait prendre* pour des roches éruptives".

D'ailleurs Duparc indiquait nettement les différences entre ces amphibolites et les amphibolites fortement granulitisées (souvent associées à des éclogites) du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges, du Grand Mont, des Grandes Rousses et du Pelvoux sans parler des différences de gisement. Par contre, il existerait une ressemblance frappante entre les roches éruptives basiques dans le Flysch des Gets (sous la région de la brèche du Chablais) et certains types basiques des Lacs Robert et du Tabor. Ces roches éruptives basiques des Gets (situés au nord du massif de Belledonne) servaient d'argument à Ch. Lory pour la mise en place post-liasique du magma basique dans cette zone. Cependant Duparc considérait leur gisement dans le Flysch comme de nature secondaire et même d'ordre mécanique. Là aussi, elles appartiendraient au soubassement cristallin qui serait le prolongement vers le nord de la bande externe de la chaîne de Belledonne. C'est aussi dans cette bande que se trouverait le grand complexe amphibolique du Belledonne méridional. Séparées par des zones de synclinaux hercyniennes et alpines suivraient vers le S E d'autres unités pétrographiques et tectoniques, notamment: la bande interne de Belledonne, séparée de la bande externe e. a. par les lambeaux houillers du sommet de Belledonne et de l'arête sud de la Grande Lance de Domène;

2°. la zone des Aiguilles Rouges-Grandes Rousses, séparée de celle de Belledonne par les synclinaux du Col de la Bâthie et du Col de Bamont et auxquelles appartiendraient peut-être aussi quelques amphibolites granulitisées du flanc E de Belledonne;

[1]) Trouvée par W. Kilian et indiquée par lui comme kersantite ou orthophyre.

3°. la zone du Mont-Blanc-Rocheray-Pelvoux séparée par le synclinal de Chamonix de la zone précédente et par le synclinal de Courmayeur de la zone du Briançonnais. Dans les deux zones intérieures se rencontreraient seulement des amphibolites granutilisées et des éclogites, intercalées dans des micaschistes qui ont été percés par des amas de protogine, de granite et de granulite.

Ce sont surtout les gisements du Lac Cornu, du Grand Mont, de Tré-la-Tête et des Grands Mulets que Duparc avait amplement étudiés. Seulement dans le pli extérieur des massifs cristallins externes avaient donc lieu, selon Duparc, les intrusions bien connues de magmes gabbroïques et notamment à une époque anté-alpine. Il ne donne pas une détermination plus précise de l'âge de leur mise en place.

A. Lacroix (1893—1913).

Le regretté minéralogiste et pétrographe donnait dans sa „Minéralogie de France" nombre de descriptions de minéraux et de roches du Belledonne, sans aborder cependant le problème de leur genèse.

Sont dignes d'être mentionnées du massif de Belledonne:

Serpentine de Chamrousse (nodule dans les amphibolites). Réseau de mailles d'antigorite. Rubans à zone principale positive. Fibres de chrysotile à biréfringence plus élevée. Au centre des mailles: magnétite, oligiste, antigorite ayant une orientation différente de celle des rubans, substance colloïde ferrugineuse, matière pseudo-isotrope résultant de sections d'antigorite parallèles à sa face d'aplatissement (angle des axes optiques souvent petit ou même sensiblement zéro), loc. cit., t. I, p. 426—428.

Almandin dans les chlorito-schistes du massif de Belledonne (loc. cit., t. I, p. 252).

Ripidolite (groupements vermiculés; helminth) associée à du quartz au flanc E du massif de Belledonne (loc. cit., t. I, p. 392).

Zircon en jolies cristaux limpides et incolores à diamètre max. d'un mm. suivant l'axe vertical, dans une amphibolite altérée provenant de Chamrousse (loc. cit., t. III, p. 211). Faces (110), (100), (111) et (101) nettes.

Du clinochlore en belles lames d'un vert foncé dans les serpentines entre le Lac Robert et Chamrousse (loc. cit., t. I, p. 382).

Diallage en très grandes lames d'un jaune bronzé dans les gabbros (euphotides) du Lac Robert (massif de Belledonne), loc. cit., t. I, p. 588).

P. Termier (1893—1913).

Pour la deuxième édition des feuilles Grenoble et Vizille de la carte géologique de la France (dont la première édition est due à Ch. Lory), le substratum ancien de Belledonne a été relevé par Termier. Les feuilles ont paru resp. en 1908 et 1913. Malheureusement le connaisseur excellent des massifs cristallins externes qu'était Termier, vu ses monographies solides sur la géologie des Grandes Rousses et du massif du Pelvoux, n'a pas eu l'occasion de publier autre chose que quelques notes éparses, principalement en rapport aux questions de détail concernant le Belledonne. Ainsi faut-il distiller ses opinions sur la structure et la genèse de ce massif ancien d'articles récapitulatifs de sa part avec toutes les inexactitudes y comprises. Tout d'abord Termier insistait sur la discordance angulaire qui existe localement entre le substratum et le Houiller en Belledonne. Ce substratum consisterait en micaschistes, en cornéennes à beaucoup de quartz (déjà mentionnées par P. Lory en 1894), en gneiss plutôt basiques (souvent aussi acides et dans

ce cas, riches en alcalis, jusqu'à revêtir un faciès leptynitique), et en amphibolites, avec quelques rares bancs (très minces) de cipolins, et aussi, formant des sortes d'ilôts plus ou moins étendus qui passent latéralement aux autres types, en schistes noirâtres, luisants, fissiles et friables, à clivage plissoté ou ardoisier, ressemblant à certains schistes à graptolithes de Bretagne ou des Pyrénées. Ces schistes carburés enclavent quelquefois des bancs minces d'une poudingue à petits galets de quartzite et de micaschiste.

„Cet sensemble dont l'origine sédimentaire n'est pas douteuse, contient de nombreux amas de roches massives (*gabbros et péridotites*)..... Ces roches sont *intrusives* et non pas *volcaniques*. On ne voit pas de filons, mais seulement des amas de toute forme et de toute dimension. Il est certain que le métamorphisme des assises est en relation avec ces amas intrusifs. Les gneiss basiques, souvent dioritoïdes, et les amphibolites forment auréole autour des amas: ils alternent, dans l'auréole même, avec des gneiss acides, des cornéennes et des micaschistes et passent latéralement à des micaschistes ou à des schistes quartzeux noirs. Plus les amas intrusifs sont nombreux et importants plus s'accentuent l'aspect métamorphique des assises et leur richesse en feldspath. Tout porte à croire que le terrain fondamental de la chaîne de Belledonne a été modifié par l'intrusion de ces gabbros et de ces péridotites et qu'à cette intrusion sont dus, non seulement les gneiss basiques et les amphibolites, mais aussi les micaschistes et les gneiss riches en silice et en alcalis. Cette transformation était terminée longtemps avant l'époque stéphanienne. Dans les massifs voisins (Grandes Rousses et Pelvoux), le métamorphisme et la *gneissification* du terrain fondamental (lequel est évidemment le même que celui de Belledonne) étaient achevés avant la mise en place des massifs granitiques: et ce dernier phénomène est, lui aussi, antérieur au Stéphanien" (1901, lit. 169, pp. 898—899). A l'exception de la détermination de l'âge, cette interprétation ne diffère pas aux points de vue essentiels de celle de Ch. Lory et de L. Duparc. Quant à l'ampleur et la nature de l'alternance des amphibolites avec nos types 5, nous avons déjà montré quelque réserve lors de la description du point de vue de Ch. Lory. Des micaschistes en sont d'ailleurs absolument exclus, à moins que Termier y entende les rubans minces très riches en biotite et en quartz du type 5c [1]).

Mais nous avons plus à redire à ses interprétations de la structure: „La partie méridionale de la chaîne de Belledonne est un vaste anticlinal, une large voûte dont les flancs, souvent très raides, ne sont nullement déversés ni dans un sens ni dans l'autre. Ce n'est donc point, comme on l'a dit, un massif en éventail. Le sommet de la voûte est un grand plateau (Tabor, Larmet, Taillefer, Champrousse)", dit-il à la page 899 (loc. cit. 1901). Et un peu plus loin il dit encore: „Même dans la partie centrale de la voûte où les couches sont, dans l'ensemble, horizontales, il y a des froissements de détail parfois intenses, qui ne sont visibles que dans les assises schisteuses. Ces froissements sont antérieurs au Houiller. Ils semblent être en relation avec les phénomènes de gonflement et de striction qui ont accompagné l'intrusion des roches massives". Le Houiller reposerait

[1]) C'est d'ailleurs par lui que nous connaissons les gisements de gabbro du Mont St. Mury, du Mont Colon, du vallon de l'Arvelle, du Lac Luitel et celui de la serpentinite du Lac Achard.

d'ailleurs en pseudo-concordance sur le soubassement, de sorte que cette région serait restée assez tranquille tant avant qu'après le Stéphanien et n'aurait subi ni des plissements intenses, ni broyage ni laminage. C'est ici que Termier est en contradiction avec lui-même (cf. p. 152). La position horizontale des strates du soubassement proprement dit est assez réfutée par nos coupes I et II, du moins là où il s'agit des Lacs Robert et de Chamrousse, tandis que la discordance anté-westphalienne montre un angle net à la Grande Lauzière.

Pour les froissements et plissotements de nos types 5, à proximité du complexe éruptif, l'interprétation de Termier est en effet bien probable, mais cela ne permet pas d'attribuer sans plus à cela tous ces phénomènes, surtout ceux trouvés plus à l'extérieur dans l'enveloppe cristallophyllienne et dont l'âge anté-houiller n'est d'ailleurs pas généralement admis.

Cette année même Termier traita plus à fond la nature de la relation entre les roches massives et la cristallinité des assises du soubassement, c-à-d. la nature du métamorphisme. Aux régions restées en tranquillité tectonique comme le serait le Belledonne méridional, le rôle du dynamométamorphisme (laquelle notion Termier voulait éliminer entièrement, parce qu'il niait le pouvoir récristallisateur de la pression différentielle) aurait été négligeable. Aussi conclut-il à l'importance réduite du métamorphisme de contact à cause du manque de phénomènes d'endomorphisme et de la rareté de ceux d'exomorphisme dans les roches massives basiques et ultrabasiques et leur enveloppe à textures orientées. D'abord il attribua ces phénomènes à une mise en place des roches massives éruptives après le métamorphisme régional des terrains cristallophylliens, qui aurait donc été un recuit en profondeur sans apport plutonien. Plus tard, sous l'influence de l'hypothèse d'infiltration d'Aug. Michel—Lévy, il pensait pouvoir mieux comprendre l'allure interstratifiée des enclaves massives par une pénétration contemporaine de vapeurs juvéniles dans les sédiments arrivés en profondeur. „La transformation des sédiments, lit par lit, et la mise en place, entre leurs strates d'amas de roches massives, presque tous dépourvus de cheminées, me paraissent deux effets successifs d'une même cause: la filtration tranquille, *per ascensum*, de vapeurs au travers des assises. En général, les conditions étaient telles qu'au contact des vapeurs les assises n'avaient aucune tendance à fondre. Tout autour des colonnes filtrantes, le métamorphisme s'étalait, vaste tache d'huile, dans le plan des couches et de façon très inégale suivant la perméabilité. Mais peu à peu, au cours de leur ascension, les fluïdes devenaient moins légers et la filtration se faisait moins facile: et il se formait, ça et là, *dans l'épaisseur du filtre*, des accumulations de magmes liquides, sortes de laccolites sans cheminée, grossièrement interstratifiés, de toutes formes et dimensions, remplis eux-mêmes de roches diverses, en fusion aqueuse ou ignée suivant leur nature. Et la nature de ces roches dépendait uniquement des pertes subies, en chaque point, par la colonne filtrante", ainsi raisonnait Termier en 1901 (lit. 170, p. 966). La nature du processus effectué par ces gaz de silicates et de borates alcalins, fut décrit par lui en 1910 comme suit: „Sur le parcours de ces colonnes chaudes, la température des roches, sédimentaires ou autres qui sont en condition géosynclinale, s'exagère rapidement. Des échanges chimiques s'établissent, favorisés par cette exagération de la température et par l'abondance des dissolvants; mais cette chimie interne n'est pas livrée au hasard. La préparation de *mélanges à point de fusion minimum*, véritables mélanges eutectiques qui fondront avant tout le reste, telle est la raison

d'être des transports d'éléments dans la masse surchauffée. Les anciens éléments en excès qui gênent la production des eutectiques fuient devant la colonne filtrante; ils s'en vont ailleurs et finissent par se fixer, déplaçant à leur tour d'autres corps, tandis que leur place, à eux, est prise par les éléments juvéniles" (lit. 174, p. 593). L'apport des alcalis et de la magnésie nécessaire à transformer les sédiments normaux d'un géosynclinal en gneiss à feldspaths alcalins et en amphibolites d'une série cristallophyllienne provoquée par le métamorphisme régional, serait ainsi assuré. Ce qui reste énigmatique dans cette théorie est, selon nous, la fuite des éléments anciens, moins volatiles, devant les éléments eutectiques qui sont de par leur nature plus volatiles. Cette acrobatie physico-chimique doit s'effectuer en premier lieu par des combinaisons magnésiennes, puisque celles-ci ne peuvent être apportées en état juvénile et s'accumuleraient pourtant localement. Or, l'association des granites aux gneiss alcalins peut être attribuée au recuit en profondeur et à la refusion partielle (anataxis de Sederholm) d'une série de marnes, d'argiles et de calcaires. L'association bien plus intime de gabbro-péridotites aux amphibolites devrait cependant être née d'une série de dolomies préférablement marneuses étant, dans notre cas, d'au moins quelques centaines de mètres d'épaisseur (sic!) d'où la magnésie et le fer migraient, d'une part en haut pour transformer des calcaires et des marnes en amphibolites, d'autre part en bas pour garantir la composition péridotique; tandis que les alcalis, sans laisser trace dans les séries sous-jacentes provoqueraient au delà des amphibolites, des gneiss alcalins. Cette interprétation fut conséquemment poussée par Termier comme le prouve ses dires tels que: „là où les gneiss basiques abondent, où même simplement les amphibolites, on trouve toujours quelque lentille de gabbro ou de péridotite, plus ou moins métasomatosée" (1904, lit. 173, p. 575) ou bien: „Quand cessera l'afflux des vapeurs chaudes, quand se fermeront ‚les puits de l'abîme', le refroidissement commencera, et, longtemps après, amas et batholites cristalliseront en roches massives, en granites ou en gabbros, en diorites ou en péridotites. Chaque grande famille de roches massives correspond à un eutectique idéal, plus ou moins grossièrement réalisé" (1910, lit. 174, p. 593), ou encore: „Les gneiss basiques de Belledonne paraissent être devenus basiques sous l'empire de la cause qui a fait naître et cristalliser des gabbros dans leur sein" (1911, lit. 176, p. 666). Or, cette interprétation nous paraît d'autant plus forcée, que les amphibolites montrent eux-mêmes des phénomènes intrusifs — soient-ils souvent masqués par la troisième dimension non-affleurant — dans l'enveloppe cristallophyllienne avec ses gneiss alcalins (voir p. 67). Par sa sous-estimation du dynamométamorphisme et de l'élément mécanique dans le métamorphisme régional, Termier était enclin à appeler éruptives seules les roches à structure primitive encore reconnaissable comme massive. C'est aussi par cette restriction qu'il dépréciait beaucoup trop la part que les roches effusives et intrusives prennent dans la constitution et le métamorphisme d'une série géosynclinale. Nous pouvons mieux suivre Termier quand il faisait en 1911 un effort pour prouver la mise en place anté-houillère du complexe basique-ultrabasique en Belledonne méridional. Il paraît, il est vrai, qu'il n'a pas étudié en détail les galets du gneiss basique qu'il rencontrait au conglomérat de base du Houiller (1913, lit. 177, p. 15), mais il trouvait ce Houiller aussi en position transgressive et discordante sur les gneiss basiques (δ), quoiqu'il ne mentionne nulle part les localités de gisement. L'auréole métamorphique que Ch. Lory supposait exister entre la serpentinite et les couches triasico-liasiques du

Tabor, fut reconnue par Termier comme des mélanges mécaniques provoqués par la dislocation alpine d'une série mésozoïque active par rapport à un soubassement passif (lit. 176, p. 669).

De plus Termier démontrait dans les Grandes Rousses et en Pelvoux la présence de conglomérats interstratifiés dans le soubassement et contenant des galets de micaschistes et de gneiss, évidemment empruntés à une série plus ancienne qui n'affleure nulle part.

Au contraire de M. Bertrand qui s'imaginait le massif ancien comme constitué d'assises dévoniennes, Termier n'envisageait pas comme invraisemblable qu'elles devraient être attribuées au Carbonifère inférieur à faciès Culm (1904, lit. 173, p. 582). En 1904 (lit. 172) il donnait aussi des analyses d'assises cristallophylliennes faiblement magnésiennes, comprenant des schistes carburés, des cornes blanches feldspathiques, des cornes vertes à amphibole, dont résultent la teneur élevée en carbone (jusqu'à 2 % pond) des schistes carburés très métamorphiques ainsi que le pourcentage trop élevé d'alcalis (4—12 % pond) pour les sédiments en moyenne et sur de pareilles épaisseurs. Ces déductions lui servaient de confirmation au raisonnement: „que *le métamorphisme régional* ne va pas sans un apport d'alcalis". Or, nous pouvons très bien nous imaginer que notamment les cornéennes soient nées par un apport de magnésie et de fer à des schistes ou quartzites arkosiques ou à des roches granitiques et aplitiques en contact avec un magma basique.

Termier portait finalement aussi son attention sur les roches filoniennes et d'épanchement des Alpes françaises.

Dès 1893 (lit. 165), il apporta une tripartition chronologique dans les roches intrusives et effusives du cycle magmatique hercynien. Il y fit la distinction suivante:

1). Porphyrites du Houiller suivies par des orthophyres et plus tard aussi par des microgranulites,

2). Porphyrites permiennes (nouvelle série),

3). Mélaphyres du Keuper accompagnées de tufs et de scories volcaniques.

En 1897 (lit. 166) il appelait les nombreuses porphyrites ou lamprophyres (Camptonites de Rosenbusch) du substratum du Pelvoux un faciès filonien des mélaphyres et des diabases effusifs du Keuper. L'année d'après (lit. 167, p. 165), il joignait à cette famille éruptive les diabases du soubassement. Les microdiorites, par contre, qui sont intrusives dans le Houiller et qui montrent parfois une structure porphyrique, seraient les équivalents hypabyssiques des coulées de porphyrites à hornblende (loc. cit., p. 183). Aux yeux de Termier, toutes ces roches montraient des différents degrés de métasomatose atmosphérique s'exprimant, dans ces roches basiques, surtout par une décalcification et dont les mélaphyres du Keuper représentaient des stades fort avancés. Cette décalcification serait favorisée par le fait que ces laves auraient été exposées primitivement aux conditions lagunaires, où l'eau de mer, contenant pas mal de NaCl, jouait un rôle important. De l'eau ayant peu de Ca et beaucoup d'alcalis en solution, en effet décalcifierait d'abord complètement les roches basiques par la transformation de l'anorthite en albite et du pyroxène en chlorite et en serpentine (parfois via l'ouralite) et ne les débarrasserait qu'après des resp. Na, K et Mg. C'est ainsi que, selon Termier, les filons basiques au sein d'un complexe acide et alcalin à feldspaths fortement séricitisés, comme l'est le massif ancien

du Pelvoux, contiennent eux-mêmes un plagioclase acide et pourtant riche en soude. Ce plagioclase devrait également périr victime à la sériciti sation etc., après la décalcification complète de la roche. Comme produit final se formeront des roches riches en Si, Al et Mg, comme les chloritoschistes, tandis que les serpentinites pourraient même se produire de cette façon à partir des gabbros.

Contre cette extension sans doute ingénieuse de l'activité métasomatique de l'altération dite séculaire, nous voulons seulement opposer qu'elle n'est pourtant pas à même d'expliquer tous les phénomènes mentionnés ci-dessus. C'est que les albites des spilites liasico-triasiques montrent de belles structures ophitiques ou intersertales de microlites idiomorphes et sont pratiquement non-sériciti sées, bien qu'elles soient exposées depuis la période pleistocène à la circulation des eaux superficielles et souterraines d'une vaste région calcaire, lorsqu'elles fussent déjà fortement décalcifiées, suivant la théorie de Termier. Deuxièmement, les serpentinites se trouvent presque toujours en noyaux, au-dessous, ou au milieu des complexes basiques, de sorte que non seulement elles étaient entamées par l'érosion plus tard que ne l'étaient les roches gabbroïques dont elles seraient provenues, mais encore qu'elles seraient attaquées par l'eau superficielle assez riche en chaux et pauvre en alcalis. Alors, selon Termier, l'épidote et la zoïsite cristalliseraient s'il n'y avait plus assez d'acide carbonique en solution pour se débarrasser de la sursaturation en chaux sous forme de calcite. Il sera alors difficile d'attribuer à l'altération séculaire du pyroxène la serpentine qui se présente en plus, dans des quantités telles qu'ici.

Plus tard, Termier se distançait de la corrélation trop directe des filons discordants du soubassement avec les filons-couches du Keuper. En 1911 (lit. 175) il mentionnait notamment l'âge pré-triasique des lamprophyres alcalins (Minettes de Rosenbusch) du Taillefer et du Tabor, ainsi que d'un filon de porphyrite basique ou diabase-porphyrite (type 3e?). Il faut compter probablement ses pyroxénolites parmi les micromélad iorites riches en pyroxène (3e). Enfin nous avons critiqué plus haut, au chapitre III, l'incorporation par Termier des aphanites de Chamrousse (types 7) aux mélaphyres du Keuper.

W. Kilian (1895—1922).

Le troisième professeur de géologie à l'Université de Grenoble, Wilfrid Kilian qui a écrit avec J. Révil l'oeuvre capitale sur la géologie des Alpes françaises (1908, lit. 81), ne s'est engagé qu'en collaboration avec P. Termier dans la genèse des roches cristallines de Belledonne, de sorte que nous pouvons être bref. En premier lieu, c'est de Kilian que provient la dénomination: „zone delphino-savoisienne ou zone dauphinoise" pour la première zone alpine (zone des massifs cristallins externes) de Ch. Lory. En même temps, il concluait à une discordance entre les directions hercyniennes et alpines dans cette zone (1896, lit. 74); plus tard, il déterminait la direction moyenne de l'axe du plissement fini-hercynien à N 6° E et la direction moyenne des failles alpines à N 45° E, où les failles recoupent nettement les plis (1905/06, lit. 79, p. 139). Avec Termier il distinguait deux variétés de microdiorites (porphyres dioritiques de Ch. Lory) dans le Houiller du Briançonnais. L'une contient des phénocristaux de hornblende, l'autre des phénocristaux de labradorite. Cette dernière variété se rencontre e. a. au Col du Chardonnet (1898, lit. 75, p. 350). Dans la même année (lit. 76), il fit mention d'une pareille roche dans le Houiller du Col du

Merdaret (massif d'Allevard) et en 1917 (lit. 84, p. 119), il envisagea la possibilité que les microdiorites du Briançonnais soient issues d'un même foyer éruptif que les roches vertes des schistes lustrés. Si ces dernières roches reposent sans intervention de sédiments triasiques sur les tranches du cristallin, elles sont fortement schisteuses et leur gisement actuel s'est réalisé de façon mécanique, par étirement (1904/05, lit. 77), p. e. entre Montvernier et Pontamafrey.

Après une visite à la région du Simplon, Kilian constatait une forte ressemblance entre la zone des amphibolites d'Ivrée et la série kinzigitique des environs d'Ornavasso d'une part et les gabbros anciens et amphibolites de Belledonne et les roches à grenat de Livet et de la cascade de Baton (types 5) d'autre part (1907/08, lit. 80, p. 151). Selon lui, il y a aussi des gabbros anciens intercalés dans les amphibolites d'Ivrée. Dans leur aperçu sommaire sur les roches éruptives des Alpes françaises Kilian et Révil font encore mention d'une „syénite de la Vaudaine (commune de Livet)". Là se trouve aussi un schéma chronologique concernant les mises en place des différentes roches éruptives. Les gabbros et les euphotides de Belledonne, ainsi que les diorites de Séchilienne y sont attribués sans de plus amples argumentations aux terrains anté-houillers ou roches anciennes; les kersantites, les orthophyres et les microgranulites basiques y sont remontés au Houiller supérieur; les basaltes, les mélaphyres et les spilites dateraient en fin de compte du Trias et du Lias (1917/18, lit. 84, pp. 116, 117). Cet article se termine par une citation de Termier, disant que la série éruptive anté-triasique (hercynienne) a été suivie d'émissions siliceuses hydrothermales auxquelles ce savant attribue en partie la genèse des Quartzites werféniens.

P. Lory (1889—1944).

Sans vouloir faire tort à M. P. Lory de ses grands mérites pour la stratigraphie et la tectonique de la chaîne de Belledonne, il faut nous borner ici en vue de l'espace, à une récapitulation sommaire de tout ce qui a été plus amplement expliqué dans les chapitres IV et III en faisant ressortir notamment ce que M. Lory y expose sur la structure du soubassement cristallin.

A part la découverte de cornéennes (1894/95, lit. 102), il s'en est remis à Termier et à d'autres de la pétrographie du cristallin. Tout comme Termier, d'ailleurs, il est d'opinion que la structure en bombement anticlinal du Belledonne méridional indique le manque de paroxysmes tectoniques aux temps anté-houillers. Il tient l'âge des assises, en tant qu'elles contiennent des gabbros, pour pré-cambrien et pour autant qu'elles contiennent des schistes carburés et des minettes interstratifiées, pour nettement postérieur. Près Saint-Barthélémy de Séchilienne celles-ci révèlent une structure synclinale d'âge post-houiller (1924, lit. 117, p. 69). En effet, il défendait l'intensité, déjà avancée par son père, de ce qu'il nomme la tectonique hercynienne (i. e. tectonique post-houillère et pré-triasique). Il tira cette conclusion de sa connaissance de nombre de synclinaux houillers arrangés en deux zones longitudonales serrées et pincées dans le soubassement, qui sont recouverts le plus souvent en discordance angulaire par du Trias ou du Lias. Cette „discordance hercynienne" est par endroits réduite par le plissement alpin à une concordance mécanique. Cela est d'autant plus le cas là où la zone radicale des Collines Liasiques (l'équivalent des nappes helvétiques), coïncide avec une des zones de synclinaux houillers.

Or, la région radicale alpine coïncide, selon M. Lory, avec la cicatrice qui indique l'endroit où la chaîne interne ou principale (prolongement du massif du Mont-Blanc) fut chevauchée sur la chaîne externe (prolongement des Aiguilles Rouges). Les strates plus résistantes du cristallin en furent fracturées et laminées, tandis que les schistes sériciteux plus plastiques éprouvaient des froissements en plis écaillés et furent impliqués dans le Mésozoïque (1944, lit. 122, p. 188). Dans la zone axiale du massif ancien l'orogénèse alpine s'est limitée à une mylonitisation locale; mais dans la zone limitrophe des chaînes internes et externes la structure fini-hercynienne n'est guère plus reconnaissable. Les sédiments mésozoïques y sont parfois aussi dynamométamorphosés („schistes satinés du Lias"). Nous voulons seulement signaler ici que dans les failles et les fentes du soubassement basique il y a des lames ou des filonnets de quartz-dolomite, montrant les caractères d'une paragénèse de minéraux remplissant des fentes (voir type 9g) et qui ne doivent pas être confondus avec la dolomie de base récristallisée du Trias, surtout si le Mésozoïque sus-jacent ne semble pas justifier une telle dislocation.

La direction tectonique N — S s'exprime, selon M. Lory, dans une surélévation des crêtes. A côté de plis longitudinaux dirigés NE — SW se présentent aussi des plis transversaux dirigés E — W dans les couches mésozoïques (1901, lit. 107, p. 182—183).

C. M. Bunge (1930).

Cet auteur a étudié la zone synclinale de Cevins en Tarentaise (Savoie). Il constatait ici en concordance avec le Stéphanien pincé, des roches dites schistes verts et noirs, faisant place parfois à une discordance avec conglomérat au-dessous de laquelle suivent des schistes gris localement feldspathisés. Ces schistes gris ressemblent beaucoup aux ardoises du Houiller et pourraient représenter, selon Kilian et Bunge, le Dinantien. Les schistes noirs se rapportent sensiblement aux schistes carburés. Or, ceux-là sont postérieurs aux schistes gris et probablement antérieurs au Stéphanien. Le granite du soubassement aurait non seulement feldspathisé les schistes gris, mais serait aussi responsable des aplites qui s'y présentent interstratifiées.

Les grands cristaux de feldspath des schistes feldspathisés ne seraient pratiquement pas, tandis que ceux des grès houillers sont fortement séricitisés et que les micaschistes montrent même des récristallisations totales.

Cela n'indiquerait non seulement des mouvements hercyniens intensifs, mais encore une mise en place du granite qui date de l'époque post- ou fini-hercynienne. Les mouvements alpins auraient cicatrisé, il est vrai, le soubassement — dans le sens de M. Lory —, mais l'influence du dynamométamorphisme alpin était, selon Bunge, limité et cela principalement aux sédiments mésozoïques conservés sous forme d'une zone radicale.

H. F. Huttenlocher (1934).

Dans le cadre d'un examen systématique des gîtes métallifères des Alpes occidentales, M. Huttenlocher s'occupait e. a. de la nature et de la genèse des filons minéralisateurs de quartz du soubassement cristallin de la chaîne de Belledonne (lit. 70). Ceux-ci appartiendraient à la première des 4 zones à paragénèses de minerai prédestinées par les accidents tectoniques et magmatiques qu'il estimait pouvoir distinguer dans les Alpes occidentales. C'est la zone dite „zone externe hydrothermale sulfurique et carbonatée", qui fréquente les massifs cristallins autochtones et le front pennique

avoisinant. Les gîtes métallifères se présentent ici le long des fentes de tension radiales dans une structure principalement écailleuse. Il faut classer nos filons du type 8 dans le groupe non-métamorphique A. Des filons de quartz à pyrite, chalcopyrite et panabase sont très répandus dans les schistes cristallins. Parfois ils traversent le grès d'Allevard et les cargneules jusqu'en Lias. Ils seraient liés aux spilites triasico-liasiques ou aux percées de mélaphyres „permiens" (e. a. à Montvernier!) à travers le granite. Dans le premier cas, leur pendage est raide et leur direction le plus souvent N — S (Chalanches), dans le deuxième cas ils sont plutôt inclinés et dirigés sensiblement N 25 — 30° E (massif de Rocheray). Des nids et des niveaux de substitution se présentent aux sédiments sus-jacents avec ou sans clivage. Dans le même rapport géologique peut se présenter aussi une forte propylitisation. La plupart des filons non-métamorphiques sont estimés par M. Huttenlocher comme étant post-tectoniques et notamment d'âge fini-alpin. Leur mise en place aurait été effectuée par la poussée exercée par le front pennique sur les massifs cristallins externes.

Les associations de minéraux hypothermaux à Ag et Cu et de tourmaline se trouvent presque toujours au côté interne de cette zone. Les solutions ne seraient souvent pas d'origine éruptive mais anatexique ou latéral-secrétionnaire, et pour ce procédé la pression hydrostatique des chaînes aurait fourni l'énergie nécessaire. M. Huttenlocher empruntait ses matériaux de documentation pour la chaîne de Belledonne surtout à l'oeuvre capitale de M. L. Moret (1925, lit. 126) sur les ressources minérales de la Savoie, dans laquelle on ne trouve guère de conclusions génétiques.

Cependant, il faut remarquer que notre filon minéralisateur de quartz de Casserousse est un bel exemple d'une telle paragénèse dirigée N — S, quasi-verticale, à auréole de métamorphisme périphérique, indubitablement magmatogène et probablement lié au granite fini-hercynien, qui est d'âge pré-triasique supérieur et qui a subi l'influence de la tectonique alpine.

G. et B. Choubert (1933—1935).

De ces deux auteurs, c'est surtout le premier qui a étudié d'une manière moderne la pétrographie du massif du Tabor (Isère). Comme nous l'avons vu, une comparaison de cette étude avec le massif de Chamrousse et des Lacs Robert, est très instructive, parce que nous rencontrons là dans la même formation géologique des roches ayant presqu'exactement la même composition et structure.

Tout d'abord il distinguait des serpentinites vertes à structure maillée et des serpentinites noires à structure fibreuse qui, respectivement sont équivalentes à nos serpentinites à plusieurs spinellides et à nos serpentinites à diallage-bastite. Selon M. Choubert, les passages graduels qu'il observait entre ces structures, sont dus à un remplacement de la structure maillée par la structure fibreuse, où les mailles furent aplaties et les grands cristaux de magnétite se dissolvaient ou bien en serpentine ferrifère, ou en grains de magnétite dispersifs. La bastite pseudomorphoserait aussi des hornblendes quoique celles-ci sont plus résistantes à la serpentinisation que les pyroxènes. La chromite en serait le seul élément primitif resté inéprouvé.

Or, nous venons d'expliquer pour les serpentinites des Lacs Robert que ces différences en structure reposent sur une différence en composition minéralogique de la roche ultrabasique primitive. D'ailleurs, il se trouve que la magnétite n'y constitue pas un élément essentiel des spinellides de la première génération. Celle-ci est formée par des chromites relativement

pauvres en fer qui sont épigénisées plus tard par de la magnétite. D'autre part, nous sommes tout à fait d'accord avec l'opinion que le talc est formé au détriment de la serpentine sous l'influence de mouvements différentiels postérieurs. M. Choubert qui considère la serpentinite fibreuse, pauvre en talc, comme un produit de dynamométamorphisme de la serpentinite maillée, n'osait pas tirer cette conclusion dans toute son étendue. Quant à la hornblende brune, il n'en mentionne pas de caractères plus détaillés que fit Duparc, avec qui il est parfaitement d'accord sur son caractère secondaire, ouralitique. Nous avons déjà opposé à cette conclusion des arguments structuraux, minéralogiques et chimiques sur lesquels nous nous proposons de revenir ultérieurement (cf. p. 169). Ce raisonnement conduisait M. Choubert à attribuer la récristallisation de la hornblende brune en actinote d'un vert émeraude à une phase métamorphique spéciale et postérieure à celle qui provoquait l'ouralitisation. Nous voulons paralléliser ces deux derniers accidents pour les Lacs Robert sous l'empire de la poussée latérale en profondeur et sous la devise ancienne: ouralite = smaragdite = actinote en croyant la barkévikite d'origine primaire. Ainsi M. Choubert appelle-t-il ses amphibolites non-feldspathiques les représentants granoblastiques des diallagites ouralitisées. Ce sont les équivalents de nos schistes à actinote (type 2a) où nous voyons tantôt des hornblendites récristallisées, tantôt des diallagites ouralitisées. M. Choubert connaissait aussi des lamelles de bastite dans le diallage qu'il attribuait à une implication primitive de pyroxène orthorhombique.

L'intercomplication des pyroxènes aux Lacs Robert reste toutefois limitée à celle du diopside dans le diallage (voir le type 3a, p. 50 et Pl. III, fig. 3, 4) et cela d'une façon qui ressemble beaucoup aux associations de la hornblende brune au diallage. Les contacts des gabbros et des amphibolites feldspathiques d'une part avec les amphibolites non-feldspathiques, les diallagites et serpentinites d'autre part se caractérisent, selon M. Choubert, par une forte transformation du plagioclase (jusqu'à l'état méconnaissable) en chlorite, zoïsite, préhnite et séricite. L'amphibole y est parfois remplacée par l'anthophyllite. L'examen optique et thermique lui révélait comme chlorites une prochlorite ferromagnésienne ou ripidolite et un clinochlore magnésien. Il décrivit aussi des remplissages de fente constitués de préhnite, albite, quartz, épidote, zoïsite, (d'où la préhnite envahit la roche encaissante) interrompus par des mouvements et des glissements. L'ilménite contiendrait souvent, à proximité de l'amphibole, des noyaux de rutile ou des bordures de leucoxène, parfois allongés parallèlement aux bandes d'amphibole. La schillérisation et les bordures plus claires de la hornblende brune indiqueraient sa pseudomorphose d'un cristal de diallage (1933, lit. 31).

Quant à la tectonique (voir aussi 1933, lit. 30) MM. Choubert partagent l'opinion de Termier, que l'enveloppe cristallophyllienne n'aurait subi que des plissotements de moindre importance. Seulement, ils reconnaissent le massif basique comme disloqué en multiples fragments de dimensions variables, séparés par des zones d'écrasement et de laminage, soulignant leur jeu respectif. „Des lambeaux de serpentine et de dolomie triasique, accompagnés de filons discontinus de minette, sont fréquemment pincés entre les fragments; et les filons de minette qui correspondaient à des surfaces de moindre résistance, semblent avoir, dans beaucoup de cas, favorisé les dislocations". En concordance avec le raisonnement de Termier se trouve aussi leur opinion que la „condition lithologique du Trias pincé est fort différente de celle du Trias de la couverture décollée du Sériou".

Or, M. G. Choubert réussit à constater que la tectonique cassante était partiellement d'âge pré-triasique. Elle serait peut-être hercynienne, mais aurait probablement rejoué à l'époque alpine (1934/35, lit. 32, p. 63). Il nous faut cependant considérer que la couverture mésozoïque qui n'a été qu'à une mesure subordonnée disloquée par la faille du soubassement, *n'est pas autochtone* suivant ces auteurs eux-mêmes et ne pourrait alors être arrivée à son gîte actuel qu'au paroxysme des mouvements alpins. Aussi sa conclusion de la découverte de lambeaux pincés de Trias, non-accompagnés de serpentine, qu'antérieurement au dépôt du Trias, la serpentine ne formait plus une masse unique, mais existait déjà en affleurements isolés, nous paraît à tout le moins téméraire, si tant est qu'il veut dire que le massif serpentineux est morcelé par les mouvements pré-triasiques.

M. Choubert finit par donner le schéma suivant des activités magmatiques, tectoniques et métamorphiques en Tabor (1934/35, lit. 32, p. 116—118):

Intrusion du magma basique et différenciation du massif péridotique (dunite et autres roches mélanocrates).

Phase d'écrasement intense.

Epoque de méso-métamorphisme anté-hercynienne:

a) stade caractérisé par l'ouralitisation des diallages; écrasement partiel;

b) stade de récristallisation de la hornblende, injection des aplites et écrasement partiel;

c) récristallisations finales (en particulier des filons aplitiques).

Epoque d'épi-métamorphisme anté-alpine
(Serpentinisation finale, récristallisation de l'antigorite? Formation de la séricite, de l'albite, de la chlorite, de la préhnite, de la zoïsite etc.).

Phase tectonique hercynienne
(Pli de fond du soubassement, morcellement du massif gabbro-amphibolique).

Mouvements alpins
(Chevauchement de la zone interne sur la zone externe, décollement de la couverture sédimentaire et du massif serpentineux. Pincement des lambeaux de serpentine et de calcaire triasique entre les écailles du complexe basique. Rupture des paragénèses de l'époque d'épi-métamorphisme).

Le gisement interstratifié des aplites au sein des amphibolites (dont la genèse ultérieure fut attribuée par M. Choubert au stade b du méso-métamorphisme) le poussait à la supposition que leur injection n'avait eu lieu qu'après que les textures orientées des amphibolites s'étaient constituées. Pour expliquer de pareilles récristallisations dans les aplites, il se voyait obligé d'admettre encore un troisième stade de méso-métamorphisme. Si l'on admet cependant une intrusion, différenciation et consolidation syntectoniques du magma basique, la piézocristallisation et le protoclase en collaboration avec le pressurage en place de fusions aplitiques résiduelles sortant de gabbros et de diorites partiellement cristallisés, peuvent expliquer toutes ces structures et textures sans qu'on doive recourir à une succession d'intrusions, de refroidissements et de périodes méso-métamorphiques tellement compliquée.

M. Choubert imputait la serpentinisation, qui est nettement postérieure à tous ces phénomènes, à une phase d'épi-métamorphisme anté-alpine, mais

ne pouvait pas fixer son âge par rapport à l'orogénèse hercynienne. Dans son hypothèse il n'y avait forcément, à cette époque, plus de place pour des activités hydromagmatiques ou autohydrothermales. Que, finalement, les paragénèses remplissant des fentes, montrent quelquefois encore des traces de mouvements postérieurs, n'est en principe pas contraire à leur formation alpine, comme on s'accorde assez généralement à croire après les recherches systématiques effectuées e. a. par MM. Niggli, Koenigsberger et Parker dans les Alpes suisses (cf. lit. 137). D'ailleurs, M. Choubert n'a pratiquement pas traité les structures mylonitiques. Tout cela a fait que cet auteur considère l'intrusion, la différenciation, et la consolidation du magma basique une affaire qui prend beaucoup de temps et qui, de plus, aurait dû être terminée en majeure partie avant le commencement de l'époque hercynienne. Si les phases méso-métamorphiques sont causées par le plissement calédonien, comme il paraît résulter de son schéma, l'intrusion aurait dû être même anté-calédonienne.

R. Perrin et M. Roubault (1940—1946).

Ces dernières années on constate un renouveau des hypothèses anti-éruptives et en quelque sorte aussi des hypothèses anti-contact- et anti-dynamométamorphiques concernant la genèse des roches cristallines dans toute la force du terme. Le métamorphisme profond et sélectif de Termier maintenant débarrassé de ses colonnes filtrantes juvéniles, mais au contraire, se servant de diffusions ou de réactions, souvent à double sens, entre les minéraux à l'état solide (comme celles-ci ont été constatées par plusieurs procédés métallurgiques), favorisées par un écrasement mécanique des cristaux et parfois suivi d'une fusion qui peut même être totale, est considéré d'être à même, par nombre d'auteurs, de faire naître les roches cristallines les plus diverses — et cela aussi bien quant à la composition qu'à la structure et la texture — d'une série arbitraire de schistes cristallins et de sédiments. Le dynamométamorphisme et le métamorphisme de contact ne seraient, eux-mêmes, que susceptibles de provoquer des processus métasomatiques ne dépassant pas un caractère local de la zone épi. Nous sommes d'accord avec cette restriction de l'influence de la friction et du broyage au métamorphisme, mais, dès qu'on fera dépasser la métasomatose dans l'état solide bien au delà des limites des roches, on entrera en effet dans le terrain des possibilités illimitées. Ce sont e. a. MM. R. Perrin et M. Roubault qui propagent cette opinion pour les Alpes françaises et notamment pour les chaînes du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges et de Belledonne. La forte ressemblance que montrent certains sédiments mésozoïques et houillers (comme les quartzites triasiques, les bésimaudites permiennes et les grès du Houiller) avec le cristallin sous-jacent en concordance souvent mécanique, ainsi que les passages graduels qui parfois existent entre ces roches, leur donnaient lieu d'y voir une seule série de métamorphisme profond post-triasique. Or, certaines roches élastiques ou compactes, comme les schistes argileux et les quartzites constitueraient sans être fortement écrasées, une barrière pour l'échange d'éléments par diffusion ou par réaction à l'état solide. La propagation latérale de cet échange: „lit par lit et en tache d'huile", rendait possible d'attribuer, sur les traces de Termier, la formation de roches cristallines sus-jacentes à la même phase de métamorphisme profond.

Néanmoins, le niveau de quartzites à la base du Trias aurait constitué un vrai „front" pour le métamorphisme régional déjà en déclin à ces niveaux-ci. Ainsi qualifions-nous de très téméraire l'effort d'attribuer le spilite

de Montvernier qui repose immédiatement sur cette barrière frontale de quartzites et qui est recouvert d'une dolomie récristallisée, silicificée, albitisée et pyritisée exclusivement à proximité du spilite, au métamorphisme régional d'un niveau de dolomie quartzeuse (1941, lit. 143). Pour la spilitisation d'une telle dolomie, il faut cependant un apport considérable d'Al et d'alcalis. Il est vrai, MM. Perrin et Roubault laissent ouvert en principe la possibilité que cette association soit née par une „métasomatose régionale" entre un spilite épanché et une dolomie descendus dans l'ecorce terrestre, mais tous leurs arguments plaident contre l'origine éruptive du spilite et en faveur du métamorphisme régional de la dolomie. Ainsi la question si la roche primitive était en effet une dolomie quartzeuse — et préférablement marneuse! — décide-t-elle de leur façon de voir. La valeur de leur argumentation est donc sensiblement affaiblie par le fait qu'ils avouent franchement, de ne pas avoir examiné à fond ni les inclusions de carbonate dans le spilite, ni la „dolomie" sus-jacente en ce qui concerne la présence de dolomite ou de dialogite. Or, W. Kilian qui découvrit ce gisement, parla de „mélaphyre (ou spilite) supportant des dolomies cargneulisantes" (1904/05, lit. 77), tandis que les auteurs eux-mêmes citent l'opinion de MM. Gignoux et Moret, notamment, qu'il s'agit ici d'une couverture de „calcaires dolomitiques en petites plaquettes blanchâtres" (1931, lit. 53, p. 60). Tout indique donc ici la présence de cargneule (tuffoïde) et avec notre expérience modeste des dolomies et des cargneules de Chamrousse à l'esprit nous sommes pour le moment enclins à évaluer très inférieurement sa teneur en magnésie. Pour la spilitisation de cette roche il aurait donc dû y avoir en plus un apport de magnésie et une décalcification dans celle-ci. Avec tout cela, il doit avoir eu lieu au-dessus de la barrière du quartzite, un échange horizontal très intensif qui, en sens vertical a seulement couvert quelques mètres et s'est arrêté brusquement à un niveau calcaire! On a bien constaté des zones de transition microscopiques entre la „dolomie" et le spilite, mais nous nous demandons entre quelles roches les délimitations, si précises qu'elles soient à l'oeil nu, se présentent encore nettement au microscope? D'ailleurs, ces passages s'expliquent très bien par l'endo- et l'exomorphisme du spilite et cette explication exige beaucoup moins d'acrobatie physico-chimique dont le métamorphisme régional susmentionné paraissait avoir besoin. C'est que, contrairement au basalte, le spilite contient une albite pure comme plagioclase, parfois à côté de beaucoup de quartz et de minerai. Les alcalis, le silice et le fer présents ici, ne constituent que des éléments très subordonnés des calcaires (dolomitiques) normaux et par conséquent, peuvent être échangés contre le surplus en chaux que ceux-ci contiennent. Ainsi peut-il arriver que des veinules de calcite sorties du calcaire, envahissent le spilite et qu'elles sont donc en apparence, découpées par la limite entre calcaire et spilite. Et tout autant, il se peut que cette calcite soit inclue sous forme de petits rhomboèdres dans le quartz, comme nous le connaissons aussi de notre type 8 (quoique sur une échelle beaucoup plus petite).

Or, nous avons démontré pour les spilites de la Balme et du Tabor que tout le carbonate inclu est en effet de la calcite, que la roche encaissante est pauvre en Mg et que le plagioclase est une albite pratiquement pure (voir chapitre III, p. 130). Que ces spilites ne soient pas toujours de roches d'épanchement, est confirmé par leurs phénomènes de contact avec le toit, mais nous ne pouvons pas suivre MM. Perrin et Roubault dans leurs argumentations contre une origine intrusive de ces roches, surtout quand

ils s'appuient abusivement sur le manque de cheminées, notamment décrites par M. P. Lory dès 1909/10 (lit. 114) sous forme de filons discordants (dykes) dans le Lias de Beaufin.

Même là où la discordance hercynienne angulaire est évidente, ils nient l'existence d'un plissement pré-triasique et attribuent toutes les récristallisations au métamorphisme régional et au dynamométamorphisme post-triasiques se poursuivant sans coupure dans le temps, favorisés ou même provoqués par une poussée orogénique dont l'intensité et la direction étaient extrêmement variables. Enfin, surpassent-ils les bornes en prétendant qu'il n'est pas possible qu'il y ait d'orogénèse sans les forces provoquées par l'augmentation du volume, qui serait causée par le métamorphisme régional (1946, lit. 147, p. 559) où plus de matière est apportée à certaines formations qu' éliminée. Que, par conséquent, d'autres formations doivent également se rétrécir, ne semble pas être un obstacle pour cette source d'énergie, celle-ci pouvant se servir de tout temps de la quantité désirée d'un élément quelconque de la lithosphère, si grande que soit la distance à franchir, et qui peut faire disparaître ses éléments superflus de la même façon mystérieuse souvent sans laisser de trace dans les roches encaissantes.

MM. Deicha, Fallot, Gignoux, Lugeon et Roch ont soulevé déjà maintes argumentions valables contre cette formule magique. Le Houiller et le Mésozoïque pincés ne peuvent pas en effet être souvent distingués du massif cristallin ancien à bases purement pétrographiques, mais seulement à bases géologiques, vu que le polymétamorphisme du soubassement a donné lieu en certains cas à environ les mêmes paragénèses minéralogiques que la diagénèse et le dynamométamorphisme ont provoquées dans la couverture sédimentaire. A notre avis, il y a un seul argument qui emportera toujours la balance en faveur de la présence d'une phase de métamorphisme anté-houiller et c'est le conglomérat de base du Houiller contenant des galets à textures arbitrairement orientées, évidemment empruntés aux séries de schistes cristallins sous-jacentes, dans un ciment qui montre une orientation parallèle à la schistosité des sédiments sus-jacents (voir chapitre III, p. 133). En vue de ces constatations la négation de la notion classique de la discordance est devenue inadmissible sans même parler de l'effort d'en vouloir faire une preuve pour le défaut de cette discordance (1941, lit. 144).

Nous avons décrit aussi des fragments arbitrairement orientés trouvés dans la poudingue-brèche basale du Trias de Chamrousse, évidemment sans du ciment schisteux, qui est constitué ici principalement de carbonate et de quartz. Nous relevons cela préalablement comme argument contre une hypothèse éventuelle que ce conglomérat représenterait ensemble avec les aphanites sous-jacentes du type 7 des stades dans la chromitisation, la chloritisation, l'hématitisation, l'albitisation et la tourmalinisation du calcaire triasique par la métasomatose régionale.

P. Bellair (1946—1947).

Ces dix dernières années M. P. Bellair a repris l'étude détaillée du massif des Ecrins-Pelvoux dont il a publié les résultats dans une dizaine de publications préliminaires.

Une de ses découvertes qui est de la plus grande importance pour les massifs centraux dauphinois, est la présence de deux granites d'un âge nettement différent. Le plus ancien aurait le même âge des gneiss du soubassement et montre avec ceux-ci des passages graduels qui doivent être expliqués, selon M. Bellair, par refusion partielle (anatexis). Ce complexe a été injecté

et exomorphosé — du moins par endroits — par un granite de composition divergente qui est nettement intrusif et donc postérieur aux gneiss et aux granites anciens (1946, lit. 10). L'existence du gneiss conglomératique à galets d'une série de gneiss plus ancienne, déjà signalée par Termier, a été confirmée par M. Bellair, qui suggère que les galets proviennent d'une série antérieure à la granitisation et que la série postérieure a fourni le granite ancien. Pourtant M. Bellair admet-il aussi des mouvements pendant l'intrusion du magma granitique (1943, lit. 9; 1942, lit. 8). Les fronts de migmatisation et d'injection pourraient par cela montrer une forte ressemblance superficielle, abstraction faite du fait qu'ils peuvent être superposés. Suivant M. Bellair les failles dirigées E — W sont principalement d'âge anté-alpin, les failles dirigées N — S ont souvent rejoué à l'époque alpine et les failles dirigées N E — S W sont peut-être purement alpines. Les chevauchements hercyniens auraient été plus importants que les alpins. Il a même constaté souvent dans les synclinaux pincés alpins une discordance angulaire entre le Trias et le cristallin. M. Bellair appelait les porphyrites, les lamprophyres et les diabases de Termier des kersantites et des spessartites. Le magma primitif de ces roches serait monzonitique et le granite postérieur du Pelvoux pourrait très bien être la scorie silico-alcaline d'un magma plus basique. Si le granite serait d'âge houiller ou permien, les lamprophyres seraient encore postérieurs et leur mise en place s'approcherait tout de même de celle des spilites ou mélaphyres liasico-triasiques. Quant à cette dernière série, M. Bellair niait déjà l'hypothèse de leur naissance des basaltes par décalcification au sens de Termier. Il est vrai, la composition minéralogique virtuelle contient parfois quelque corindon, mais la richesse en alcalis est souvent de telle sorte que l'Al peut être usé complètement pour la formation d'un plagioclase, qui n'est pas plus basique qu'une andésine acide. C'est cette propriété combinée avec une sous-saturation en SiO_2 qui lui suggérait le nom d'andésite à olivine de composition théralitique (téphrite ou basanite). Elles sont le plus souvent très riches en soude et représenteraient le terme final d'un enrichissement graduel en soude du magma hercynien. Des variétés K-phonolitiques furent nées par la concentration locale de potasse.

Or, cette tendance sodique ne tient pas debout pour le magma basique anté-westphalien en Belledonne comme nous venons de le voir au Chapitre II. Par contre la richesse relative en manganèse constatée par M. Bellair dans toutes les roches cristallines du Pelvoux jusqu'aux mélaphyres du Trias se trouve en concordance avec celle de nos roches basiques anciennes. Une seule mélaphyre contenait même 1,1 % pond. de MnO. Tout comme le Na, le Mn migrerait très facilement. Des minerais manganifères font cependant défaut. Le dynamométamorphisme et la désagrégation chimique auraient parfois donné lieu à la formation de quelque calcite, parfois à une légère décalcification, à proportion de la quantité disponible en CO_2. L'escorte de ces roches — reconnues par M. Vuagnat en 1947 comme des spilites au sens nouveau (lit. 182) — par des cinérites, mena M. Bellair à confirmer leur nature effusive acceptée généralement depuis Termier.

Pour le spilite de la Balme de Recoin les phénomènes de contact avec le toit calcaire, constatés par nous, rendent impossible une nature purement effusive. Il ne pourrait être question ici tout au plus que d'un filon-couche sub-effusif et alors faut-il considérer sa mise en place comme pratiquement post-triasique. La montée du magma „du type hawaien" a eu lieu, suivant M. Bellair, par des failles profondes qui doivent donc être d'âge pré-triasique ou tout au plus triasique (1947, lit. 14).

B. La conception de l'auteur.

Pour en venir maintenant à nos propres conclusions, il nous faut résumer et interpréter tout d'abord la succession de la cristallisation et des accidents des minéraux et des roches, d'après leur description détaillée au chapitre I, du moins en ce qui concerne le complexe (ultra-)basique, son cortège, son auréole et ses enclaves. Quoique nous ayons anticipé plus d'une fois dans ce qui précède sur certains aspects de notre conception, il peut être utile en faveur d'une meilleure compréhension des paragraphes suivants de poser d'abord dans une seule phrase l'essence de la genèse telle qu'elle doit être conçue à notre avis. Nous supposons donc que le complexe (ultra-) basique des Lacs Robert est un complexe éruptif qui, en majeure partie, fut mis en place pendant les phases de mouvement tectonique anté-houillères dans une série principalement sédimentaire, d'allure géosynclinale possédant déjà une structure cristalline et une texture orientée. Ce complexe éruptif montre en plus d'une auréole de contact, plusieurs stades de métamorphisme, qui eurent lieu en général à une température s'abaissant graduellement et cela surtout à l'origine dans une condition semi-fluïde. Des mouvements s'effectuant pendant la consolidation du magma s'exprimaient e. a. en diverses structures protoclastiques dans le sens lui accordé par Brögger. Si des récristallisations s'y présentent, celles-ci appartiennent toujours aux zones cata et méso de Grubenmann. Des récristallisations appartenant à la zone épi (avec ou sans phénomènes cataclastiques) ne se produisaient que plus tard en soulignant la diaphtorèse dans le sens de Becke, à laquelle fut exposé le complexe éruptif.

1. *La succession et les accidents des minéraux.*

Ce qui nous intéresse en premier lieu c'est l'histoire des minéraux du complexe (ultra-)basique et de ses enclaves de matériel plus acide, encore qu'il soit possible que ceux-ci aient une autre origine, comme les types 7 et 8. Enfin nous mentionnerons de l'enveloppe cristallophyllienne seulement quelques faits portant sur l'auréole exomorphique du complexe basique.

Chromites. (bérésofite, chromepicotite), type 1a p.p.

Des cassures et des fissures remplies de serpentine, sont probablement nées pendant la 1ère phase protoclastique et évasées peut-être par résorption. La magnétite l'enveloppe le plus souvent ou bien elle forme des lamelles suivant de préférence les faces de l'octaèdre de la chromite. Dans une seule et même serpentinite se présentent des cristaux de chromite presque complètement magnétitisés à côté de ceux qui sont à peu près exempts de magnétite. Or, la teneur en fer de la chromite en question ne diffère pas considérablement dans un seul échantillon, son système de diffraction n'étant jamais élargi ou redoublé. Il ne peut donc pas être question de liquation de la chromite — n'étant par soi-même d'ailleurs pas riche en fer — en magnétite et en chromite exempte de fer. De plus nous avons vu (chap. III, p. 134) que la chromite était déjà là avant le dépôt du Westphalien supérieur, lorsqu'il n'y avait encore aucune trace de magnétite et peut-être non plus de serpentine dans ces roches ultrabasiques.

Tout indique que la formation de la magnétite fut effectuée pendant ou après le dépôt du Westphalien supérieur et avant celui du Trias supérieur (voir chap. III, p. 122) par des solutions circulantes d'une température assez basse, solutions empruntant peut-être leur teneur en fer

à la substitution de l'antigorite à l'olivine ferrifère. Ce sont les plus petits grains de magnétite accompagnant les mailles de serpentine qui confirment cette idée. Il est vrai que ces solutions aqueuses étaient chaudes (autrement elles n'auraient pas été capables de faire cristalliser de l'antigorite β), pourtant pas si chaudes que la chromite ne reste stable à leur contact. La formation d'une cuirasse de magnétite préservait ces derniers reliquats de la zone cata dans cette variété du type 1a contre la décomposition entière et les rendait métastables (voir fig. 4, A et B). L'idiomorphisme souvent mieux conservé que montre la chromite dans les galets du conglomérat de base du Houiller, autorise la présomption qu'elle appartenait aux premiers produits de cristallisation d'un magma basique. Déjà dans leur état primitif la composition des chromites différait relativement en ce qui concerne leurs teneurs en Cr et en Al ($a = 8{,}16—8{,}27$).

Olivine. On n'a pu constater nulle part avec certitude la présence de ce minéral, mais celle-ci est bien suggérée par la nature et la forme des associations de serpentine, talc, magnétite et matière isotrope dans les serpentinites à structure maillée et à plusieurs spinellides du type 1a (voir Pl. I, fig. 1).

Diallage. Celui-ci montre une tendance à l'orientation parallèle (types 1b, 3a). Souvent il est tordu, parfois écrasé (principalement suivant les lames de clivage ou aux bords) et bien des fois corrodé (première phase protoclastique: sans transformation). Son association intime avec un diopside de la même composition (il lui manque seulement de clivage caractéristique du diallage — voir type 3a et Pl. III, fig. 3 et 4) rend admissible que ce pyroxène est cristallisé à l'origine sous l'influence de la poussée latérale sous forme de diallage (peut-être avec le clivage selon (100) orienté perpendiculairement à la direction de la poussée), où la limite d'élasticité des cristaux a été parfois dépassée. Lorsqu'après cela la poussée diminuait, le diopside ou la hornblende barkévikitique cristallisait — au fur et à mesure de la composition de la fusion résiduelle — quelquefois encore en orientation parallèle, suivant (010), avec le diallage et cela surtout quand les espaces nés par plastèse, clastèse et résorption dans le diallage furent remplis par ces minéraux qui ont alors l'air de former des inclusions remplaçant les lames de clivage du diallage.

Duparc et Hornung ont décrit ce phénomène pour autant qu'il concerne l'association de pyroxène et de hornblende, d'abord de l'Oural et plus tard également des Lacs Robert et aussi l'attribuaient-ils à l'ouralitisation (lit. 66 et 44). En faisant cela ils pensaient au fait que le pyroxène devint instable, à sa métasomatose et à sa pseudomorphose sous l'influence de venues postérieures d'une fusion aplitique plus riche en alcalis, en aluminium, en fer et en agents minéralisateurs ayant une température moins élevée. Eux aussi admettent qu'une partie de cette hornblende est d'origine primaire et ainsi ils donnaient à la notion „ouralite" une signification bien plus large que celle de la hornblende métamorphique due à une poussée latérale en profondeur que Rose, Becke et d'autres lui attribuaient dès le temps de sa découverte (cf. lit. 4, p. 328) sans parler encore du fait qu'il soit, comme aux Lacs Robert, plutôt question d'une jonction primaire (aussi avec du diopside) que de métasomatose et de pseudomorphose.

Par contre, la smaragditisation est bien une pseudomorphose (parfois sous forme d'agrégat), donc plutôt une ouralitisation dans le sens que Becke lui accorde. Cette ouralitisation smaragditique concerne aussi bien le diallage

que le diopside et bien probablement aussi la barkévikite. Elle est toujours accompagnée de structures fortement broyées du diallage, du diopside et de la barkévikite (2a et 4a), les minéraux de la zone épi comme la chlorite faisant pratiquement défaut, de sorte qu'il faut admettre que nous avons ici affaire à un autre écrasement à température assez élevée (deuxième phase protoclastique).

Ce n'est qu'après cela que se réalisaient la serpentinisation et la chloritisation et notamment sous forme de pseudomorphoses bastitiques à épidote-clinozoïsite ou à calcite comme produit accessoire dans les roches ultrabasiques (phase d'épi-blastèse). Seulement là où se présente une enveloppe de barkévikite ou de smaragdite plus ou moins complète, le diallage a échappé à cette bastitisation. On peut nettement voir comment celles-ci, ainsi que les couronnes de trémolite qui y sont nées, (voir Pl. I, fig. 2) ont protégé le diallage contre la pénétration des solutions. Ces solutions se sont souvent frayé un chemin à travers de canalicules de la hornblende et se sont poursuivies principalement le long de la limite hornblende-pyroxène et le long des plans de clivage de ce dernier minéral. Ayant cette situation en vue (voir Pl. III, fig. 1, 2) il est difficile d'admettre que le pyroxène se serait développé au détriment de la bastite ou de la hornblende, puisqu'il est souvent séparé par une lisière mince de chlorite ou de serpentine de la hornblende et la possibilité que la chaux de la hornblende pénètre jusqu'au noyau de ces agrégats (où se trouve le pyroxène) est très restreinte. Enfin sont encore perceptibles un écrasement et une récristallisation ultérieures donnant lieu, souvent via la serpentine, à la formation de la chlorite et du talc en lamelles subparallèles (phase dynamométamorphique).

Apatite. Celle-ci est fortement broyée et ceci partiellement dans la première phase protoclastique, donc avant que la barkékivite, dans laquelle elle est souvent englobée sous forme de trainées clastiques, cristallisât (types 3d, 4a; Pl. IV, fig. 1, 2).

Zircon. Ce minéral restant restreint dans les roches basiques aux types riches en hornblende est souvent fortement résorbé et cela spécialement lors de sa présence au type 7a qui forme la roche encaissante influencée par le métamorphisme périphérique du type 8. Ses incurvations ont été remplies plus tard avec du quartz, de la chlorite et de la dolomite (phase hydrothermale métallifère).

Diopside. Celui-ci est confiné aux types 1c, d et 3a, e. L'écrasement pur sans transformation quelconque fait défaut. La pseudomorphose smaragditique par contre est répandue. La bastitisation y est souvent entravée par une enveloppe de hornblende brune. Nous avons seulement pu constater de la chloritisation, partant des veinules qui le sillonnent au type 3e. Des phénomènes dynamométamorphiques (cataclastiques et blastiques de la zone épi) n'ont pas été constatés avec certitude.

Hornblende barkévikitique. Cette hornblende est d'origine primaire. Outre le fait qu'autrement la sous-saturation en SiO_2 de roches à peu près exemptes d'olivine et de feldspathoïde où elle se présente est inexplicable (voir chap. II, p. 112), son association avec le pyroxène n'est pas tellement intime ou régulière qu'on pourrait penser à une pseudomorphose ouralitique (voir les types 1c, 3d et 4a). Les enveloppes d'individus arbitrairement orientés

englobant le pyroxène y dominent, des lames parallèles ne se montrent que rarement dans le pyroxène et reposent sur un fendage et une résorption préliminaires du pyroxène. Des noyaux sont très rares dans le pyroxène et probablement seulement suggérés par une section qui a touché le remplissage d'une cavité (voir Pl. III, fig. 1, 2).

Le protoclase pur sans aucune transformation est surtout connu du type 4a (voir Pl. IV, fig. 2). Ici les larges cristaux de hornblende sont aussi orientés plus ou moins parallèlement. La smaragditisation ou l'actinotisation sous l'influence de la poussée latérale a évidemment joué ici un rôle comme au pyroxène (voir Pl. III, fig. 5). La décoloration périphérique ainsi que la formation de couronnes kéléphitiques de trémolite sont liées à l'injection de veinules de chlorite et de limonite jalonnées par des agrégats granuleux titanifères et calcifères. Il est visible qu'il s'agit ici d'une transformation graduelle de la barkévikite en hornblende trémolitique (voir principalement type 1d) et partiellement même en chlorite et limonite dégageant de l'ilménite, du sphène et de l'épidote-clinozoïsite. Les contours corrodés de la barkévikite et la façon dont la chlorite y pénètre est d'allure hydrothermale. Ce processus marche environ de pair avec la bastitisation des diallages (voir types 1 b et c).

Plagioclase. C'est une labradorite-andésine qui dans les roches gabbrodioritiques, remplit les espaces vidés par la résorption du pyroxène (particulièrement du diallage) et qui est donc cristallisée à une époque nettement postérieure. Si l'écrasement se présente c'est toujours dans une cohérence intime avec l'ouralitisation ou la smaragditisation des éléments mélanocrates où se rencontrent des structures blastomylonitiques et implicatives de la smaragdite et de l'andésine (voir types 3a et 4a).

Dans le cours de ce processus le plagioclase ne devient jamais plus acide que l'andésine ce qui indique des températures d'un caractère méso-zonal pendant le broyage qui, par conséquent, peut être attribué lui aussi à la deuxième phase protoclastique (voir Pl. III, fig. 5).

Dans les diorites à oligoclase-andésine ce sont seulement les phénocristaux de la méladiorite-porphyrite qui montrent encore des signes d'une pression différentielle à température élevée et d'une résorption (voir Pl. III, fig. 6).

Tous les plagioclases sont plus ou moins saussuritisés. Cette transformation qui s'est propagée souvent le long des plans de clivage et de jonction de macles marche environ de pair, il est vrai, avec les phénomènes de serpentinisation et de chloritisation des éléments mélanocrates, mais de même qu'à la trémolitisation il y a plusieurs indications que ce processus a été favorisé par torsion ou par écrasement.

A proximité des types 8 les plagioclases basiques ont subi une transformation en feldspath potassique, en albite (parfois „Schachbrettalbit") et en quartz. Seulement à cette transformation manque tout signé d'écrasement préliminaire et la formation du microline avec $2V = -80°$ ainsi que du „Schachbrettalbit" indique une température assez élevée des solutions dont la richesse en eau fit transformer la hornblende en chlorite. La composition du type 8 démontre exactement la nature magmatogène de ces solutions. Des transformations locales de cette espèce montrent encore des phénomènes d'une séricitisation postérieure. C'est seulement à proximité du contact avec les types 5 que des porphyroblastes de clinozoïsite se présentent, pseudomorphosant la mosaïque de plagioclase des amphibolites

(type 4c), laissant la hornblende intacte, et étant parfaitement xénomorphes, poéciloblastiques et arbitrairement orientées (voir Pl. IV, fig. 5). Selon A. Harker (1939, lit. 63) ce minéral peut se présenter dans cet habitus lors de l'endomorphisme de contact des diorites. Alors l'andésine devient instable par un refroidissement accéléré. Dans ce cas-ci un enrichissement relatif en Al est le plus probable.

Actinote (smaragdite). Cette hornblende avec sa composition s'approchant de celle du diopside a le plus souvent un caractère nettement secondaire (ouralitique) et forme alors, souvent sous forme d'agrégat, des pseudomorphoses d'après des pyroxènes diopsidiques et probablement aussi d'après de la hornblende barkévikitique (voir Pl. I, fig. 2, 3, Pl. III, fig. 5 et Pl. IV, fig. 2). Quand des structures clastiques font défaut la piézocristallisation primaire peut avoir eu sa part à la formation de ce minéral. Aussi la cristallisation tombe-t-elle dans la deuxième phase protoclastique. Sa corrosion par de la chlorite est locale et ceci notamment à la périphérie sauf quand le cataclase de l'actinote y a joué un rôle.

Rutile. Ce minéral se présente exclusivement dans les variétés smaragditiques des schistes à actinote (type 2a) et notamment en prismes trapus coincés entre les cristaux de smaragdite, de sorte qu'elle produit l'impression d'être, tout comme la smaragdite, d'origine secondaire. En général l'association smaragdite-rutile est attribuée à la pseudomorphose d'un diopside titanifère. Cependant dans la région des Lacs Robert nous n'avons pas pu constater une teneur de quelque importance en Ti du diallage ou du diopside, par contre bien de la barkévikite qui a produit du leucoxène au cours de sa décoloration. Cela nous raffermit dans notre opinion que la smaragdite peut se présenter aussi comme produit de récristallisation de la barkévikite ou comme minéral piézocristallisé d'un magma riche en titanium. Il est possible qu'une lisière de granules de sphène autour de la rutile soit formée à l'aide du Ca et du Si libérés lors de la transformation du diopside en smaragdite, p. e. suivant l'équation:

$$2\ SiO_2 + 10\ CaMgSi_2O_6 + 6\ TiO_2 \rightarrow 2\ Ca_2Mg_5Si_8O_{13} + 6\ CaTiSiO_5$$

quartz diopside rutile trémolite titanite.

Hornblende commune. Celle-ci est en grande partie restreinte aux types 3e, 4b et 4c, c'est-à-dire les diorites et les amphibolites proprement dites. Sa cristallisation a commencé le plus souvent un peu plus tôt que celle du plagioclase, seuls les phénocristaux d'oligoclase-andésine de la méladiorite-porphyrite y font exception. Il est vrai que de petits cristaux de hornblende sont inclus dans ces phénocristaux, mais leur arrangement suivant les plans de clivage et de jonction des macles (plus ou moins tordus et fendus) et la formation multiple de bords de résorption concaves contre le plagioclase, plaident en faveur d'une pénétration postérieure d'un bain de fusion d'où la hornblende cristallisait en partie au détriment des phénocristaux de plagioclase attaqués par les actions mécaniques et chimiques (voir Pl. III, fig. 6). La hornblende elle-même ne montre dans la plupart des cas pas de phénomènes de plastèse, de clastèse ou de blastèse. Cependant son orientation subparallèle dans les types 4b et 4c doit être imputée à une poussée latérale pendant la cristallisation. Vu que des phénomènes clastiques manquent ici, cette poussée doit avoir été en vigueur *pendant la consolidation*

du magma (piézocristallisation dans le sens que lui accordent Weinschenk et Harker).

Des lisières et des veinules de chlorite pouvant pseudomorphoser finalement tout le cristal de hornblende se sont jointes à la séricitisation ou à l'enrichissement en potasse du plagioclase. Elles se trouvent donc en relation intime avec des solutions circulantes activées oui ou non par l'écrasement incidentel.

Biotite. Ce minéral montre aux types 1e et 4b des déformations plastiques et des pseudomorphoses chloritiques parfois lors d'une chloritisation complète de la roche. Ici il est clair que la pression différentielle à températures basses a aidé aux transformations en des minéraux plus riches en eau de la zone épi.

L'association de la biotite et de la hornblende commune est souvent très intime.

Epidote-clinozoïsite. Deux habitus nettement distincts en ont été constatés. Des pseudomorphoses totales d'une clinozoïsite pratiquement pure d'après du plagioclase, parfois développées en porphyroblastes à inclusions de hornblende et orientées arbitrairement, ne se montrent que dans le type 4c qui forme le faciès périphérique de 4b contre l'enveloppe cristallophyllienne (voir Pl. IV, fig. 5). Sous l'en-tête „plagioclase" nous venons de décrire cette transformation comme un endomorphisme de contact. D'une date postérieure est la formation d'un épidote quelque peu manganifère comme produit accessoire de la bastitisation et de la chloritisation des pyroxènes et des hornblendes et comme composant intégrant de la saussuritisation des plagioclases basiques. Ce dernier habitus est le plus souvent développé en grain extrêmement fin et est parfois accompagné d'effets d'influence mécanique dans la roche.

Trémolite. Des auréoles en tiges allongées et incolores englobant la barkévikite et le diallage qui montre souvent des restes d'encadrements de barkévikite et des contours à résorbés, décident à leur formation comme couronne kéléphitique entre de la barkévikite décolorée et des solutions aqueuses (parfois développée par de la plastèse et de la clastèse des cristaux originaux: types 1 b, c et d). A côté de cela se formaient de la chlorite, de la limonite et de la matière semi-opaque

Magnétite, ilménite, leucoxène (*sphène*), *chrysotile, antigorite, xylotile, bowlingite, limonite* dendritique, *pennine, clinochlore, ripidolite-prochlorite, séricite* et *kaolin* se montrent également en cohérence intime avec la serpentinisation, la chloritisation et la saussuritisation.

Quartz. Outre quelques grains de quartz dans la variété quartzdioritique de la leucogabbrodiorite 3c (voir aussi sous 4b) ce minéral est étranger au complexe (ultra-)basique proprement dit et reste limité à quelques veines et filons des types 9 et 8 et à l'auréole immédiate de ce dernier (types 7). C'est lors de la description de ces types-ci, ainsi qu'au chapitre II, que nous avons appelé l'attention au caractère hydrothermal tant du quartz filonien du type 8 que du quartz secondaire des types 7. Des efforts mécaniques n'ont joué un rôle qu'après cette activité hydrothermale hypogène (plastèse et cataclase du type 8).

La *tourmaline* appartient aussi à cette association hydrothermale de température assez élevée. Cependant elle ne se montre que rarement et alors concentrée localement, souvent écrasée et recristallisée avec son axe longitudinal perpendiculaire à la direction de la poussée qui a déformé la roche.

Le *microcline* à angle des axes négatif et assez grand est, tout comme le „Schachbrettalbit", d'origine irréfutablement secondaire, due à l'apport de silice et de potasse aux plagioclases basiques ou intermédiaires par des solutions à températures peu élevées et cela éventuellement sous l'élimination de la chaux. L'association intime au quartz des types 7 indique une genèse contemporaine influencée par des solutions hydrothermales hypogènes. La séricitisation de ces feldspaths alcalins s'est présentée probablement pendant une phase dynamométamorphique postérieure.

La *vermiculite* et le *clinochlore-prochlorite* se mettent en relief eux aussi resp. aux types 8 et 7 et sont irréfutablement syngénétiques avec les minéraux provoqués par les solutions hydrothermales hypogènes. Il est possible que le premier minéral soit une pseudomorphose d'un mica incolore et le deuxième dans la plupart des cas celle d'une hornblende commune. Ceux-ci aussi témoignent donc peut-être d'un échange de potasse contre de la chaux avec la roche encaissante.

Tout cela s'applique aussi à la présence de la *calcite* dans le type 8 et à celle de la *dolomite* dans quelques variétés des types 7, notamment dans celles formant l'auréole immédiate du type 8. Ce sont surtout les inclusions de calcite micro-rhomboédrique dans le quartz du type 8 qui indiquent l'appauvrissement relatif en chaux de la roche encaissante par la propylitisation.

Quelque peu postérieur au quartz filonien, mais pourtant irréfutablement associé à celui-ci, le quartz de géode (parfois quartz enfumé) méso-épithermal dans le sens de Lindgren, se présente en relation intime avec des produits d'un cycle de minéralisation dont les matériaux ne peuvent être provenus de la roche encaissante et étant eux aussi d'origine magmatique, quoiqu'enrichis par la précipitation des eaux supergènes. A ce cycle appartiennent les minéraux suivants: *pyrite, chalcopyrite, tennantite, tétraédrite, bornite, chalcosine, covelline, malachite* et *azurite* (cf. chap. I, C, 8).

Les quatre, ou cinq ou six derniers de ces minéraux métallifères sont des produits d'enrichissement supergène en cuivre des premiers et forment par conséquence des termes de passage aux produits de lessivage et d'oxydation dont l'hématite et la limonite (ocre jaune, soluble dans l'acide chlorhydrique et poreuse) sont les principaux. Tous ces produits sont d'un caractère nettement local et notamment confiné à la proximité de la pénéplaine anté-triasique. Et non seulement l'hématite s'y est formée au détriment du minerai, mais aussi au détriment d'autres minéraux ferrifères comme le clinochlore-prochlorite des types 7 et même des minéraux exempts de fer comme la calcite (voir Pl. II).

Surtout l'hématitisation était un phénomène superficiel de nature très intensive et fut développée par un manque de végétation et par un climat chaud et peut-être également sec (permien).

(Pour les processus chimiques afférents à la propylitisation et à l'oxydation des roches basiques il faut comparer chapitre II, et pour la subdivision du cycle de minéralisation, chapitre I, type 8).

Le *talc* se présente dans les roches (ultra-)basiques caractéristiquement comme un minéral formé sous l'influence de la poussée latérale à températures basses. Il s'est notamment formé au détriment de l'antigorite écrasée, orienté subparallèlement, en présence locale (concentré aux types épi-blastomylonitiques 2b et c, qui sont liés aux zones de dislocation schisteuses dirigées principalement NE — SW). Cela nous amène à l'opinion que la poussée alpine quoiqu'effectuant seulement des phénomènes mécaniques et métamorphiques locaux, prit une part plus large à l'épi-blastèse des roches (ultra-)basiques que firent les mouvements fini-hercyniens, ayant lieu justement avant et peut-être encore pendant l'activité assez considérable des solutions aqueuses magmatogènes. En général il n'est pas possible de rapporter les actions cataclastiques et épi-blastiques aux phases fini-hercyniennes ou alpines et l'on ne peut préciser leurs âges qu'en tant qu'elles commençaient avant et s'arrêtèrent après l'activité hydrothermale irréfutablement magmatogène étant privée de toute trace d'effets mécaniques (types 7 et 8).

Enfin les minéraux des types 9 montrent parfois encore des orientations parallèles, de la plastèse, de l'extincton roulante et des macles mécaniques, mais presque jamais de la clastèse ou de la récristallisation, de sorte qu'on peut admettre que ces associations caractéristiques de la zone épi ont été cristallisées pendant ou peu après les derniers mouvements forts (paroxysme alpin).

Quant aux minéraux de l'enveloppe cristallophyllienne la plus immédiate, nous ne mentionnerons que quelques faits se rapportant à la mise en place du complexe (ultra-)basique.

Grenat. Aux types 5b et d se présente un almandin caractérisant surtout le gneiss à grénat (5d) comme une roche typique de la zone d'almandin du méso-métamorphisme principalement du à la dislocation (voir Pl. IV, fig. 3). Au type 5b avec sa structure cornée, le grenat se trouve toutefois dans un état extravagant de décomposition (voir Pl. IV, fig. 4). Sa transformation s'effectuait principalement le long des fissures et des cassures et produisait de la biotite à côté de minéraux semi-opaques disséminés comme l'épidote-clinozoïsite. La biotite ainsi que peut-être le grenat lui-même ont été chloritisés plus tard, probablement sous l'influence du dynamométamorphisme. Peut-être que l'écrasement du grenat est en partie attribuable au cataclase, puisque le quartz y inclus montre une extinction roulante surtout dans le gneiss à grenat (5d). Il est vrai que la zone des gneiss à grenat suit plus ou moins le contact E du complexe basique, mais au contact W elle n'a pas été retrouvée. Aussi l'almandin est-il loin d'être spécifiquement un minéral de contact.

Selon A. Harker (1939, lit. 63, pp. 54 et 235) il devient plutôt instable en faveur de la biotite, lorsque l'élément thermique du métamorphisme l'emporte sur l'effet de la dislocation. Dans ce cas-ci l'augmentation de température peut être causée par l'action de contact du magma basique.

Phlogopite. La présence de ce mica au lieu de la biotite ferrirère normale témoigne aussi d'exomorphisme de contact avec un apport de magnésie aux types 5. Surtout en 5c où la phlogopite constitue quasi la moitié de la roche (voir Pl. I, fig. 6), nous avons eu affaire à une plasticité exagérée de la roche (amincissement dans les flancs et renflement dans les charnières des flexures et des plissotements). Dans 5b elle se trouve au sein d'une structure

typiquement cornée (voir Pl. IV, fig. 4). Sa plastèse et sa chloritisation (pennine) sont dues à un dynamométamorphisme postérieur.

Cordiérite. Ce minéral caractéristique de l'exomorphisme de contact n'a pu être constaté avec certitude, il est vrai, aux types 5, cependant sa présence primitive dans 5a (contigu à 4c) peut être acceptée en vue des pseudomorphoses pinitiques caracteristiques (voir Pl. I, fig. 5). Vu que la cordiérite ne résiste point aux efforts mécaniques, nous sommes enclins d'attribuer la pinitisation à la phase dynamométamorphique.

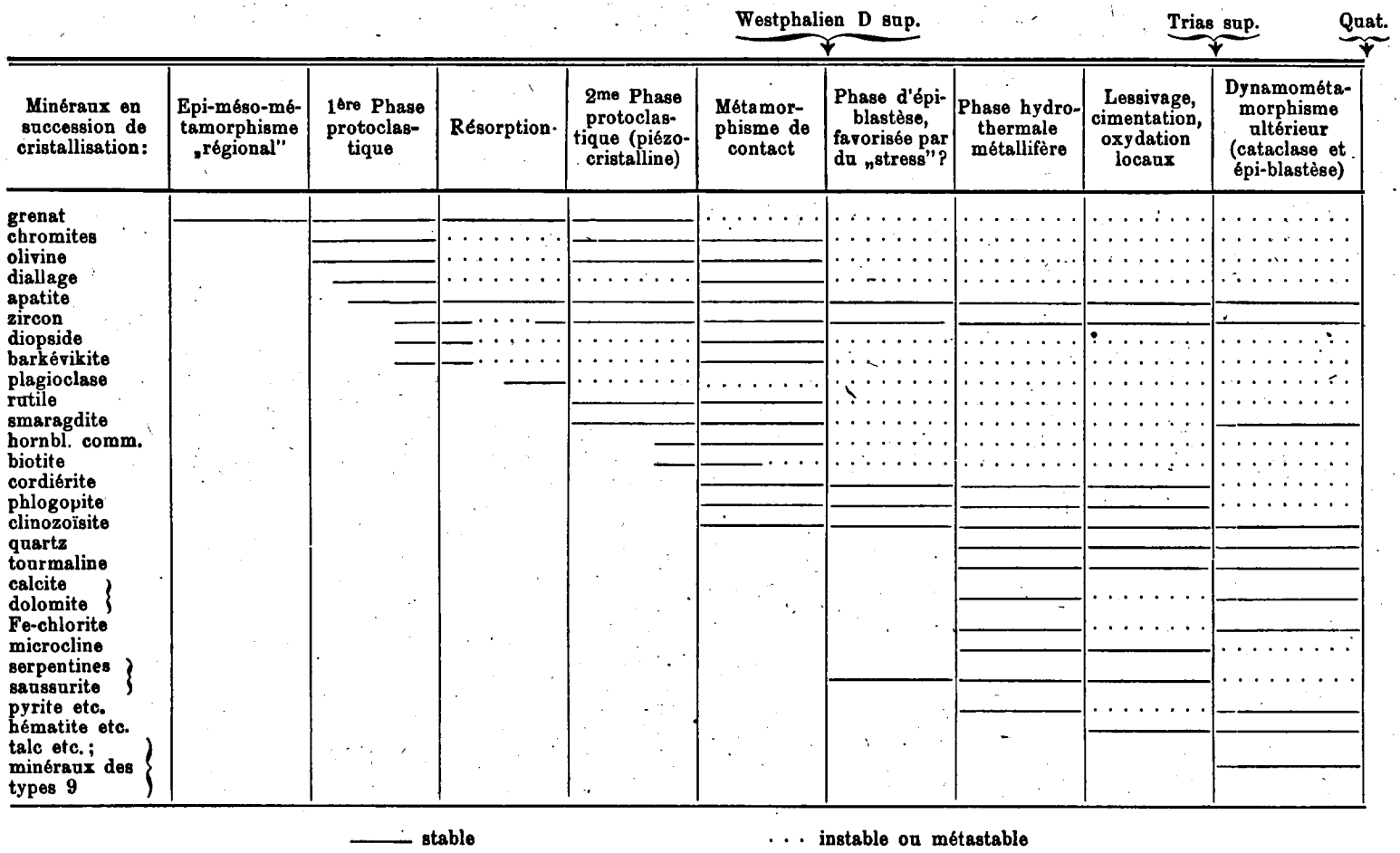
2. *Les phases métamorphiques subies par le complexe éruptif.*

Il résulte nettement de la table (p. 176) où la succession de la cristallisation a été exposée par rapport à la stabilité des minéraux, que nous rencontrons dans le complexe (ultra-)basique un complexe éruptif caractéristique, ayant subi plusieurs phases métamorphiques et ceci en général à une température et à une pression hydrostatique s'abaissant graduellement, et qui ont été favorisées probablement par une activité spasmodique de la poussée latérale. Les trois ou quatre phases clastiques que nous avons pu discerner comme témoins de l'action de la poussée latérale, reflètent cette modification dans les conditions physiques de la roche. La *première phase* se passe sans que les minéraux de la zone cata soient plus que résorbés et écrasés. Dans la deuxième phase le pyroxène et la barkévikite deviennent déjà instables ou métastables et des minéraux méso-métamorphiques comme la smaragdite (l'actinote) et l'andésine commencent à jouer un rôle. Si nous supposions que cette phase soit un métamorphisme via l'état complètement solide (du moins longtemps après la consolidation primaire), il est évident que son action fort sélective et évidemment arbitraire aux diverses roches est difficile à expliquer, sans rien dire de l'impression de la plasticité extravagante montrée p. e. par la chorismite C. (Cette chorismite consiste principalement en type 2a et type 4a qui montrent les traces les plus profondes de cette phase protoclastique). Aussi l'admission de la présence d'une deuxième phase protoclastique à méso-température (auto-méso-métamorphisme) offre-t-elle une solution bien plus élégante. Dans les parties encore plus liquides cette même phase peut avoir donné lieu à la piézocristallisation de la hornblende commune. *2me Phase protoclastique et piézocristalline.*

Que le *métamorphisme thermique* et la *métasomatose de contact* du complexe éruptif y soient fixés si tard, est dû au fait que des phénomènes endomorphiques ne furent constatés qu'aux types 4c et 3e, constitués de hornblende et de plagioclase cristallisant dans la phase piézocristalline ou même plus tard.

Après la dénudation précédant le dépôt du Westphalien D et avant celle préparant le dépôt du Trias supérieur, un processus commença, donnant lieu à la magnétitisation, à la serpentinisation, à la trémolitisation, à la chloritisation et à la saussuritisation resp. de la chromite, de l'olivine, du diallage, de la barkévikite et du plagioclase et qui fut probablement favorisé par la poussée fini-hercynienne. Or, il ne faut à priori pas exclure la possibilité que les solutions aqueuses nécessaires à ces transformations doivent être considérées comme des produits de différenciation résiduels du magma. Depuis que Mlle S. Caillère a démontré que l'eau froide dissout du $SiO_2 . 2\,MgO$ de l'antigorite en donnant ainsi lieu à une variété claire: l'antigorite α qui se distingue par l'intervention d'une phase amorphe et d'un crochet

TABLE DE LA SUCCESSION ET DE LA STABILITE DES CRISTAUX.



exothermique lors de la recristallisation en enstatite + forstérite, il n'est plus possible de maintenir l'opinion que l'antigorite normale (β), elle aussi s'est formée par altération, soit-elle séculaire (1936, lit. 29). Un nombre d'arguments ont été donnés en 1918 par W. N. Benson (lit. 15) et en 1938 par H. H. Hess (lit. 65) pour la richesse en eau primitive de magmes ultrabasiques, laquelle serait capable de baisser sensiblement les températures de consolidation de ces magmes, d'où finalement l'antigorite pourrait même cristalliser primairement. Ces arguments ne rencontraient que peu d'objections sérieuses, mais lors du dernier Congrès de Londres MM. N. L. Bowen et O. F. Tuttle (lit. 22) ont publié les résultats provisoires de leurs expérimentations avec le système $MgO - SiO_2 - H_2O$. Il en résulte que des phases liquides ne se montrent pas à des températures au-dessous de 900° C et à des pressions de la vapeur inférieures à 2178 atmosphères, tandis que la serpentine purement magnésienne devient instable au-dessus de 500° C en faveur de la forstérite, de l'enstatite et de l'eau vaporisée. Cela veut donc dire qu'il n'est pas du tout possible que l'antigorite cristallise d'une fusion comportant le molécule $H_4Mg_3Si_2O_9$ dans l'intervalle de température de 900°—500° C. Ainsi les modes de formation possibles des serpentinites ont été reconduites à des processus auto- ou allohydrothermaux et le rôle de la serpentine d'origine magmatique primaire est considérablement localisé. Or, la serpentinisation autohydrothermale offre d'ailleurs l'avantage que l'espace nécessaire à l'augmentation de volume étant sans aucun doute inhérente à ce processus, est fourni par la disparition des solutions résiduelles remplissant les interstices (cf. lit. 65). D'autre part le problème de l'espace pourrait être résolu, du moins partiellement par la formation contemporaine de magnétite et de serpentine au détriment d'une olivine ferrifère qui a été rendu accessible à l'eau souterraine par les efforts mécaniques fini-hercyniens. *Phase d'épi-blastèse.*

La poussée latérale intensive par contre donnant lieu au cataclase des serpentinites et à la formation des schistes talqueux, datait d'une époque postérieure et donc probablement alpine. Sous l'influence de cette phase tectonique l'eau souterraine absorbait plus facilement des matières des minéraux écrasés et les déposait de nouveau vers la fin de l'orogénèse alpine dans des fentes et des failles du complexe (ultra-)basique (types 9). La portée et l'ampleur du déplacement de ces matières ont été souvent si peu importantes que son caractère de sécrétion latérale ne peut pas être mis en doute.

Surtout quand du talc, de la chlorite et de la séricite ont été formés immédiatement au détriment du pyroxène, de la hornblende et peut-être aussi de l'olivine, il est très difficile de maintenir une séparation nette entre les phases d'épi-métamorphisme finihercynien et alpin, quoique les effets mécaniques pendant l'épi-blastèse s'éclaircissent toujours à mesure qu'il est plus vraisemblable qu'ils aient eu lieu pendant les derniers mouvements (alpins) et que ceux-ci survivaient à tout autre activité métamorphique dans notre région. *Phase dynamométamorphique* ultérieure.

Après les mouvements finihercyniens et avant le dépôt du Trias supérieur une activité hydrothermale avait lieu n'ayant nul rapport aux phases dynamiques mentionnées. Ces solutions aqueuses chaudes donnaient lieu à la cristallisation du quartz filonien, de gangue ou de géode, de la tourmaline, de la vermiculite-prochlorite, de la calcite-dolomite, du microlcine-„Schachbrettalbit" ainsi qu'à un cycle de minéralisation dont seulement

les dernières phases sont dues à des solutions supergènes (types 7 et 8). Les solutions primitives de ce type n'empruntaient donc pas leur matière dissoute à la roche encaissante et étaient d'un caractère magmatogène. *Phase hydrothermale métallifère.*

C'est encore avant le dépôt du Trias — donc probablement du temps permien — que suivaient un lessivage et une oxydation ayant un caractère nettement local et étant liés à la pénéplaine anté-triasique. *Phase d'oxydation etc. locale.*

3. *La mise en place, les principaux accidents et les rapports mutuels des types structuraux.*

Maintenant que nous avons pu coordonner les accidents des minéraux importants pour l'histoire du complexe (ultra-)basique, indépendamment de leur rapport structural plus large et ayant constaté que ce schéma se prête le mieux à une interprétation de complexe éruptif ayant subi divers stades de protoclase et de diaphtorèse, il serait utile d'examiner à quel point les différents types structuraux et les chorismites peuvent être ajustés dans l'interprétation du schéma.

Afin de ne pas trop nous répéter, nous traiterons ici les divers types seulement dans leur principal cadre chorismatique et cela notamment dans l'ordre retenu au chapitre I, D. C'est la table à la page 97 qui en donne déjà les principales interprétations génétiques des structures chorismatiques. Il faut consulter ladite table pour s'orienter sur les associations chorismatiques.

Chorismite A. (phlébite ultrabasique).

(Voir pl. V, fig. 1).

Les types 1 a, b et c formant surtout le cadre sillonné par les veines des types 2a, 1d et 1e contiennent les premiers produits de cristallisation du magma basique. Ils ont été soumis à la 1ère phase protoclastique, la phase de résorption et la phase d'épi-blastèse et aussi leur mise en place ainsi que leur consolidation datent-elles des temps les plus anciens de ce complexe. Selon toute vraisemblance les serpentinites étaient dans l'origine des péridotites. Une partie modeste en était constituée par de la dunite (maintenant: serpentinite à structure maillée et à plusieurs spinellides), la plus grande partie consistait en diallagite-péridotite ou Wehrlite (maintenant: serpentinite à diallage-bastite), ainsi qu'en hornblendite-péridotite (maintenant: serpentinite à barkévikite). On peut nettement observer dans cet ordre une diminution du degré de serpentinisation, de même qu'une diminution de l'élément maillé dans la structure de la serpentine. Cela est dû au fait que l'olivine s'est reléguée au second plan et aussi, à un degré inférieur, le diallage, puisque dans ledit ordre les minéraux mentionnés deviennent plus résistants à la serpentinisation, alors que la barkévikite se laisse d'abord décolorer et trémolitiser et que seulement après — à un degré fort restreint — elle se laisse chloritiser et limonitiser. Quoique la serpentinisation ne permette pas une délimitation nette de ces variétés à l'intérieur du type 1a, nous pouvons bien admettre qu'elles forment des termes de passage de la dunite aux types 1b et 1c, qui se présentent le plus souvent sous forme de veines et de traînées et qui montrent dans ce cas souvent l'habitus pegmatitique des cristaux de diallage et de barkévikite. Elles présentent d'ailleurs les mêmes phénomènes que les variétés correspondantes du type 1a et sont

donc probablement syngénétiques. Il est aussi possible que ces ségrégations pegmatitiques soient tombées dans des milieux plus ou moins étrangers par pressurage dû à la poussée latérale, mais en général elles restent confinées à la roche mère afférente. Toutes ces structures sont recoupées par des veines et des filonnets de trémolitite ou néphrite (1d) dont l'intrusion a eu lieu plus tard à moins qu'elle ne se trouve à des niveaux de prédilection pour la circulation de solutions aqueuses (voir Pl. VIII, fig. 2). Elle montre des structures en reliquat du type 1c et peut en être dérivée par une trémolitisation renforcée de la barkévikite. Il est cependant possible qu'une partie de la trémolite microcristalline, enchevêtrée comme un amas de feutre, soit d'origine primaire et née comme une espèce de pâte lors du refroidissement accéléré d'un bain de fusion ultérieurement consolidé. On peut à peu près en dire autant des filons de biotite-chloritite (1e) qui semblent être composés de 2 générations de biotite avec plus ou moins de chlorite primaire.

C'est aussi de cette composition que certaines variétés riches en prochlorite du type 1a s'approchent. Les deux roches filoniennes (1d et e) sont intrusives, il est vrai, mais elles ne surpassent que rarement les limites du complexe ultrabasique. Cela s'explique le mieux en les considérant comme des produits de différenciation résiduels originaires du bain de fusion ultrabasique, lorsque celui-ci se trouvait déjà dans la position où l'on rencontre maintenant les roches ultrabasiques. L'âge relatif de l'intrusion des filons 1d et 1e ne peut être fixé, quoique 1e paraît être un peu postérieur par ses recoupages de schistes à actinote (2a) (voir Pl. IX, fig. 1).

Cette dernière structure en est aussi un élément fréquent, veineux ou rubanné, se trouvant principalement à la périphérie. La présence de ces textures linéaires ou rubannées souvent comme des veines intrusives formant fréquemment une configuration capricieuse au sein d'une roche complètement massive, nous ne pouvons la rendre acceptable — en marchant sur les traces de J. S. Flett et J. B. Hill (1946, lit. 49, p. 18, 64) — que par la supposition que l'élément veineux, d'âge postérieur, se trouvait encore dans une phase où ces molécules étaient plus dispersives que celles de la roche encaissante massive quand le tout fut soumis à une phase de poussée latérale. C'est ainsi qu'on peut aussi expliquer le mieux la direction des textures orientées variant graduellement de mètre en mètre (voir Pl. V, fig. 1). Celle-ci serait notamment en grande partie dépendante de la position qu'occupaient les parties déjà consolidées les unes par rapport aux autres. La roche encaissante massive (1e) montre, il est vrai, traces d'une activité dynamique, mais celle-ci appartient au protoclase pur, tandis que celle de 2a est accompagnée de l'ouralitisation smaragditique du diopside et de la récristallisation actinotique de la barkévikite. Cette dernière clastèse a donc eu lieu à des températures largement inférieures à celles de la première et doit par conséquent être placée à l'époque d'une phase de poussée latérale nettement postérieure. Cette deuxième phase dynamique laissait pratiquement intacte la roche déjà consolidée (1a, b et c), mais effectuait des phénomènes protoclastiques avec des récristallisations de la zone méso dans les cristaux nouvellement formés et encore chauds du type 2a. D'ailleurs, il est toujours possible qu'une partie de cette structure était encore liquide et cristallisait sous l'influence de la poussée latérale avec l'axe de la zone principale perpendiculaire à la direction de la poussée et sous une forme cristallographique qui s'y prête le mieux (actinote, smaragdite). Cette dernière notion a été introduite par Weinschenk et élaborée par Harker sous le nom de piézocristallisation.

Des remplissages de fente traversant toutes ces structures sont formés par de la chrysotile-asbeste-grammatite (type 9a) dont la composition chimique diffère seulement dans la richesse en eau des serpentines et des hornblendes trémolitiques que tantôt ils recoupent tantôt pseudomorphosent. Ils semblent s'être déposés par des solutions aqueuses s'étant enrichies, dans la roche encaissante, en magnésie et ne commençant à circuler qu'après que la serpentinisation du complexe ultrabasique avait atteint son degré actuel. Quant aux causes de la serpentinisation et chloritisation fortement sélectives (ainsi que de la magnétitisation de la chromite) nous n'en pouvons dire rien d'autre qu'elles ont été effectuées pendant ou après le dépôt du Westphalien D et principalement avant celui du Trias sup. par des solutions aqueuses relativement chaudes, probablement favorisées par une ou plusieurs phases dynamiques se présentant dans cette période. Ce sont en effet les phases tectoniques fini-hercyniennes qui coïncident avec ces transformations. L'origine de l'eau peut être aussi bien juvénile que vadose.

Chorismite B. (stromato-phlébite ultrabasique).
Voir Pl. IX, fig. 1.

Le kyriosome en est formé par les types 2b et 2c, parfois avec le concours de 2a. Quoique ces trois structures soient toutes caractérisées par des textures parallèles, on constate quand-même des différences fondamentales d'une part entre 2b, 2c et d'autre part 2a. Non seulement les deux premières ont-elles le même mode de gisement, mais elles sont aussi texturées parallèlement entre elles avec un plan de schistosité parallèle au plan de faille principal qui jalonne son contact tectonique primaire avec le complexe basique. Ces roches étaient primitivement — à en juger d'après les structures en reliquat — des serpentinites à plusieurs spinellides ou à diallage-bastite dont le cataclase et l'épi-blastèse de talc et de chlorite effectuant leur schistosité, ont été nettement causées par des efforts mécaniques à température basse. Cette poussée latérale ne se présentait qu'après la serpentinisation des roches ultrabasiques.

La disposition que reflètent les parties et les veines du type 2a est tout autre, celles-ci pouvant avoir, indépendamment de la schistosité de 2b et c, des textures très différemment orientées. Nous avons d'ailleurs expliqué sous A, pourquoi la formation de ces schistes à actinote est due à une 2me phase protoclastique et piézocristalline, ayant eu lieu avant la serpentinisation du complexe ultrabasique, parce qu'aux températures régnant à cet époque, il ne pouvait être question de serpentine. Ces schistes, contenant primitivement peut-être de l'olivine, ont été serpentinisés plus tard et lors de leur présence en B les structures typiques de la serpentine périssaient souvent victimes du cataclase. Il ne nous reste qu'à admettre que l'actinote dans ces conditions-ci ne se prêtait pas à la récristallisation, et même que la poussée latérale ne suffisait pas, en bien des cas à écraser ce minéral résistant.

L'akyrosome est formé outre par 2a encore par des rubans, des lentilles et des veinules d'ophicalcite (9c) et de stéatite (9b), de même que par des lits minces d'épidote-asbeste-chlorite (9d), remplissant des espaces restés vides sur les plans de la schistosité. Leurs minéraux se sont parfois développés en place aux dépens de minéraux de la roche encaissante et y montrent presque toujours les marques d'une cristallisation produite sous pression différentielle à des températures peu élevées. Dans le cas de l'ophicalcite

l'association avec la roche encaissante est tellement intime (schiste talqueux à serpentine), qu'il faut penser à une formation définitive presque contemporaine et alors probablement alpine. La richesse en chaux de l'ophicalcite peut être expliquée par la proximité du complexe basique. L'association fréquente de 2a, b et c s'explique par le fait que la tectonique cassante (alpine?) qui a donné naissance aux types 2b et c, s'est souvent servie du contact primaire (parfois d'allure tectonique secondaire) entre les roches basiques et ultrabasiques, qui, comme nous l'avons vu, est souvent jalonné par des schistes à actinote du type 2a.

Chorismite C. (phlébo-mérismite (ultra-)basique).
Voir Pl. V, fig. 2.

Le kyriosome et l'akyrosome montrent ici une composition très variable. Aussi bien les textures massives ultrabasiques que les basiques se présentent cependant le plus souvent sous forme d'épaves plus ou moins arrondis. Le flanc convexe de la délimitation entre ces deux structures fait souvent face à la partie gabbroïque, il est vrai, mais, vu la complication matérielle extravagante et le dépavement de matériaux basiques par des matériaux ultrabasiques et vice versa, comme c'est le cas dans cette chorismite, cela ne sert pas d'argument pour considérer la structure ultrabasique comme étant intrusive dans la structure basique. Il en est de même pour les textures orientées basiques et ultrabasiques (2a et 4a) se présentant sous formes de veines, de traînées et de flammes et montrant souvent des autodiscordances sans dislocation, du rétrécissement et du pétrissage de leurs textures et cela de telle façon que leurs limites deviennent parfois vagues de sorte qu'on ne peut douter du rapport syngénétique. Cette supposition se trouve confirmée par la structure de l'amphibolite feldspathique oeillée (4a) comportant, tout comme 2a, de l'actinote ou de la smaragdite pseudomorphosant le diallage ou la barkévikite alors qu'un plagioclase plus ou moins écrasé et saussuritisé y prend la place d'autres éléments mélanocrates. Il s'agissait donc de parties également liquides subissant une consolidation syntectonique et ceci notamment dans la deuxième phase protoclastique ou piézocristalline. Que des parties du magma basique se trouvaient dès lors dans un état de consolidation plus avancé est témoigné par les parties de gabbro massif encadrées par ces textures et montrant plutôt les structures purement protoclastiques de la première phase, de sorte qu'on peut paralléliser sa consolidation avec celle du type ultrabasique 1a (voir Pl. XI, fig. 1 et Pl. V, fig. 1).

Les pegmatites gabbrodioritiques ne montrent guère des effets de la deuxième phase protoclastique, mais d'autant plus de la première, de sorte que leur genèse par ségrégation du magma gabbrodioritique (souvent pressurées par la poussée latérale et intrusives dans des structures autres que 1a) est assez évidente. Les variétés à yeux gros du type 4a démontrent cependant que plusieurs pegmatites restaient encore assez longtemps liquides pour être influencées par la deuxième phase protoclastique. Certaines hornblende-diorite-pegmatites (3d) se rencontrent même en discordance dans 4a et sont restées liquides encore plus longtemps étant mises en place sous forme de veines postérieures. D'âge également postérieur sont les veines et traînées périphériques de gabbrodiorite aplitique (3b, c) ayant dépavé non seulement la serpentinite (voir Pl. V, fig. 2), mais aussi — du moins dans le cas où l'aplite contient de la hornblende — l'amphibolite

feldspathique oeillée (4a), ses fragments montrant nettement traces de traînage et de rotation (voir Pl. VI, fig. 2). Dans ces aplites c'est seulement le plagioclase qui est parfois influencé par du protoclase, la hornblende n'y est que résorbée, de sorte qu'on peut en conclure que la deuxième phase clastique les rencontrât dans des conditions cristallines encore très incomplètes. La méladiorite (3e) aussi ne prend part à cette association qu'en habitus microcristallin. Elle est nettement intrusive dans les autres types structuraux et fréquemment aussi texturée en discordance par rapport à la roche encaissante (en ce qui concerne sa hornblende sublinéaire), mais cette roche là était toujours tellement plastique qu'elle provoqait des pétrissages et des rétrécissements („Budinage" voir Pl. X, fig. 2) de ces veines. C'est ici que la méladiorite comporte parfois des quantités considérables de diopside.

Enfin il se présente des paragénèses de minéraux remplissant des fentes ayant des compositions tant ultrabasiques que basiques, seulement montrant dans les deux cas peu ou pas de traces d'une poussée latérale pendant leur formation (types 9a et f). L'albite et la préhnite se sont développées ici clairement au détriment du plagioclase de la roche encaissante.

L'essentiel de cette association consiste en un pétrissage d'interpénétrations basiques et ultrabasiques.

Chorismite D. (phlébo-stromatite basique).

Voir Pl. X, fig. 1.

Son kyriosome consiste en types 4 (c'est-à-dire les amphibolites feldspathiques foliacées). Nous en connaissons déjà le type 4a comme un gabbro ouralitisé et saussuritisé dont l'empreinte est due à la deuxième phase protoclastique („Flasergabbro").

Celui-ci est souvent subconcordant avec des amphibolites feldspathiques plus régulièrement texturées (type 4b), à la périphérie desquelles le plagioclase fait place à de la clinozoïsite (4c). Généralement ce plagioclase est pauvre en témoins de protoclase.

La hornblende est une hornblende commune, légèrement allongée suivant l'axe c et tantôt orientée linéairement, tantôt en strates ou en bandes. Il lui manque toute indication d'être un produit de récristallisation et elle est souvent encore résorbée par le plagioclase, qui a la composition d'une andésine. L'actinote ne se présente le plus souvent qu'en compagnie de reliquats de pyroxène. Des paquets de biotite se trouvent subparallèlement associés à la hornblende. Des minéraux de la zone épi comme la chlorite et l'épidote se sont développés aux dépens de la hornblende ou du plagioclase et doivent être imputés aux actions postérieures hydrothermales ou cataclastiques. Cette structure aussi est éruptive et doit sa texture piézocristalline à la consolidation d'un bain de fusion dioritique pendant la deuxième phase de poussée latérale qui faisait encore subir aux minéraux déjà formés des effets de protoclase. Si nous avions affaire ici à une amphibolite méso-métamorphique plus ancienne, il y aurait encore quelque trace d'exomorphisme de contact avec les roches éruptives susmentionnées. Au contraire, elle montre une porphyroblastèse de clinozoïsite au détriment de son andésine en s'approchant de l'enveloppe cristallophylienne, ce qui témoigne plutôt d'un endomorphisme de contact.

Cette diorite piézocristalline peut se développer en strates et en bandes parallèles de microméladiorite (3e) et de leucodiorite (3c) montrant les

mêmes phénomènes piézocristallins et protoclastiques que 4b et dont ils ont pu se développer par un grossissement de ses rubans microscopiques de hornblende et de plagioclase. Leurs passages graduels font penser au pressurage de fusions résiduelles aplitiques sortant d'un réseau assez complet de cristaux de hornblende ainsi qu'à leur consolidation totale sous l'empire de la poussée latérale („Bänder-Schlieren-diorite" syngénétiques et syntectoniques). Voir Pl. X, fig. 1, 2.

Or, la méladiorite nous est surtout connue à structure massif et parfois porphyrique, recoupant à l'emporte-pièce, en „dyke", toutes les autres structures basiques (3 et 4) y-comprises les méladiorites susmentionnées, texturées parallèlement et jamais porphyriques. Dans cette méladiorite discordante ce sont seulement les phénocristaux d'oligoclase-andésine qui montrent clairement une torsion, une résorption et parfois encore quelques effets de protoclase. Sa pâte est complètement massive et inaffectée par des mouvements contemporains de sa consolidation. C'est donc un fait avéré que leur intrusion a eu lieu plus tard que celle de la diorite piézocristalline et qu'elle était pratiquement post-tectonique. Si ce sont des lamprophyres intra-batholitiques (spessartites), nées par la gravitation de cristaux de hornblende dans la fusion résiduelle dioritique, on ne peut en juger sans plus, même avec les dates chimiques en vue (voir p. 107). Mais elles semblent bien avoir utilisé çà et là des plans de faille le long desquels des rejets nettement visibles ont eu lieu dans la stromatite basique.

Outre 3c et 3e ce sont aussi 1b et les autres types de 3 qui prennent part à l'akyrosome, grâce auxquels la nature éruptive est encore soulignée.

Des types 9 ce sont en général e, f et g qui se présentent ici et dont la composition chimique reflète celle de la roche encaissante. Ils sont souvent cristallisés sous l'influence de la poussée latérale.

Chorismite E. (ophtalmo-phlébo-stromatite cornéo-gneissique). Voir Pl. V, fig. 3.

C'est le gneiss à grenat 5d qui fonctionne ici comme kyriosome. Or, avec ce type nous ne quittons pas seulement le terrain des structures basiques, mais encore celui des phénomènes protoclastiques, piézocristallins et hydrothermaux et nous entrons dans celui de l'épi-méso-métamorphisme principalement anté-houiller de l'enveloppe cristallophyllienne d'origine plutôt sédimentaire et exomorphosée par le magma basique. Malheureusement nous n'avons pas eu l'occasion d'examiner en détail le rapport géologique entre 5d et les structures des types 6, mais il nous semble que la présence d'albite à côté de l'absence de feldspath potassique contredisent une origine éruptive granitique[1]) et parlent plutôt en faveur d'un degré plus élevé du métamorphisme dislocatif des séricito-chlorito-schistes albitifères prenant une si large part à la constitution des parties supérieures de l'enveloppe cristallophyllienne. L'apparition d'almandin aux dépens de la chlorite n'exige que

[1]) C'est qu'il est bien possible de conclure à la présence d'un granite dynamométamorphosé, interstratifié dans l'enveloppe cristallophyllienne, de la description du type 6b (la Balme). Il pourrait être parallélisé avec le granite ancien du Pelvoux, celui-ci étant antérieur au complexe basique éruptif donc aussi antérieur au granite permien du Pelvoux ou au granite post-Dinantien de Cevins. D'ailleurs, la plupart des plus récents granites, comme le granite des Sept-Laux, sont considérablement plus massifs et moins métamorphiques.

peu d'échange chimique et indique la large part qu'a eue la dislocation aussi aux régions plus profondes du géosynclinal anté-houiller lors de son métamorphisme. Et également la tendance de la biotite et du quartz à la ségrégation en rubans et en lentilles subparallèles n'est pas un phénomène étranger au processus que Harker nommait la „foliation". C'est ainsi qu'il est possible que les yeux aplitiques du type 5e se soient développés contenant à côté du quartz encore quelque plagioclase acide. Il en est de même pour les rubans et les strates très riches en mica du type 5c, contenant cependant un mica extraordinairement riche en magnésie (phlogopite à 27,5 mol. % annite), tandis que celui du type 5d par sa couleur et ses autres propriétés optiques se trouve être plutôt une biotite normale.

Il faut bien attribuer cet apport de magnésie à la métasomatose de contact avec le magma basique et il est très bien possible qu'il se soit servi des rubans de mica dans le gneiss à grènat comme des zones les plus perméables, même si celles-ci ne confinent pas immédiatement dans les deux dimensions visibles au complexe basique, puisque les rubans micacés se situent pratiquement perpendiculaires à la surface topographique et ne nous laissent que deviner comment y est le rapport géologique en profondeur.

Nous rencontrons selon toute probabilité la même biotite magnésienne dans une structure typiquement cornée de plagioclase acide, de quartz et d'almandin (type 5b), s'alternant avec 5c et contenant environ les mêmes minéraux que 5d. Cependant l'almandin est devenu nettement instable pendant la formation de la structure cornée (voir Pl. IV, fig. 3 et 4). Dans la plupart des cas il n'en reste pas plus que des épaves dispersives fortement corrodées par la biotite, le quartz et les granules semi-opaques. D'efforts mécaniques à température peu élevée témoignent seulement la chloritisation de la biotite et l'extinction roulante du quartz. Harker accentuait déjà le fait que l'almandin ne se trouve pas être stable quand un métamorphisme de contact est superposé au métamorphisme dans lequel la dislocation a joué un rôle important. Il ne sera donc pas trop hasardeux d'attribuer cette cornéenne à l'exomorphisme du gneiss à grenat 5d. De la cornéenne 5a signalée au contact le plus immédiat avec la roche basique, le grenat et la phlogopite ont même disparu entièrement. Des pseudomorphoses pinitiques s'y sont substituées prouvant la présence primitive de cordiérite et en conséquence un apport très intensif de magnésie à la composition probablement aplitique de la roche primitive. Les types basiques 3e et 4c sont surtout intimement associés avec les types 5a, b et c; 4c subissant un enrichissement faible en aluminium lors de la substitution de la clinozoïsite à l'andésine par suite de l'endomorphisme de contact avec la roche acide des types 5. Nous avons constaté à la selle W du Col de l'Echaillon quelquefois même un dépavement net de cette stromatite par des veines et des apophyses de la roche basique. Aussi les plissotements de cette stromatite auxquels le gneiss à biotite se montrait plus ou moins incompétant (et par conséquent il a dû être très plastique), sont peut-être dus à des tensions pendant l'intrusion du magma basique ou même provoquées par sa mise en place (voir Pl. V, fig. 3).

Chorismite F. (mérismite bréchoïde et amygdaloïde).
Voir Pl. XI, fig. 2 et Pl. II.

La composition de son kyriosome varie beaucoup, mais en général c'est le type structural 8 occupant une position dominante et formant un tout

des plus cohérents. Comme points litigieux avec 8 nous citons: le développement microcristallin du quartz, le manque de la tourmaline et de minerai cuivreux, la position dominante qu'occupe la calcite fortement criblée de granules d'hématite et l'habitus en éventail et prochloritique de la chlorite. A la superficie la calcite a souvent disparu par solution et la roche a eu un aspect poreux. Le quartz est souvent concentré en des amygdales blanches comme du lait. Dans cette structure se trouvent des enclaves du type 7a constitués presqu'entièrement de feldspath et de chlorite qui est parfois hématitisée, et grâce à ce fait la structure tende au type 7b. Seulement l'hématitisation ne se limite pas — comme nous l'avons vu — aux types 7, mais a attaqué tous les minéraux susceptibles de cette chorismite. Le „front d'hématitisation" en tant que délimitant le type 7b du type 7a se jalonne assez nettement et en ligne droite et coïncide environ avec la limite entre la chorismite F et la roche monoschématique du type 7a (voir Pl. XI, fig. 2). Aussi, à mesure que nous nous approchons dans cette chorismite du front susmentionné, n'y rencontrons nous assez soudainement plus d'éléments du type 7b. Il est donc clair que l'hématitisation a eu lieu après que la formation de la mérismite du type F avait été déjà complétée. Lors du traitement des types (7 et 8) en question, de leur composition chimique (chap. II) et de leur situation stratigraphique et tectonique (chap. III et IV) nous avons déjà abordé la question de leurs rapports mutuels, de leur âge et de leur genèse. En faisant cela, nous sommes arrivés à la conclusion que les solutions hydrothermales donnant l'aspect au type 8, exerçaient une action propylitique à la roche encaissante basique, donnant naissance à un type 7a pauvre en chaux et riche en potasse qui fut plus tard hématitisé par une oxydation forte à la pénéplaine anté-triasique (type 7b). Le type monoschématique 8 aussi a subi dans le même entourage une phase d'oxydation forte.

Or, la mérismite F montre plus ou moins l'image d'une brèche ignée, dont le type 8 était l'élément actif et en même temps doit s'être refroidi rapidement après s'être enrichi en chaux et appauvri en potasse. Par tout cela il est vraisembable que nous nous trouvons en face d'un document de l'activité propylitique de solutions hydrothermales granitiques sur les roches basiques (métamorphisme périphérique).

Les filons minéralisateurs de quartz et les spilites.

Ces deux types restent donc à considérer en tant que roches monoschématiques indépendantes et ressortant du lever au 1:10.000e. Nous avons déjà tiré quelques conclusions au cours de la description de la région en ce qui concerne leur genèse, leur âge et leur influence sur la roche encaissante, ce qui révélait beaucoup de points de contact à côté de qualités sensiblement différentes. Malheureusement il n'est pas possible d'examiner leur rapport géologique immédiat dans la région étudiée. Nous avons bien reconnu les deux roches comme étant magmatogènes et même intrusives ou subeffusives, mais il faut poser la mise en place des filons minéralisateurs de quartz avant le commencement de la grande période d'oxydation anté-triasique sup., tandis que celle des spilites ne peut sûrement pas avoir eu lieu qu'à la fin même du Trias. Or, nous avons certes conscience du fait que la transgression de la mer du Trias à Chamrousse a eu lieu à un niveau supérieur (et même peut-être post-spilitique) qu'à la Balme-Recoin, où il y a du spilite dans le Trias, et que par conséquent la présence de galets avec des structures du type 8 dans la poudingue-brèche de Chamrousse n'est pas une preuve de l'âge

pré-spilitique des filons de quartz. En revanche, nous avons nettement démontré que le type 8 et aussi le type 7a datent d'avant la période d'oxydation. L'action de cette phase d'oxydation qui a hématitisé la roche basique à quelques mètres de fond, a probablement duré dès le Permien et peut être constatée par surcroît aussi sous le Trias-à-spilite de la Balme-Recoin où celui-ci repose sur les roches basiques. Cela nous donne le droit de faire une distinction d'après l'époque et probablement aussi d'après l'origine de la matière, entre l'activité hydrothermale et minéralisatrice et l'activité spilitique, quoique toutes les deux soient magmatogènes, et cela d'autant plus parce que dans un cours normal de différenciation et d'intrusion d'un magma il faudrait s'attendre d'abord aux spilites et seulement après aux solutions hydrothermales. Ces dernières contiennent, il est vrai, par endroits des quantités assez larges en chlorite (Mg!) et nous connaissons par les travaux de Vogt e. a. (lit. 20 et 180) beaucoup d'associations de sulfures de cuivre en cohérence intime avec les magmes intermédiaires, basiques et même ultrabasiques, mais leur quartz abondant ainsi que la présence de panabases indiquent plutôt une origine comme produits de différenciation résiduels d'un magma granitique. Or, il y a en effet des granites fini- ou post-hercyniens en Belledonne (voir note p. 184) et les filons métallifères en question constituent un phénomène général dans cette chaîne. O. H. Ødman décrivait des cheminées de quartz-tourmaline avec des minerais pyriteux et cuivreux dont il attribuait l'origine pneumatolytique-hydrothermale au cortège lamprophyrique d'un magma granitique (1941, lit. 141). Il fit en même temps mention d'un apport étendu de potasse et d'une élimination considérable de soude et de chaux effectuées par ces solutions à une roche intermédiaire (Dacite). Cela fit e. a. complètement chloritiser la hornblende! Boliden, Suède.

Des phénomènes semblables ont été décrits par Th. Hügi (1941, lit. 68, p. 53) du fait de la propylitisation d'un mélaphyre permien de l'Ochsenstock (massif de l'Aar).

Le Verrucano des nappes helvétiques, ainsi que le contact entre le Houiller et le Trias dans les massifs centraux des Alpes suisses, est d'ailleurs très riche en minéralisations de cette espèce avec les sulfures et les sulfosels du cuivre (cf. F. de Quervain et E. Kundig, 1941, lit. 149), mais c'est aussi dans les calcaires anciens du soubassement et les calcaires houillers que MM. Gysin et Desbeaumes viennent de décrire encore des cheminées pareilles à notre type 8 (1947, lit. 62) du massif du Mont-Blanc. Il se trouve que les mêmes feldspaths potassiques à inclusion de plagioclase s'y rencontrent dans la roche encaissante comme nous les connaissons de nos types 7. La vermiculite elle aussi se présente là-bas, ainsi que les substitutions de la tétraédrite à la chalcopyrite.

MM. Gysin et Desbeaumes parallélisent ces cheminées avec des associations minéralogiques semblables se présentant aux calcaires noirs qu'ils attribuent au Lias, et ils indiquent même leur âge collectif comme post-alpin. M. Huttenlocher montrait en 1934 (lit. 70) la même tendance à attribuer tous les dépôts hydrothermaux dans cette zone à une seule période de métallisation post-alpine. Nous trouvons par contre chez MM. Moret et Nicolet (1925, lit. 126, p. 124 et 1931, lit. 129) des données claires sur l'âge pré-triasique sup. et peut-être encore plus ancien, des filons de quartz cuprifères dans le soubassement de Belledonne. M. Nicolet a trouvé à Allevard deux systèmes de cheminées orientées N — S et E — W, traversant le Grès d'Allevard et butant contre les cargneules du Trias. C'est aussi à cause de

cette découverte qu'il concluait à une pseudoconcordance entre ces deux dépôts. Nous avons nous aussi soutenu plus haut l'âge pré-triasique sup. de nos types 7 et 8 et corrélaté leur formation avec des processus semblables qui probablement ont exercé leur influence avant le dépôt du Trias, comme la propylitisation du type 7a et la phase importante de silicification qui a attaqué le Houiller et spécialement son conglomérat de base. Ainsi la phase hydrothermale est datée selon toute vraisemblance comme post-westphalien D sup. et pré-triasique.

Vu le fait que le type 8 se présente souvent sous forme de cheminées quasi-verticales, liées à des failles raides, dirigées par préférence N — S ou E — W, nous voudrions proposer comme genèse possible que les solutions résiduelles hydrothermales d'un magma granitique montaient et s'épanchaient par des failles et des fentes finihercyniennes et que leur refroidissement y avait tellement avancé qu'elles y cristallisaient partiellement. La dénudation et l'oxydation ultérieures doivent avoir eu lieu au Permien, tandis que les failles en question ont parfois rejoué à l'époque alpine, témoin le cataclase et la récristallisation du type 8.

Il ne serait maintenant plus justifiable d'attribuer la matière primitive des spilites liasico-triasiques à la différenciation d'un magma hercynien. Nos observations faites à cette roche étaient trop limitées pour que nous puissions nous prononcer sur la question si nous avions affaire ici à une formation hydromagmatique, auto- ou allohydrothermale. Il suffirait de répéter notre conclusion du chapitre III, notamment, que ces roches intrusives ou subeffusives, doivent leur genèse en premier lieu à la consolidation d'un magma basique plus récent. Quant aux suppositions sur les causes de leur pauvreté en chaux, nous ne nous hasarderons pas à les faire. Nous avons combattu seulement l'explication que MM. Termier, Perrin et Roubault en ont donné avec les arguments dont nous disposons (voir pp. 157 et 164). Remarquons finalement qu'à notre avis il n'est pas possible que leur albite soit originée par métasomatose d'un plagioclase basique, témoin sa constitution non-zonée et le manque total d'inclusions basiques (voir Pl. IV, fig. 6).

Les minerais cuivreux sont rarement associés avec des spilites, tant que nous sachions, et même ils ne se rencontrent comme tels nulle part dans la chaîne de Belledonne. Par contre, nous avons trouvé nous-mêmes des imprégnations dans la roche encaissante de la pyrite à bordure de „feather-quartz" et de chlorite, du silice et de l'albite, étant sans aucun doute en rapport intîme avec l'intrusion de la fusion spilitique. Aussi sommes-nous enclins à distancier ces spilites du cycle magmatique hercynien et de les mettre au commencement du cycle magmatique alpin (voir p. 131).

Résumé de l'histoire des roches et de la chaîne.

La corrélation des diverses précisions d'âge tectoniques, stratigraphiques et pétrologiques se révèlent enfin le plus dans un schéma chronologique (voir p. 190, 191).

Pour autant que nous l'ayons étudiée, cette histoire commence par un épi-méso-métamorphisme qui n'atteint tout au plus que la zone d'almandin et qui est principalement dû à la dislocation d'une ou de plusieurs séries de grès, d'argiles, d'arkoses, de bancs calcaires et d'intercalations fortement carbonées. A cela appartiennent aussi des granites et des granites-aplites dynamométamorphosés dont le rapport géologique avec le reste du cristallophyllien n'a pas été étudié plus amplement par nous, mais qui sont évidem-

ment de beaucoup plus anciens que les granites ultérieurs du Mont-Blanc, de Cevins, des Sept-Laux et du Pelvoux. En attendant ils rendent vraisemblable que plusieurs séries de schistes cristallins partiellement polymétamorphiques soient superposées dans la chaîne ancienne. Comme on pouvait s'y attendre les roches les plus fortement métamorphosées (zone d'almandin du méso-métamorphisme) se rencontrent dans la région axiale de l'anticlinal en éventail qui doit avoir formé autrefois les parties les plus profondes du géosynclinal. Les sédiments marginaux et superficiels sont souvent métamorphosés dans la zone épi (séricito-schistes et chlorito-schistes), aussi bien que les roches d'origine éruptive (gneiss granitiques ou granites dynamométamorphosés). Aussi la dislocation a-t-elle été un facteur important.

Ces séries enfoncées profondément dans l'écorce terrestre et probablement comprises encore ou de nouveau dans des plissements, furent alors intrudées par un magma basique provenant probablement de la couche basaltique subcrustale et différencié en place par la ségrégation de cristaux de chromite, d'olivine, de diallage et de barkévikite ou par une venue pratiquement contemporaine de fusions basiques et ultrabasiques. Tous ces passages graduels entre les roches basiques et ultrabasiques plaident, il est vrai, pour une différenciation en place, mais n'oublions pas que la poussée latérale régnant pendant la mise en place aura provoqué outre des complications structurales encore des complications matérielles.

Peut-être que le magma a suivi un chemin du milieu et que les chromites, et les olivines ont commencé déjà en profondeur à se cristalliser et qu'après cela ils ont été exposés, lors de l'intrusion, à la pression différentielle régnant dans les parties plus élevées de l'écorce terrestre et ont été écrasés, résorbés et ségrégés. Le diallage avec son orientation quasi-parallèle du plan (100) a été cristallisé dès le début sous l'influence d'une poussée latérale.

Après cela se cristallisaient le diopside, la barkévikite et le plagioclase, de sorte qu'à côté des roches péridotiques les roches gabbroïques aussi montraient un état assez avancé de consolidation, lorsque la poussée latérale renouvelait ses forces. Le plagioclase restait plus ou moins stable lors de son écrasement, mais le pyroxène et probablement aussi la barkévikite devaient faire place à la smaragdite et l'actinote dans ces roches possédant encore assez de plasticité pour réagir à la pression différentielle parce que leur intrusion avait lieu un peu plus tard ou parce qu'elles se trouvaient seulement dans un état moins avancé de consolidation.

Dès lors le produit de différenciation dioritique commença à cristalliser, la poussée latérale s'occupant d'un arrangement piézocristallin de la hornblende. En même temps les fusions résiduelles pegmatitiques et aplitiques furent pressurées et injectées et le tout fut plissé en état semi-fluide (s. d. structure ptygmatique) donnant surtout à la diorite l'aspect d'une amphibolite rubannée, aspect qui repose sur une différenciation en place et sous pression latérale en bandes méla- et leucodioritiques. On peut constater clairement que les bandes leucocrates se sont comportées le plus plastiquement.

A côté des diorites susmentionnées nous avons cependant trouvé aussi des *veines* et des *filons* méladioritiques (parfois porphyriques) étant parfois plus plastiques que la leucodiorite et recoupant les autres diorites souvent à l'emporte-pièce. Leur consolidation ainsi que leur intrusion était donc en majeure partie post-tectonique et leur origine doit être cherchée en profondeur. D'ailleurs, il n'est pas impossible que beaucoup des s. d. diabases, porphyrites, et microdiorites des terrains cristallophylliens et du Houiller puissent être

parallélisés avec ces méladiorites. Malheureusement nous n'avons pu constater nulle part si ces filons, qui ne sont pas de beaucoup plus récents ne montrant nulle part des „chilled margins", butent contre le Westphalien D sup. ou qu'ils le traversent. Ce dernier cas échéant, la mise en place du complexe (ultra-)basique entier pourrait être fixée sans plus à l'époque proto-hercynienne.

Que sa mise en place fût syntectonique résulte, outre des textures subparallèles du cristallophyllien et des stromatites basiques, encore de leurs phénomènes de contact. Il n'y est que très rarement question d'injection discordante et de „magmatic stoping". Le transport de matière a plutôt eu lieu à travers les rubans micacés du cristallophyllien (gneiss à phlogopite, type 5c). Que le facteur thermique du métamorphisme commençat alors à prédominer le dynamique s'avère clairement de la décomposition de l'almandin et de la formation de cornéennes à cordiérite ne montrant qu'à proximité immédiate des roches éruptives basiques un arrangement parallèle de grains de sphène. Evidemment la poussée latérale était encore assez forte pour causer une piézocristallisation, mais ne suffisait plus pour la plupart des récristallisations orientées. La phase tectonique avait donc déjà passé son paroxysme.

Dès lors, la chaîne a commencé à monter, faisant décroître la pression hydrostatique et accélerer le refroidissement du complexe éruptif. Il ne se présentait donc plus d'occasion pour une différenciation par cristallisation. La chaîne fut intensivement ravinée et le Westphalien supérieur et le Stéphanien furent déposés dans des cuvettes intramontaines à faciès limnique.

Les solutions aqueuses qui pendant ou peu après le dépôt de ce Houiller ont magnétitisité, serpentinisé, chloritisé et saussuritisé les roches (ultra-) basiques, pourraient avoir du leur naissance à une ébulliton rétrograde par soulagement de pression d'un bain de fusion résiduel en admettant toutefois que la mise en place fut proto-hercynienne (donc avait eu lieu pendant la phase tectonique sudétique ou „erzgebirgienne"). Ces solutions auraient pu remplir les interstices des péridotites et des gabbros étant peut-être encore chauds. Cependant il est aussi probable qu'il s'agissait en grande partie de l'eau souterraine activée par la poussée latérale fini-hercynienne.

Encore plus tard des solutions hydrothermales, riches en silice et potasse s'acheminaient par des failles fini-hercyniennes (saaliennes ou palatines) et propylitisaient la roche basique déjà refroidie et dénudée ainsi que le Houiller. Elles comportaient des agents minéralisateurs et donnaient en fin de compte lieu à une période de métallisation, où plusieurs cycles de méta-somatose peuvent être distingués (voir p. 82/8). Elles pourraient être mises en rapport avec un magma granitique fini- ou post-hercynien (Sept-Laux).

Pendant le Permien la dénudation fut reprise et complétée, formant localement des dépôts continentaux indiquant un manque de végétation qui peut être rendu responsable de l'oxydation forte dans cette période.

L'activité éruptive ne recommençait que bien après la transgression de la mer du Trias et probablement même pendant le Lias inférieur, donnant lieu à la formation de spilites. Il est vraisembable que le géosynclinal alpin était alors déjà tellement profond que le magma pouvait y pénétrer par des fissures de tension.

Enfin on peut constater encore un dynamométamorphisme local avec des phénomènes cataclastiques et épiblastomylonitiques concentrés le plus souvent en zones. Celui-ci affecte surtout les serpentinites et est en grande

HISTOIRE SCHEMATIQUE DU MASSIF DE

Sédiments	Tectonique	Mise en place et consolidation
Quaternaire		
	Failles alpines (chevauchements et avancées en profondeur, dirigés NE — SW?)	Paragénèses de minéraux remplissant des fentes (types 9)
Trias ~~~~~?	discordance palatine?	spilites
Permien? ~~~~~?	Pénéplanisation intensive discordance saalienne?	
		filons de quartz du type 8 (provenant d'un granite postérieur?)
Stéphanien Westphalien D sup.	failles et fentes finihercyniennes, quasi-verticales, dirigés ± N — S et E — W	
	éventail basique dirigé N 35° E (deux phases de poussée orogénique)	méladiorite (type 3e) magma dioritique (type 4b) avec aplites et pegmatites (3b, c, d) trémolitite et biotite-chloritite (1d, e) diallagites et hornblendites (types 1b, c) magma (ultra-)basique (types 1a, 3a)
	éventail acide dirigé N 33° E	
	géosynclinal anté-houiller	granite ancien

BELLEDONNE (REGION LACS ROBERT).

Accidents des magmes, des minéraux et des roches.

Types 9 consolidés souvent sous l'influence de la poussée latérale; dynamométamorphisme local du substratum, surtout des roches ultrabasiques: 2b, c (épi-blastomylonites);
cataclase partiel.

auréole de contact avec le Trias, auquel ils sont intrusifs ou subeffusifs.

oxydation, lessivage et cimentation à la pénéplaine anté-triasique: formation du chapeau de fer au type 8, du type 7b et des minéraux supergènes.

phase hydrothermale métallifère avec métamorphisme périphérique:
- inférieure: minéraux métallifères épi-mésothermaux, quartz de géode (parfois enfumé).
- supérieure: minéraux hypothermaux et pegmatitiques.
- silicification, K-feldspathisation, décalcification (type 7a).

phase d'épi-blastèse (+ „stress"?): chloritisation, serpentinisation, saussuritisation des roches (ultra-)basiques, magnétitisation des chromites.

différenciation lamprophyrique du bain de fusion dioritique?
exomorphisme de contact: formation de cordiérite, de phlogopite et des cornéennes; déstruction de l'almandin (types 5a, b, c);
endomorphisme de contact: porphyroblastes de clinozoïsite (type 4c);
phase
- piézocrostalline: consolidation des diorites sous pression latérale, pétrissage, pressurage de fusions résiduelles aplitiques e. a.;
- protoclastique (2me): écrasement et récristallisation des types 2a et 4a, méso-blastomylonites;

différenciation ultérieure du bain de fusion ultrabasique?
résorption de la première génération;
cristallisation du zircon, du diopside, de la barkévikite et de la labradorite;
1ère phase protoclastique: écrasement de la chromite et du diallage;
mise en place contemporaine ou différenciation en place des bains de fusion basique et ultrabasique par cristallisation et gravitation de la chromite, de l'olivine et du diallage.

épi-méso-métamorphisme de l'enveloppe cristallophyllienne (e. a. dynamométamorphisme du granite ancien (6b), formation d'almandin et ségrégation des lentilles du type 5e?)

partie d'âge alpin, mais de moindre importance que p. e. dans les massifs centraux des Alpes suisses où les sédiments mésozoïques eux aussi sont plus fortement métamorphosés qu'en Belledonne. Déterminer sa limite précise avec la saussuritisation et la serpentinisation susmentionnées (étant en grande partie d'âge finihercynien) n'est parfois pas possible, surtout quand celles-ci sont également favorisées par des efforts mécaniques. Les paragénèses de minéraux remplissant des fentes sont nettement formées par des solutions latéral-secrétionnaires et notamment sous l'influence de la poussée alpine.

Dans le schéma (p. 190) n'ont été jalonnés par des lignes horizontales que des phénomènes qui appartiennent à des époques clairement séparées les unes des autres. Des discordances ont été rendues par le signe ~~~~ et des discordances problématiques par le signe ——~~~~.

Quant aux hypothèses formulées antérieurement et nos objections contre elles, nous renvoyons à § A de ce chapitre.

Généralement parlant les complications structurales et matérielles très avancées donnant, autour des Lacs Robert, un caractère spécial à chaque décimètre carré de la roche, ne sont pas concevables sans postuler un pétrissage ou pressurage tectonique de matière sémi-fluide.

CHAPITRE VI.

REMARQUES SUR LES FORMATIONS QUATERNAIRES, L'HYDROLOGIE ET LA MORPHOLOGIE.

Dans la région relevée les formations postérieures au Trias, sont exclusivement d'âge quaternaire et de faciès continental, et souvent d'origine glaciaire. A côté de coulées de blocs sèches et grossières dont les matériaux ne peuvent être arrivés à leur gisement actuel, autrement que par le transport glacier, nous avons trouvé de beaux remparts et des vallums de moraine constitués de matériel à grain fin avec un saupoudrage de blocs grossiers, qui longent souvent la pente de la vallée (Robert N).

Des blocs erratiques de quelques mètres cubes ne sont pas rares. Ils sont tous originaires du complexe basique de Belledonne (voir Pl. XII, fig. 2). Vu le fait qu'ailleurs dans cette chaîne il est encore question d'une glaciation actuelle (Glacier de Freydane) la formation définitive de ces moraines locales doit être posée au post-Würm (A^1 Gl^{4-9} selon W. Kilian, 1924/25, lit. 85). Il en est ainsi dans une plus large mesure pour les moraines de névé situées au pied des cônes de déjection secs et montrant au Cirque de l'Infernet (Pas des Escombailles) nettement des stades de retrait, jalonnés par 3 bourrelets concentriques comme M. Lory a constaté déjà lors de sa visite en 1904 (lit. 110). Selon M. Lory ces bourrelets reflètent le retrait rapide des glaciers dans les dernières décades, quoique la limite des neiges passât cette hauteur déjà pendant les stades de Geschnitz, Bühl et Daun (cf. 1922, lit. 116).

La limite inférieure des moraines est souvent jalonnée par un niveau de sources qui semble d'autre part suivre celle du complexe de serpentinites. Ces deux formations sont en effet plus poreuses qui le complexe basique sous-jacent.

L'érosion glaciaire aura déjà enlevé en majeure partie le noyau de serpentinite moins résistante du complexe basique. Les cirques glaciaires surcreusés des Roberts, de l'Infernet et de la Lessive ne descendent en effet pas beaucoup au delà de la limite inférieure du massif de serpentinite (zone de pétrissage du plus grand Lac Robert!). Les chaînons de serpentinite restés debout entre ces cirques, sont souvent couverts de sommets ou de crêtes de matériel basique dont l'enlèvement est en large partie du à l'érosion post-glaciaire (le Manque, la Bottine et peut-être encore récemment la Botte).

Qu'il y ait encore des affleurements de serpentinite dans cette région doit être attribué à la circonstance que l'érosion glaciaire n'a pas réussi à enlever partout son toit basique. La faute en est probablement aussi aux chevauchements et imbrications alpines de la roche basique (le Manqué-Col des 3 Fontaines, coupes III et IV; Pl. XII, fig. 1).

Les fonds des cirques comportent des lacs n'ayant souvent qu'un écoulement souterrain et qui sont alimentés par des ruisseaux très petits et temporaires, trouvant leur débit au moyen du niveau de sources sus-

mentionné. Les lacs plus petits à écoulement superficiel peuvent assécher entièrement en étés secs. Les Lacs Robert s'entre-communiquant au travers de la matière morainique ont un écoulement souterrain et ceci dans une mesure moins large à proportion que leur niveau d'eau est moins élevé. Dans l'été très sec de 1947 on pouvait se promener déjà en juillet d'une presqu'île du plus grand Lac Robert à l'autre sur une file de blocs. Le niveau se trouvait alors quelques deux mètres au-dessous du maximum. Au mois de septembre de la même année la situation était toujours pratiquement la même et le lac n'était toujours pas divisé en deux parties, quoiqu'il ne se trouvât sur le seuil que quelques décimètres d'eau et que l'alimentation fut pratiquement arrêté. Il doit donc se trouver un niveau d'écoulement important à environ 2 mètres au-dessous du niveau d'eau maximum du plus grand Lac Robert qui garantit l'équilibre au service de l'eau de ce lac.

Les Lacs Robert plus petits se trouvant plus à l'est, sont moins profonds et n'écoulent qu'en débordant dans le lac d'ouest. Par conséquent ils ne déchalent jamais entièrement. Aussi le lac situé plein est du plus grand lac peut s'unir pratiquement avec le premier à niveau d'eau élevé. On peut constater dans ce cas un courant allant d'est à l'ouest.

Ces lacs n'écoulent donc pas dans la vallée sèche en U des Roberts, s'étendant vers le nord, mais via le lac d'ouest dans la direction W ou NW. Les petites cascades qui croisent le sentier des Seiglières vers l'Oursière sur la pente NW du Grand Eulier et qui, en été de 1947, déchalèrent quasi-entièrement, se trouvent peut-être en rapport avec cet écoulement souterrain des Lacs Robert. Le cirque des Roberts est alors séparé par un verrou nettement imperméable de la vallée d'écoulement glaciaire. Les parois et les fonds de cette dernière, en tant qu'ils émergent de leur couverture d'éboulis et de moraines, sont nettement rongés et arrondis par le glacier local qui s'y écoulait autrefois et dont l'érosion a enlevé le prolongement au nord du massif de serpentinite des Roberts. Des lambeaux de serpentinite plutôt schisteuse en témoignent e. a. encore à la paroi E, au-dessus du Baraque de l'Echaillon, et dans la bosse glaciaire dominant en „nunatak" la matière morainique. Cette bosse glaciaire est une roche moutonnée typique, constituée en majeure partie de matière basique plus résistante, étant sortie par l'érosion glaciaire sélective du fond de la vallée. Il s'agissait peut-être d'une incurvation du soubassement basique dans son noyau ultrabasique. Avec l'auge glaciaire des Roberts, des vallées latérales suspendues confluent du côté E sur le niveau où la section transversale arrondie en forme d'U de cette vallée se perd. Les vallées latérales suspendues sont elles-mêmes le plus souvent surcreusées par rapport à leur gradin de confluence et ne peuvent parfois être appelées qu'un cirque allongé. Surtout les parties profondes en sont toujours remplies de la moraine locale. L'érosion torrentielle est partout limitée à un minimum et cela aussi dans la vallée de la Petite Voudène qui contient le seul névé dans la région relevée et ne montre non plus de possibilité à l'écoulement superficiel (cf. P. Lory, 1904/5, lit. 110).

D'ailleurs la vallée des Roberts aussi est suspendue par rapport à celle où se trouve la Prairie de l'Oursière et qui à son tour descend en gradin vers l'W dans la Cascade de l'Oursière. Sur les bords des Lacs Robert les formes glaciaires du fond du cirque sont nettement visibles. Parfois les parties les plus profondes de dépressions semblables, en forme de cuvettes, sont remplies de limon, dans lequel de petits ruisselets ont formé des marais ou de petits lacs. Sans doute, ce limon a été apporté en majeure partie par les ruisselets eux-mêmes et déposé dans des lacs.

D'autres formations récentes qui ont été superposées aux formes et dépôts glaciaires, sont constituées principalement d'éboulis secs de taille moyenne, arrangés parfois en cônes, surtout sous l'embouchure de vallées suspendues. Certains chaos de blocs e. a. aux sommets à dépression centrale (Casserousse) se sont réalisés peut-être par une désagrégation en place ou par des chutes de montagne. Ils ont été relevés par des points plus grands que l'éboulis normal, mais ils n'ont pas été séparés de celui-ci par une limite de formation. D'autres sommets en blocs sont constitués (comme Chamrousse) d'un sol humeux couvert de „float" et d'une végétation herbeuse. Ici, la désagrégation en place ne peut pas être mise en doute parce que la composition du „float" reflète encore très précisément la distribution de la roche même. Nous avons tâché de rendre cette situation en apportant dans la signature pour les sommets en blocs les couleurs des formations représentées dans le ‚float".

Nous avons constaté enfin sur la pente E de Casserousse une coulée de blocs grossiers qui coïncide avec un glissement de terrain à mouvements glissants des couches superficielles sous l'influence de la pesanteur et de l'eau.

BIBLIOGRAPHIE DES OUVRAGES CONSULTES.

1. ALAN HARCOURT, G. „Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns'', The American Mineralogist, vol. 27, no. 2, 1942, pp. 63—113.
2. BARTH, T. F. W., C. W. CORRENS und P. ESKOLA. „Die Entstehung der Gesteine. Ein Lehrbuch der Petrogenese'', Berlin, 1939, 442 pp.
3. BATEMAN, A. N. „Economic Mineral Deposits'', New-York, 1942, 898 pp.
4. BECKE, F. „Einiges über die Beziehung von Pyroxen und Amphibol in den Gesteinen'', Tschermak's Min. Petr. Mitt., Neue Folge, Bd. 16, Heft $^3/_4$, 1897, pp. 327—336.
5. BEGER, P. J. „Der Chemismus der Lamprophyre'', dans: „Gesteins und Mineralprovinzen'' de P. Niggli, Bd. I, Tl. 6, Berlin, 1922, pp. 217—574.
6. BELJANKIN, D. und N. DILAKTORSKY. „Uber γ-Tonerde'', Centralblatt f. Min. Geol. usw., Abt. A, 1932, pp. 229—244.
7. BELLAIR, P. „Observations sur le massif cristallin du Pelvoux'', Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XL, no. 199, 1939, pp. 189—194.
8. BELLAIR, P. „La bordure occidentale du massif du Pelvoux'', Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XLIII, no. 211, 1942, pp. 119—135.
9. BELLAIR, P. „Observations sur le massif cristallin des Ecrins-Pelvoux'', Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XLIV, no. 212, 1943, pp. 199—208.
10. BELLAIR, P. „Sur l'existence de deux granites d'âge distinct dans le massif des Ecrins-Pelvoux et sur leur caractères différentiels'', C. R. Académie des Sciences, t. 222, 1946, p. 601.
11. BELLAIR, P. „Caractères magmatiques des roches d'épanchement des massifs centraux dauphinois'', C. R. Académie des Sciences, t. 222, no. 22, 27 Mei 1946, pp. 1303—1304.
12. BELLAIR, P. „Les roches filoniennes des massifs centraux dauphinois'', C. R. Soc. Géol. Fr., 1946, pp. 43—45.
13. BELLAIR, P. „Le manganèse dans les roches cristallines du massif des Ecrins-Pelvoux'', C. R. Soc. Géol. Fr., 1946, pp. 96—97.
14. BELLAIR, P. „Le rôle des massifs centraux dauphinois internes dans l'orogénèse alpine'', C. R. Académie des Sciences, t. 224, 1947, p. 57.
15. BENSON, W. N. „Spilitic lavas and radiolarian rocks in New South Wales'', Geol. Mag., dec. V, vol. X, 1913, pp. 17—21.
16. BENSON, W. N. „The Origin of serpentine, a Historical and comparative Study'', American Journ. of Science, 4th ser., vol. 46, 1918, pp. 693—731.
17. BEREK, M. „Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethode'', Berlin, 1924, 168 pp.
18. BERMAN, H., C. FRONDEL and CH. PALACHE. „Dana's Systeem of Mineralogy'', vol. I, 7th ed., New-York, 1944, 834 pp.
19. BERTRAND, P. et P. PRUVOST. „Le Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine'', t. III, Description géologique, IIme partie, Lille, 1934, pp. 35—116.
20. BEYSCHLAG, F., P. KRUSCH und J. H. L. VOGT. „Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine'', Bd. I, „Die Chromitlagerstätten in Peridotiten und aus diesen entstandenen Serpentinen'', Stuttgart, 1914, pp. 263—270.
21. BOWEN, N. L. „Evolution of igneous rocks'', Princeton University Press, 1928, 332 pp.
22. BOWEN, N. L. and O. F. TUTTLE. „Serpentine and talc equilibria'', Volume of titles and abstracts, Int. Geol. Congres, XVIIIthe Session, London, 1948, p. 5.
23. BRAJNIKOV, B. „Pétrographie et rayons X. Essai de bibliographie critique'', Actualités scientifiques et industrielles no. 347, Exposés de géochimie publiés sous la direction de Pierre Urbain, II, Paris, 1936, 38 pp.
24. BRANDENBERGER, E. „Röntgenographisch analytische Chemie'', Lehrbücher und Monographien aus den Gebieten der exakten Wissenschaften, Basel, 1945, 287 pp.
25. BRONGNIART, A. „Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes'', Paris, 1827, pp. 95—99.

26. BUNGE, E. M. „Etude géologique de la zone synclinale de Cevins en Tarentaise (Savoie)", Thèse, Grenoble, 1930, 87 pp.; Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XVI, fasc. 1, 1931.
27. BURRI, C. „Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte", Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XI, Heft 2, 1931, pp. 285—289.
28. BURRI, C. und P. NIGGLI. „Die jungen Eruptivgesteine des Mediterranen Orogens", 1er Hauptteil „Die Ophiolithe", Vulkaninstitut Immanuel Friedländer, Zürich, 1945, 654 pp.
29. CAILLÈRE, Mlle S. „Contributions à l'étude des minéraux des serpentines", Bull. Soc. franç. Min. t. 59, 1936, pp. 163—326.
30. CHOUBERT, G. et B. „Nouvelles observations tectoniques sur le massif du Tabor", C. R. Académie des Sciences, t. 196, 1933, pp. 1040—1042.
31. CHOUBERT, G. „Sur l'âge des gabbros du Tabor (Dauphiné)", C. R. 66me Congr. Soc. Savantes, 1933, pp. 148—153.
32. CHOUBERT, G. „La serpentine du Tabor (extrémité sud du massif de Belledonne, Dauphiné) et les roches qui l'accompagnent", Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 18, 1934/35, pp. 51—120.
33. CLARK, G. L. and A. ALLY. „X-ray examinations of chrome ores: (I) Lattice dimensions", American Mineralogist, vol. 17, 1932, pp. 66—74; Journ. Am. Ceram. Soc., vol. 15, 1932, pp. 213—225.
34. COLE, G. A. J. „The variolite of Ceryg Gwladys, Anglesey", Proc. Royal Dublin Soc., new. ser., vol. VII, 1891/92, pp. 112—120.
35. DEICHA, G. „Quelques observations sur les voies de minéralisation post-triasique en bordure S W du massif du Mont-Blanc", et observations aux notes de MM. Perrin et Roubault, C. R. Soc. Géol. Fr., 1947, p. 16; 1948, pp. 230—232, Bull. Soc. Géol. Fr., 5me sér., t. XVI, pp. 628, 636.
36. DELEBECQUE, A. „Sur les lacs du massif de Belledonne", Arch. Sc. Phys. et Nat., Genève, 3 pér., t. 30, 1893, pp. 664—665.
37. DEWEY, H. and J. S. FLETT. „On some British pillow lavas and the rocks associated with them", Geol. Mag., dec. V, vol. 8, 1911, pp. 202—209, 241—248.
38. DUPARC, L. „Sur le prolongement supposé de la chaîne de Belledonne", Arch. Sc. Phys. Nat. Genève, 3me pér., t. 31, 1894, pp. 608—611.
39. DUPARC, L. et E. RITTER. „Les formations du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la région N W de la première zone alpine. Etude pétrographique", Mém. Soc. Phys. d'hist. nat. Genève, t. XXXII, 1er partie, no. 4, 1894, 35 pp.
40. DUPARC, L. „Sur les gabbros et les amfibolites de la chaîne de Belledonne, C. R. Académie des Sciences, t. 118, 1894, pp. 673—675.
41. DUPARC, L. „Sur les roches éruptives de la chaîne de Belledonne", C. R. Académie des Sciences, t. 122, 1896, pp. 634—636.
42. DUPARC, L. „Diagnoses de quelques roches: III. Granulite amfibolique du Mont Thabor (chaîne de Belledonne)", Arch. Sc. Phys. Nat. Genève, 4me pér., t. I, 1896, pp. 480—481.
43. DUPARC, L. „Roches éruptives basiques et amfibolites de Belledonne", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 8, no. 55, 1896/97, pp. 1—22.
44. DUPARC, L. „Sur la transformation du pyroxène en amfibole", Bull. Soc. franç. Min., t. XXXI, no. 2, 1908, pp. 50—79.
45. EPPRECHT, W. „Die Eisen und Manganerzen des Gonzen", Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Lieferung 24, 1946, 128 pp.
46. FALLOT, P. „Tectonique hercynienne et tectonique alpine" et observations aux notes de MM. Perrin et Roubault, Bull. Soc. Géol. Fr., 5me série, t. XIV, fasc. 1—2—3, 1944, pp. 99—102; C. R. Soc. Géol. Fr., 1947, p. 16.
47. FISHER, L. W. „Chromite: its mineral and chemical composition", The American Mineralogist, vol. 14, 1929, pp. 341—357.
48. FLAHERTY, G. F. „Spilitic rocks of southeastern New Brunswick", Journal of Geol., vol. XLII, no. 8, 1934, pp. 785—808.
49. FLETT, J. S. and J. B. HILL. „Geology of the Lizard and Meneage", Explanation of sheet 359, Memoirs of the Geological Survey of Great Britain, 2nd edition, London, 1946, 208 pp.
50. FORSTER, R. „Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite", Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXVII, Heft 2, 1947, pp. 249—471.
51. GIGNOUX, M. „Sur un gisement de végétaux triasiques près de St. Jean de Maurienne (Savoie)", C. R. Académie des Sciences, t. 186, no. 1, 1928, pp. 41—43.

52. GIGNOUX, M. et L. MORET. Observations à propos de deux notes récentes de Géologie alpine: grès singuliers du Col du Bonhomme (Savoie) et Trias à Equisetites du Briançonnais'', C. R. Soc. Géol. Fr., 1929, pp. 17—19.
53. GIGNOUX, M. et L. MORET. „Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne'', Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XV, fasc. 3, 1931, pp. 42—69.
54. GIGNOUX, M. et L. MORET. „Géologie Dauphinoise ou Initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble'', Grenoble, 1944, Chap. I, pp. 17—49; II, pp. 53—63; III, pp. 65—81; IV, pp. 82—116; X, pp. 179—222; Part. II, Chap. II, pp. 242—249; Exc. XIV, pp. 365—373; Concl. gén., pp. 387—408.
55. GIGNOUX, M. „Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs centraux des zones alpines externes'', Bull. Soc. Géol. Fr., 5me serie, t. XVI, 1946, pp. 631—637.
56. GIGNOUX, M. „Observations à une communication de M. Roubault sur la Géologie Alpine'', C. R. Soc. Géol. Fr., 1948, pp. 31—32.
57. GILLULY, J. „Keratophyres of eastern Oregon and the spilite Problem'', American Journ. of Science, vol. 229, 1935.
58. GRUBENMANN, U. und P. NIGGLI. „Die Gesteinsmetamorphose'', I, Allgemeiner Teil, Berlin, 1924, 539 pp.
59. GUEYMARD, E. „Sur la minéralogie, la géologie et la métallurgie du département de l'Isère'', Grenoble, 1831, pp. 91—93, 200—234.
60. GUEYMARD, E. „Statistique générale du département de l'Isère'', t. I, livre 1er, titre 2me (Géologie), Grenoble, 1844, pp. 158—176.
61. GYSIN, M. „L'application des méthodes de Fédoroff à l'identification d'un microcline non maclé'', C. R. séances de la Soc. Phys. et d'hist. nat. de Genève, t. 45, no. 1, 1928, p. 33; Arch. Sc. Phys. Nat., 5me pér., t. 10, 1928.
62. GYSIN, M. et P. DESBAUMES. „Les minerais de la région Chamonix-le Fayet (Haute-Savoie)'', Bull. Soc. Fr. Min., t. LXX, no. 7—12, 1947, pp. 215—250.
63. HARKER, A. „Metamorphism. A Study of the transformation of rock masses'', 2nd ed., London, 1939, 362 pp.
64. HEIM, A. „Geologie der Schweiz'', Bd. II, erste Hälfte, Leipzig, 1921, pp. 268—272.
65. HESS, H. H. „A primary peridodite magma'', American Journ. of Science, 5th ser., vol. 35, 1938, pp. 321—344.
66. HORNUNG, T. G. „Les hornblendes communes. Etude sur leurs propiétés chimiques et physiques'', Thèse, Genève, 1907, 83 pp.
67. HUBER, H. M. „Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichem Gotthardmassif'' Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXIII, 1943, pp. 72—260.
68. HÜGI, TH. „Zur Petrographie des östlichen Aarmassives (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins'', Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXI, 1941, pp. 1—120.
69. HÜGI, TH. „Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbemethoden'', Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXV, Heft 1, 1945, pp. 114—140.
70. HUTTENLOCHER, H. F. „Die Erzlagerstättenzonen der West-Alpen'', Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV, 1934, pp. 22—149.
71. JODOT, P. „Sur la présence d'une faune à Myophoria Goldfussi dans le Trias de la Bordure Sud du Pelvoux (Hautes-Alpes)'', Bull. Soc. Géol. Fr., 4me série, t. 26, 1926, pp. 139—143.
72. JOHANNSEN, A. „A descriptive petrography of the igneous rocks'', 4 vol., Chicago, 1931.
73. JONG, W. J. DE. „Over de kristalstrukturen van arsenopyriet, borniet en tetraëdriet'', Dissertatie, Delft, 1928, 43 pp.
74. KILIAN, W. „Feuilles de Grenoble et de Vizille au 80.000e'', Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. VIII, no. 53, 1896/97, pp. 174—175.
75. KILIAN, W. et P. TERMIER, „Contribution à l'étude des microdiorites du briançonnais'', Bull. Soc. Géol. Fr., 3me série, t. XXVI, 1898, pp. 348—356.
76. KILIAN, W. „Sur les divers faits nouveaux de la géologie des Alpes dauphinoises'', C. R. Académie des Sciences, t. 127, 1898, pp. 738—740; Ann. Univ. Grenoble, t. XI, 1899, pp. 391—395.
77. KILIAN, W. „Feuille de Lyon au 320.000e'', Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XVI, no. 105, 1904/05, p. 124.
78. KILIAN, W. et P. LORY. „Explorations géologiques exécutées dans le Sud-Est de la France pendant l'année 1904. Feuille Vizille, feuille Lyon'', Bull. Serv. Carte Géol. Fr., C. R. des collab. pour la campagne de 1904; Ann. Univ. Grenoble, t. XVII, 1905, pp. 120—121, 124.

79. KILIAN, W. „Revision des feuilles de Grenoble et Vizille au 80.000e; Lyon au 320.000e", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XVII, no. 115, 1905/06, p. 139.
80. KILIAN, W. Revision des feuilles de Grenoble etc. aut 80.000e et carte au 320.000e de Lyon", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XIX, no. 119, 1907/08, p. 151.
81. KILIAN, W. et J. REVIL. „Etudes géologiques dans les Alpes occidentales", Mémoires pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France, vol. II, fasc. 1, chap. 1, 1908.
82. KILIAN, W. „Revision de la carte au 320.000e de Lyon. Massifs et vallées du Dauphiné (Romanche et Oisans)", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XIX, no. 122, 1908/09, p. 160.
83. KILIAN, W., P. TERMIER, P. LORY et CH. JACOB. „Notice explicative de la feuille de Grenoble (2me éd.) de la carte géologique de France au 1/80.000e", Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XI, fasc. 1, 1910, p. 234; Bull. Soc. Statist. Isère, 4me série, t. XI, 1909/10, pp. 377—395.
84. KILIAN, W. et J. REVIL. „Aperçu sommaire sur les roches éruptives des Alpes françaises", Bull. Soc. Statist. Isère, t. XXXIX, 1918; Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XII, 1er fasc., 1917/22, pp. 97—120.
85. KILIAN, W. „Observations, études et revisions effectuées au cours de la compagne 1924", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXIX, no. 158, 1924/25, pp. 75—77.
86. KÖHLER, A. „Erscheinungen an Feldspathen in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis", Tschermak's Min. Petr. Mitt., 3e Folge, Bd. I, Heft 1, 1948, pp. 51—67.
87. KORDES, E. „Kristallchemische Untersuchungen über Aluminiumverbindungen mit spinellartigem Gitterbau und über γ-Fe_2O_3", Ztschr. f. Kristallogr., Bd. 91, 1935, pp. 193—228.
88. LACROIX, A. „Minéralogie de la France et de ses colonies", 5 vol., Paris, 1893—1913.
89. LAUNAY, L. DE. „Traité de Métallogénie. Les gîtes minéraux et métallifères", Paris, 1913, pt. II, pp. 601—602; pt. III, p. 143.
90. LEHMANN, E. „Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde", Wetzlar, 1941.
91. LEXIQUE PETROGRAPHIQUE, préparé par M. F. Loewinson—Lessing, C. R. de la VIIIme session du Congrès géologique international en France, fasc. II, part. VII, Paris, 1901, pp. 1003—1302.
92. LINDGREN, W. „Mineral deposits", New-York, 3rd ed., 1928, 1049 pp.
93. LODOCHNIKOW, W. „Serpentines and Serpentinites and the petrological problems connected with them", Prob. of Sov. Geol., 5, 1933; pp. 119—151; Extrait: Neues Jahrb. Min. Geol. Pal., Abt. II, 1935, p. 815.
94. LORY, CH. „Note sur la composition minéralogique et chimique de quelques roches des Alpes du Dauphiné", Bull. Soc. Géol. Fr., 2me série, t. VII, 1850, pp. 540—548; Bull. Soc. Statist. Isère, 2me série, t. I, 1851, pp. 241—262.
95. LORY, CH. „Sur deux gisements de roches amphiboliques associées à des euphotides et à des serpentines dans les environs de Grenoble", Bull. Soc. Statist. Isère, 2me série, t. II, 1852/54, pp. 353—366.
96. LORY, CH. „Description géologique du Dauphiné pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province", § 30, 31, 33, 73—84, 96—106, 115, Chapitre III et IV, Paris, 1860; Bull. Soc. Statist. Isère, t. V, VI, VII, 1860—1864.
97. LORY, CH. „Note sur quelques faits de la structure des massifs centraux des Alpes", Bull. Soc. Géol. Fr., 3me série, t. I, 1872/73, pp. 397—405.
98. LORY, CH. „Sur les variations minéralogiques des schistes cristallins dans les Alpes occidentales", Bull. Soc. Géol. Fr., 3me série, t. III, 1874/75, pp. 794—797.
99. LORY, CH. „Sur les schistes cristallins des Alpes occidentalis et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région", Bull. Soc. Géol. Fr., 3me série, t. IX, 1880/81, pp. 652—683.
100. LORY, CH. „Etude sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales", Mem. Int. Geol. Congres 1888, London, 1891, pp. 86—103.
101. LORY, P. „Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne. Note sur la bordure occidentale du massif d'Allevard", Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. II, fasc. 1, 1892, pp. 1—42; Ann. Univ. Grenoble, t. V, 1893, pp. 155—196; Bull. Soc. Statist. Isère, 4me série, t. II, 1894—1895, pp. 49—90.
102. LORY, P. „Feuilles de St. Jean de Maurienne, Die, Grenoble et Gap", Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. III, 1894/95, p. 356.

103. Lory, P. „Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne. Seconde note sur la bordure occidentale du massif d'Allevard", Grenoble, 1895, 14 pp; Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. III, 1895, pp. 71—82; Ann. Univ. Grenoble, t. VII, no. 1, 1894/95, pp. 399—410; Bull. Soc. Statist. Isère, 4me série, t. II, 1894/95, pp. 297—308.
104. Lory, P. „Feuille de St. Jean de Maurienne (Allevard)", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. VII, no. 44, 1895/96, pp. 131—132.
105. Lory, P. „Feuille de Vizille", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. X, no. 63, 1898/99, pp. 149—150.
106. Lory, P. „Revision de Vizile et de Grenoble. Feuille de Gap", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XII, no.85, 1900/01, pp. 172—174.
107. Lory, P. „Quelques observations dans la chaîne de Belledonne (Alpes Dauphinoises)", Bull. Soc. Géol. Fr., 4me série, t. 1, 1901, pp. 179—183.
108. Lory, P. „Revision de la feuille Grenoble. Chaîne de Belledonne", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XIII, no. 91, 1901/02, pp. 151—153.
109. Lory, P. „Formes et dépôts glaciaires du flanc occidental de Belledonne; surcreusement du Grésivaudan", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XV, no. 98, 1903/04, pp. 123—125.
110. Lory, P. „Revision de la feuille de Grenoble. Chaîne de Belledonne", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XVI, no. 110, 1904/05, pp. 178—179.
111. Lory, P. „Revision de la feuille de Grenoble. Chaîne de Belledonne", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XVII, no. 115, 1905/06, pp. 143—144.
112. Lory, P. „Observations dans la chaîne de Belledonne", Bull. Soc. Géol. Fr., 4me série, t. VII, 1907, pp. 260—261.
113. Lory, P. „Revision de la feuille de Vizille au 80.000e et Lyon au 320.000e", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XIX, no. 122, 1908/09, pp. 167—169.
114. Lory, P. „Revision de la feuille de Vizille au 80.000e", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXI, no. 128, 1909/10, pp. 109—111.
115. Lory, P. „Feuille de Lyon au 320.000e et revision de la feuille Saint-Jean de Maurienne au 80.000e. Flanc occidental de Belledonne", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXIV, no. 140, 1919/20, pp. 83—86.
116. Lory, P. „Sur les stades glaciaires et sur un vallon enrégistreur des stades (Bédinat, Chaîne de Belledonne)", C. R. Académie des Sciences, t. 174, 1922, pp. 1476—1479.
117. Lory, P. „Feuilles d'Avignon et de Lyon au 320.000e et revision de la feuille de St. Jean de Maurienne au 80.000e. Chaîne de Belledonne au Sud de l'Arc", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXIX, no. 158, 1924/25, pp. 69—74.
118. Lory, P. „Sur la tectonique „alpine" de la chaîne de Belledonne au Sud d'Albertville", C. R. Soc. Géol. Fr., no. 1, 1925, pp. 23—25.
119. Lory, P. „Sur la structure de la chaîne de Belledonne et de sa bordure", C. R. Soc. Géol. Fr., 1929, pp. 234—235.
120. Lory, P. „Quatre journées d'excursions géologiques au Sud de Grenoble. I Première journée: (Grenoble, Vizille, Séchilienne, Laffrey, La Mure et retour à Grenoble)", Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XV, fasc. 3, 1931, pp 125—131.
121. Lory, P. „Sur la bordure de la zone du Mt. Blanc (Zone alpine externe) au Sud de Grenoble", C. R. Soc. Géol. Fr., 1933, pp. 74—75
122. Lory, P. „Revisions des feuilles de Die et de Vizille au 80.000e", Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XLV, no. 216, 1944, pp. 186—195.
123. Lugeon, M. „A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin", Bull. Soc. Géol. Fr., 5me série, t. XVI, 1946, pp. 609—630.
124. Machatski, F. „Präzisionsmessungen der Gitterkonstanten verschiedener Fahlerze. Formel und Struktur derselben", Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. 68, 1928, pp. 204—222.
125. Matthes, S. „Biotitführende Metabasiteinschaltungen in Serpentinitvorkommen des Sachsisch-fichtelgebirgischen Kristallins und ihre Ableitung", Tschermak's Min. Petr. Mitt., Bd. 52, Heft 1/3, 1940, pp. 77—154.
126. Moret, L. „Enquête critique sur les ressources minérales de la Province de Savoie, précédée d'une esquisse géologique", Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XIV, fasc. 1, 1925, pp. 1—201.
127. Moret, L. „Précision sur la nature et l'âge des „chapeaux" houillers formant quelques sommets du massif de Belledonne", C. R. Soc. Géol. Fr., 1945, pp. 58—60.
128. Naumann, F. und F. Zirkel. „Elemente der Mineralogie", 15te Auflage, Leipzig, 1907, pp. 523—524.
129. Nicolet, St. E. „Les gisements filoniens de sidérose d'Allevard (Dauphiné)", Thèse, Genève, 1931, 46 pp.
130. Niggli, E. „Das Westliche Tavetscher Zwischenmassif und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Petrographisch-geologische Untersuchungen". Inaug.-diss. Zürich, 1944; Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XXIV, 1944, pp. 58—301.

131. NIGGLI, E. „Magnetische Messungen an der Mangan-Eisenerzlagerstätte Fianell (Val Ferrera)", Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Kleinere Mitteilungen, no. 11, Zürich, 1946.
132. NIGGLI, P. und K. FAESY „Auszüge XVI. Spinelgruppe: Chemismus, Benennung der einzelnen Glieder, Mischkristallbildung", Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. 60, Heft 3/4, pp. 329—341.
133. NIGGLI, P. „Uber Molekularnormen zur Gesteinsberechnung", Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, 1936, pp. 295—317.
134. NIGGLI, P. und A. STUTZ. „Die Magmentypen", Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, 1936, pp. 335—399.
135. NIGGLI,P., F. DE QUERVAIN und R. U. WINTERHALTER. „Chemismus Schweizerischer Gesteine", Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Lieferung XIV, 1930, 389 pp.; 1er Nachtrag, Lieferung XX, 1942, 107 pp.
136. NIGGLI, P. „Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation", Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, 1938, pp. 610—664.
137. NIGGLI, P., J. KOENIGSBERGER und R. L. PARKER. „Die Mineralien der Schweizer Alpen", 2 Teile, Basel, 1940, 661 pp.
138. NIGGLI, P. „Lehrbuch der Mineralogie und der Kristallchemie", 3te Aufl., Bd. II, Berlin, 1942, pp. 689—902.
139. NIGGLI, P. „Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen", E. T. H. Zürich, Min.-Petr. Inst., Neuauflage 1946, 149 pp.
140. NIGGLI, P. und E. NIGGLI. „Gesteine und Minerallagerstätten", Bd. I (Allgemeine lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten), Abschnitt II, Lehrbücher und Monographien aus den Gebieten der Exakten Wissenschaften 16, Mineralogisch-Geotechnische Reihe III, Basel, 1948, pp. 99—278.
141. ØDMAN, O. H. „Geology and ores of the Boliden deposit, Sweden", Sver. Geol. Undersökning, Årsbok 35, no. 1, 1941, 190 pp.
142. PARKER, R. L. „Systematischer Ubersicht mineraldiagnostisch wichtiger Mikroreaktionen", Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXI, 1941, pp. 141—160.
143. PERRIN, R. et M. ROUBAULT. „Quelques observations sur le spilite de Montvernier (Savoie)", Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LXXVI, 1941, pp. 161—171.
144. PERRIN, R. et M. ROUBAULT. „Observations d'un ‚front' de métamorphisme régional Bull. Soc. Géol. Fr., 5me série, t. XI, 1941, pp. 183—193.
145. PERRIN, R. et M. ROUBAULT. „Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au Lac de la Girotte (Savoie)", Bull. Soc. Géol. Fr., 5me série, t. XV, 1945, pp. 171—200.
146. PERRIN, R. et M. ROUBAULT. „Note sur le mécanisme du métamorphisme", Bull. Soc. Géol. Fr., 5me série, t. XVI, fasc. 1—2—3, 1946, pp. 155—168.
147. PERRIN, R. et M. ROUBAULT. „Y a-t-il coupure ou continuité entre le dynamométamorphisme et le métamorphisme régional? A propos d'observations près du glacier de Tré-la-Tête", Bull. Soc. Géol. Fr., 5me série, t. XVI, 1946, pp. 541—562.
148. POSNJAK, E. and T. F. W. BARTH. „Notes on some structures of the ilmenite type", Ztschr. f. Kristallogr., Bd. 88, 1934, pp. 271—274.
149. QUERVAIN, F. DE und E. KÜNDIG. „Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz", Geotechn. Komm. der Schweiz. Naturf. Ges., Bern, 1941, pp. 130—133.
150. REINHARD, M. „Universaldrehtischmethoden", Basel, 1931, 119 pp.
151. ROCH, Ed. „Remarques au sujet de la note de MM. René Perrin et Marcel Roubault intitulée ‚Observations d'un front de métamorphisme régional' ", C. R. Soc. Géol. Fr., 1942, pp. 168—169.
152. ROSENBUSCH, H. und A. OSANN. „Elemente der Gesteinslehre", 4te Aufl., Stuttgart, 1923, 779 pp.
153. ROSENBUSCH, H. und E. A. WÜLFING. „Mikroskopische Physiographie der Petrographisch wichtigen Mineralien", Bd. I, 1ste Hälfte, Allgem. Tl., 5te Aufl., Stuttgart, 1921/24, pp. 533—536.
154. SCHEUMANN, K. H. „Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine", Tschermak's Min. Petr. Mitt., Bd. 48, Heft 1/4, 1936, pp. 297—302.
155. SCHNEIDERHÖHN, H. und P. RAMDOHR. „Lehrbuch der Erzmikroskopie", Bd. II mit Anh., Berlin, 1931, 714 pp.
156. SCHOELLER, H. „Note préliminaire sur la stratigraphie de la zone dauphinoise en Tarentaise", comm. or., C. R. Soc. Géol. Fr., 1928, pp. 248—250.
157. SCHOELLER, H. „La situation tectonique du Lias à faciès dauphinois au Nord de l'Isère, entre la Nappe de l'Embrunais et les chaînes cristallines de Beaufort", C. R. Soc. Géol. Fr., 1929, pp. 146—148.

158. SCHOELLER, H. „La Nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère, Pt. I (La bordure orientale sédimentaire de la zone dauphinoise'', Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXXIII, no. 175, 1929, pp. 9—39.
159. SEDERHOLM, J. J. „On migmatites and asociated rocks'', Bull. Comm. Géol. Finlande, t. X, no 58, 1923, p. 117; t. XII, no 77, 1926, p. 136; t. XVII, no 107, 1934, p. 40.
160. SIMPSON, E. S. „A new graphic method for the comparison of minerals with four variable components forming two isomorphous pairs'', Min. Mag., vol. 19, 1920, pp. 99—106.
161. STILLE, H. „Grundfragen der vergleichende Tektonik'', Berlin, 1924, pp. 83—99.
162. STILLE, H. „Die Oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsraüme Mitteleuropas in ihrer Abhängigheit von der variscischen Tektonik'', C. R. du 1er Congr. pour l'avanc. des ét. de strat. carb. à Heerlen, 1927, pp. 697—730.
163. STRUNZ, H. „Mineralogische Tabellen'', Leipzig, 1941, p. 96.
164. TABLES internationales pour la détermination des structures des cristaux, Bd. I, II, Presses Univ., Paris, 1935, 692 pp.
165. TERMIER, P. „Sur les roches de la série porphyrique dans les Alpes françaises'', C. R. Académie des Sciences, t. 116, 1893, pp. 900—903.
166. TERMIER, P. „Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches eruptives basiques de la région du Pelvoux'', C. R. Acad. Sciences, t. 124, 1897, pp. 633—636.
167. TERMIER, P. „Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux'', Bull. Soc. Géol. Fr., 3me série, t. 26, 1898, pp. 165—192.
168. TERMIER, P. „Sur les micaschistes, les gneiss, les amfibolites et les roches vertes des schistes lustrés des Alpes occidentales'', C. R. Acad. Sciences t. 133, 1901, pp. 841—844.
169. TERMIER, P. „Nouvelles observations géologiques sur la chaîne de Belledonne'', C. R. Acad. Sciences, t. 133, 1901, pp. 897—900.
170. TERMIER, P. „Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales'', C. R. Acad. Sciences, t. 133, 1901, pp. 964—966.
171. TERMIER, P. „Quatre coupes à travers les alpes franco-italiennes'', Bull. Soc. Géol. Fr., 4me série, t. 2, 1902, pp. 411—433.
172. TERMIER, P. „Sur la composition chimique des assises cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne'', C. R. Acad. Sciences, t. 138, 1904, pp. 646—647.
173. TERMIER, P. „Les schistes cristallins des Alpes occidentales'', C. R. IXme Congrès Int. Géol. Vienne, fasc. 2, 1904, pp. 571—586.
174. TERMIER, P. „Sur la génèse des terrains cristallophylliens'', C. R. XIme Congr. Int. Géol. Stockholm, fasc. I, 1910, pp. 587—594.
175. TERMIER, P. „Les lamprophyres alcalins ou minettes des massifs du Taillefer et du Tabor et de la région sud-ouest du massif du Pelvoux'', Bull. Soc. franç. Min., t. XXXIV, 1911, pp. 34—48.
176. TERMIER, P. „Sur l'ancienneté des roches vertes de la chaîne de Belledonne'', C. R. Acad. Sciences, t. 152, no 11, 1911, pp. 665—669.
177. TERMIER, P., W. KILIAN, P. LORY et CH. JACOB. „Notice explicative de la feuille de Vizille (2me éd.) de la carte géol. dét. de la France'', Ann. Univ. Grenoble, t. XXV, no 3, 1913, pp. 345—362; Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. X, fasc. 2.
178. TERTSCH, H. „Studien am Westrand des Dunkelsteiner Granulitmassives. Gesteine der Westlichen Grenzzone. Die Mitterbach-Gurhofer Serpentingefolgschaft'', Tschermak's Min. Petr. Mitt., Bd. 35, Heft $^5/_6$, 1921, pp. 187—190.
179. VEGARD, L. „Die Konstitution der Mischkristalle und die Raumfüllung der Atome'', Ztschr. f. Physik, 5, 1921, pp. 17—26.
180. VOGT, J. H. L. „Beiträge zud genetische Classification der durch magmatische Differentiationsprocesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. I. Magmatische Differentiationsproducte, Chromeisenerz'', Ztschr. f. Prakt. Geol., Bd. 2, 1894, pp. 384—393.
181. VUAGNAT, M. „Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas'', Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXVI, 1946, pp. 353—546.
182. VUAGNAT, M. „Sur le caractère spilitique des mélaphyres de la région du Pelvoux'', C. R. séanc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol. 64, no 2, 1947, 2 pp.
183. VUAGNAT, M. „Remarques sur les diagrammes radiocristallographiques de quelques diabases suisses'', Archiv. Sc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol. I, fasc. 1, 1948, pp. 384—387.
184. WEINSCHENK, E. „Mémoire sur le dynamométamorphisme et la piézocristallisation'', C. R. VIIIme Congr. Int. Géol. à Paris, fasc. I, 5me partie, 1901, pp. 326—342.

185. WINCHELL, A. N. „Elements of optical Mineralogy", 3rd ed., pt. I—III, New York, 1933.
186. WYCKOFF, R. W. G. „The structure of cristals", 2nd ed. with suppl., New York, 1931/35, 497 pp.

Cartes géologiques et topographiques de la région étudiée:

Carte géologique détaillée de la France 1: 80.000, feuille de Grenoble (178) 3me éd., 1927; feuille de Vizille (188), 2me éd., 1913.

Plan directeur du Service topographique de l'Armée 1: 20.000, feuille de Domène, XXXIII — 35, no 2, 1887/97.

Etude provisoire du massif de Belledonne 1: 20.000 de l'Institut Géographique National, Paris, 1946.

Photographies aériennes, mission Vizille, du Bureau de Photogrammétrie, Paris, 1937.

ERRATA.

Fig. 2, p. 20: (44°); lisez: (440).

Fig. 3, p. 29: ϑ en degrées; lisez: ϑ en degrés.
Serpentinite à Diallague-Bastite; lisez: serpentinite à diallage-bastite.

Fig. 5, p. 33: $[MgO . Al_2O_3] Al_2O_3$; lisez: $MgO . Al_2O_3$.

Fig. 6A, p. 86: les parties réticulées doivent être marquées du no. 6 comme en 6B.

Fig. 7, 8 et 9; pp. 114, 115 et 116: sub-basaltes; lisez: subbasaltes.

Fig. 7, p. 114: Alcali-basaltes; lisez: alcali-basaltes ou basaltes alcalins.

Fig. 8, p. 115: Garabal Hill — Glen, Fyne; lisez: Garabal Hill — Glen Fyne.

Fig. 10, p. 117: Province Atlantique; lisez: Provinces Atlantiques.
Province Pacifique; lisez: Provinces Pacifiques.
Province Méditerranéenne; lisez: Provinces Méditerranéennes.

Fig. 11, p. 125: cargneules brèchoides; lisez: cargneules bréchoides.

Légende de la carte géologique: Propylite ferreuse; lisez: Propylite ferrique.

Planche V, fig. 1: schiste(s) à l'actinote; lisez: schiste(s) à actinote „Budinage''; lisez: rétrécissement par plissement ptygmatique.