

Minéralogie et Pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne). Première partie : les minéraux. Deuxième partie : pétrographie systématique

Robert Brousse

Résumé

L'étude minéralogique et pétrographique des roches volcaniques tertiaires du massif du Mont-Dore (Auvergne) est faite au microscope polarisant, au compteur de points, au diffractographe de rayons X et, enfin, par analyses chimiques. Des précisions sont notamment apportées sur la constitution des sancyites, des doréites et des ordanchites, trois types de roches autrefois définis dans ce massif.

Dans une publication ultérieure, nous montrerons que l'ensemble des roches du massif du Mont-Dore peuvent être rapportées à deux séries magmatiques différentes, l'une, sous-saturée en silice (basaltes à phonolites), l'autre, sursaturée (basaltes à rhyolites).

Citer ce document / Cite this document :

Brousse Robert. Minéralogie et Pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne). Première partie : les minéraux. Deuxième partie : pétrographie systématique. In: Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, volume 84, 2, 1961. pp. 131-186;

doi : <https://doi.org/10.3406/bulmi.1961.5464>

https://www.persee.fr/doc/bulmi_0037-9328_1961_num_84_2_5464

Fichier pdf généré le 01/02/2019

Minéralogie et Pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne) ⁽¹⁾

Première partie : LES MINÉRAUX

Deuxième partie : PÉTROGRAPHIE SYSTÉMATIQUE

PAR R. BROUSSE,

Laboratoire de Pétrographie, Sorbonne.

Résumé. — L'étude minéralogique et pétrographique des roches volcaniques tertiaires du massif du Mont-Dore (Auvergne) est faite au microscope polarisant, au compteur de points, au diffractographe de rayons X et, enfin, par analyses chimiques. Des précisions sont notamment apportées sur la constitution des sancyites, des doréites et des ordanchites, trois types de roches autrefois définis dans ce massif.

Dans une publication ultérieure, nous montrerons que l'ensemble des roches du massif du Mont-Dore peuvent être rapportées à deux séries magmatiques différentes, l'une, sous-saturée en silice (basaltes à phonolites), l'autre, sursaturée (basaltes à rhyolites).

INTRODUCTION

I. — CADRE GÉOLOGIQUE.

Les volcans du Mont-Dore sont édifiés sur les plateaux granitiques ou gneissiques de l'Auvergne, au cœur du Massif Central. Leur répartition est comprise à l'intérieur d'une vaste ellipse dont les axes nord-sud et est-ouest mesurent respectivement 35 km entre Saint-Pierre-Roche et le lac Chauvet et 16 km entre La Bourboule et Murols. Les matériaux volcaniques, projections et coulées de laves, couvrent une superficie d'environ 600 km² et leur volume estimé est d'environ de 200 à 250 km³.

La structure du massif est relativement simple. Les appareils éruptifs sont à peu près tous répartis à la périphérie d'une grande fosse d'effondrement, approximativement elliptique, d'origine volcano-tectonique dont le plus grand axe, d'orientation N.-O. est actuellement occupé par le lit de la Dordogne (*caldeira de la Haute-Dordogne*). Partant de cette couronne de hauts sommets, dont le plus élevé est le puy de Sancy

(1 886 m), les plateaux de laves s'abaissent ensuite de toutes parts, en pente douce, jusqu'à la plaine périphérique.

L'activité du massif montdorien débute au Miocène supérieur, atteint son paroxysme au Pliocène inférieur et s'éteint au début du Pléistocène.

II. — BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE.

De nombreux auteurs se sont déjà occupés de la pétrographie et de la vulcanologie du massif du Mont-Dore. Nous citerons ici, plus particulièrement, les noms de Lecoq (1867), von Lasaulx (1875), Aug. Michel-Lévy (1890), F. Fouqué (1892-1894), Ph. Glangeaud (1901 à 1919), A. Lacroix (1891 à 1933) et L. Glangeaud (1943). Ajoutons que la principale partie du Mont-Dore se trouve sur la feuille de Clermont-Ferrand, au 1/80 000^e, dont les trois éditions successives sont respectivement dues à Aug. Michel-Lévy (1887), Ph. Glangeaud (1909) et L. Glangeaud (1939).

Pour de plus amples informations, relatives à la situation et à la géologie du Mont-Dore, dans le cadre de l'Auvergne et du Massif Central, nous renvoyons au livre de J. Jung (1946). De plus, dans un récent mémoire (Brousse, 1960),

(1) Thèse soutenue le 17 décembre 1960.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist. 1961.

nous avons exposé les résultats de recherches détaillées sur la vulcanologie et la stratigraphie du massif étudié.

III. — PLAN DU MÉMOIRE.

Notre mémoire sera divisé en trois parties.

Dans la première d'entre elles, il sera essentiellement question des minéraux contenus dans nos roches volcaniques. Plus spécialement, seront étudiés, les minéraux de la famille de la silice (quartz, tridymite, cristobalite), les feldspathoïdes (néphéline, hâüyne-noséane, sodalite, analcime, leucite), les feldspaths, les

pyroxènes, les péridots et les amphiboles.

La seconde partie sera consacrée à l'étude systématique des différentes espèces et variétés de laves récoltées dans le massif du Mont-Dore. Le système de classification adopté est celui de Jung et Brousse (1959) et l'étude présente peut être regardée comme un exemple de l'intérêt qu'apporte cette méthode de classification, basée uniquement sur les pourcentages relatifs des différentes espèces minérales.

Enfin, dans la troisième et dernière partie, publiée ultérieurement, seront exposées des considérations de caractère plus théorique, concernant le groupement et la filiation des diverses laves au sein de séries magmatiques.

PREMIÈRE PARTIE

LES MINÉRAUX DES ROCHES VOLCANIQUES DU MONT-DORE

CHAPITRE I

LES MINÉRAUX DE LA FAMILLE DE LA SILICE

Dans les roches les plus acides du massif du Mont-Dore, on peut reconnaître du quartz, de la tridymite ou de la cristobalite, c'est-à-dire, les trois formes cristallines de formule SiO_2 .

I. — LE QUARTZ.

A la suite de von Lasaulx (1875), le quartz a été longtemps considéré comme étant un minéral particulièrement abondant dans les rhyolites du Mont-Dore mais, en réalité, cet auteur avait confondu le quartz avec certaines sections automorphes d'anorthose. En fait, le quartz n'est jamais très fréquent. On ne le rencontre, qu'exceptionnellement, en cristaux xénomorphes dans la pâte de certaines rhyolites ainsi qu'en cristaux bipyramidés, isolés dans de rares niveaux de ponces.

1. Le quartz xénomorphe.

Nous montrerons, plus loin, qu'il existe deux variétés très différentes de rhyolites. Les unes, les plus connues (rhyolites de Lusclade), sont partiellement ou totalement vitreuses, alors que les secondes, sont holocristallines. Seules ces dernières contiennent des plages xénomorphes

de quartz. Ces rhyolites forment des dômes ou des sills, ce qui laisse supposer que leur cristallisation s'est effectuée à des températures et pressions moyennement élevées. Ces petites plages xénomorphes de quartz sont donc, par leur forme et leur condition de formation, à rapprocher de celles que l'on observe dans les microgranites. Les rhyolites holocristallines sont d'ailleurs, macroscopiquement, des roches très proches des microgranites peu porphyriques ou des aplites.

2. Le quartz automorphe.

Le quartz, en phénocristaux automorphes, n'existe dans aucune roche volcanique massive. Mais on le trouve quelquefois, en petits prismes bipyramidés de quelques millimètres (0,2 à 10 mm), dans certains niveaux de ponces. Ils ont été signalés, pour la première fois, par P. Bout (1951 *a-b*) en divers points de la périphérie du Mont-Dore, tels que Perrier, Paulhaguet, Beubac, Cussac, Viallette et Saint-Vidal. Nous les avons personnellement retrouvés au sein même du massif volcanique, au Trador, dans un niveau de cinérite poncée à halloysite.

Rappelons que ces quartz ont des formes dihexaédriques nettes. La plupart sont composés de deux pyramides, directement opposées ou plus rarement séparées par un prisme droit. Les cristaux sont parfaitement limpides, incolores ou légèrement violacés. Les inclusions sont peu

visibles. Ils montrent des traces de corrosion très nettes, marquées par l'arrondi des faces et des arêtes et par la présence de cupules plus ou moins profondes (fig. 1). Beaucoup de ces cristaux sont craquelés et se fragmentent aisément lors du triage. Ajoutons enfin, que de rares grains ont une surface dépolie, ce qui leur donne un éclat mat.



FIG. 1. — Quartz bipyramidé présentant un goutte de corrosion. Dans les projections cinéritiques à halloysite du Trador.

Partant de ces diverses observations on peut émettre une hypothèse, relative à la formation de ces quartz. Rappelons, tout d'abord, que ces cristaux n'ont certainement pas une origine détritique, car aucune roche de la région, volcanique ou sédimentaire, ne contient de quartz bipyramidés. On peut par contre penser que leur cristallisation s'est opérée dans la partie supérieure d'une cheminée volcanique, en présence d'une grande quantité de gaz. C'est également dans ces conditions que se seraient formés les minéraux que l'on rencontre habituellement, associés au quartz dans les projections : anorthose, fluor-apatite, sphène, kaersutite, anomite, augite ægyrinique et titanomagnétite. Tous ces minéraux sont, en effet, des formes de haute température et certains d'entre eux, en outre, sont hydroxylés ou riches en éléments tels que Ti, P, Fe^{3+} , Fe^{+2} , qui, habituellement, se concentrent dans les magmas les plus différenciés. L'augmentation de température qui accompagne l'explosion, au cours de laquelle tous ces cristaux ont été rejetés, aurait pu provoquer la fusion superficielle du quartz, fusion qui serait responsable des différents aspects de corrosion que nous avons signalés. Le

transport éolien aurait enfin permis la conservation des formes cristallines, tout en provoquant une légère abrasion des faces.

3. Le quartz en enclave.

La plupart des laves du Mont-Dore contiennent des enclaves de roches grenues acides, granites et gneiss, ou des minéraux constitutifs de ces roches, tels que le quartz et le microcline. Au cours de leur séjour dans le magma, à haute température, les quartz xénolitiques, se sont généralement fendillés et sont devenus légèrement biaxes. De plus, des échanges se sont produits au contact du quartz et du magma basique. Une auréole s'est formée ainsi, dans laquelle se sont individualisées de très nombreuses aiguilles de pyroxène (Lacroix, 1893).

II. — LA TRIDYMITE.

La tridymite est la forme de la silice la plus répandue dans les roches acides du Mont-Dore. Sa présence a été signalée au Capucin dès 1878, par von Lasaulx. On la trouve dans les sancyites, les rhyolites vitreuses et dans les brèches qui leur sont associées. Cette abondance est à mettre en parallèle avec celle qu'ont déjà notée Larsen et ses collaborateurs (1936) dans les rhyolites du Colorado où elle se situerait, en pourcentage, immédiatement après celle des feldspaths et des pyroxènes.

La tridymite peut être soit xénomorphe soit automorphe (Lacroix, 1908-1916). Ces deux formes correspondent à des modes différents de formation.

1. La tridymite xénomorphe.

Dans nos roches volcaniques acides, la tridymite se présente en petits cristaux formant des amas de couleur rosée, situés entre les microclites. La forme la plus commune de ces petits cristaux est celle de lamelles arrondies, extrêmement minces, formées elles-mêmes par des lames plus petites, imbriquées les unes sur les autres, comme le sont les tuiles d'un toit. Dans ces groupements constitués ainsi, par l'empilement d'un grand nombre d'individus, la tridymite n'est pas maclée. Cette tridymite xénomorphe n'existe que dans les sancyites holocristallines, formant des dômes ou des coulées épaisses. On ne la trouve pas dans les blocs d'explosion constitués par des sancyites ou des

rhyolites vitreuses. Ces conditions de gisement peuvent être expliquées grâce aux observations faites par Lacroix (1905), sur les dacites de la Montagne Pelée. Dans les roches formant le dôme ou l'aiguille de ce volcan, la tridymite est apparue en décembre 1902 et n'est devenue abondante qu'en avril 1904 alors que l'éruption avait commencé le 7 mai 1902. Ceci démontre que, dans les roches poreuses, la tridymite ne se forme qu'à la fin des explosions, par cristallisation *lente* de solutions à hautes températures. Cette même raison, explique l'absence de tridymite dans les roches vitreuses brusquement consolidées et rejetées immédiatement loin du dôme.

L'ensemble de ces faits peut nous permettre de regarder *la tridymite xénomorphe comme un minéral, se formant normalement, à température élevée et pression faible, lors de la fin des éruptions des magmas acides* (Black, 1954). Sa formation serait favorisée, en outre, par la présence d'ions potassium dans le milieu (Flörke, 1955-1956). *La tridymite xénomorphe des roches volcaniques doit donc être regardée comme l'équivalent du quartz dans les roches plutoniques.* On voit que, dans ces conditions, la tridymite doit intervenir dans la classification pétrographique modale au lieu d'être négligée comme on le fait généralement.

2. La tridymite automorphe.

Dans ce cas, la tridymite se présente en cristaux automorphes atteignant 2 à 5 mm de diamètre et 0,1 mm d'épaisseur. Ce sont des lamelles pseudohexagonales ayant un aspect marbré caractéristique. Elles sont souvent maclées suivant (013), avec accollement de deux ou, plus rarement, de trois individus. Dans les sections (100) des macles binaires, les lamelles font alors un angle d'environ 35°. Cette tridymite automorphe se trouve dans les cavités de la plupart des roches acides et des brèches qui leur sont associées, mais elle n'est jamais très abondante. On la rencontre, de plus, dans les cavités situées au cœur ou à la périphérie des enclaves ennalogènes. Elle se trouve, notamment, associée à la sanidine, l'hypersthène, la magnétite et l'ilménite, dans les cavités des enclaves de gneiss et de granites (Lacroix, 1893).

Dans certaines druses, comme au Capucin ou dans les rhyolites vitreuses de Lusclade, la tridymite est associée à la fayalite (Lacroix, 1891). Cette association, apparemment étrange, se retrouve dans de nombreuses roches acides

et notamment dans les rhyolites du Yellowstone Park, du Vulcano et du Monte della Guardia (Iddings, 1890). Or, expérimentalement, Bowen (1935) puis Muan (1958) ont montré que, vers 1200°, existait, dans les mélanges riches en silice et en fer, une ligne cotectique fayalite-tridymite. Le magma résiduel et les fumerolles sont précisément riches en ces éléments et par suite les conditions permettant le dépôt simultané de tridymite et de fayalite se trouvent ainsi réalisées.

III. — LA CRISTOBALITE.

La cristobalite est beaucoup moins abondante que la tridymite avec laquelle elle est souvent associée (Weil, 1934-1942). De plus, la cristobalite se trouve dans des faciès de dévitrification des rhyolites hyalines.

1. La cristobalite associée à la tridymite.

La cristobalite peut être associée soit à la tridymite xénomorphe, soit à la tridymite automorphe. Dans le premier cas elle se trouve, de préférence, dans les parties les plus compactes de la pâte alors que, rappelons-le, la tridymite est surtout abondante dans les parties poreuses des roches acides. On peut penser que dans les zones peu vacuolaires, la cristallisation a été trop rapide pour que l'état d'équilibre ait été atteint de telle sorte que la cristobalite se serait formée à la place de la tridymite.

Dans les vacuoles contenant des minéraux automorphes, la cristobalite n'est bien visible, à l'œil nu, que lorsque les cavités sont exposées à l'air car les cristaux sont alors blancs et opaques. Par contre, dans les parties non altérées, la cristobalite conserve sa transparence et passe facilement inaperçue. Ceci explique le fait qu'elle n'ait été découverte, dans les Monts Dore, qu'à une date relativement récente (Lacroix, 1910 a). Dans les vacuoles, la cristobalite se présente en octaèdres réguliers à faces souvent creuses. Plus rarement, les cristaux sont aplatis perpendiculairement à un axe ternaire.

2. La cristobalite des faciès de dévitrification.

Cette cristobalite se présente en cristallites si minuscules qu'elle échappe aux examens faits au microscope polarisant. Seule l'étude aux rayons X, préconisée dans ce cas, par Hurl-

but (1936) et reprise par Mir. Michel-Lévy (1948) permet de reconnaître sa présence. A l'aide de cette technique on peut montrer que les sphérolites dévitrifiés des rhyolites sont formés par un mélange de feldspaths alcalins et de cristobalite (Mir. Michel-Lévy 1949).

Il peut paraître anormal de trouver de la cristobalite dans des faciès de dévitrification, car ce minéral se forme, normalement, à des températures élevées alors que la dévitrification de nos rhyolites s'est certainement opérée à des températures relativement basses devant permettre la cristallisation du quartz et non celle de la cristobalite. Une explication de cette anomalie peut être proposée.

On sait en effet, qu'une espèce minérale ne cristallise pas nécessairement dans sa forme définitive stable mais qu'elle peut, auparavant, passer par différentes étapes intermédiaires (règle d'Ostwald). Ainsi à partir de silice vitreuse, à faible pression et pour des températures inférieures à 1 100°, la formation de cristobalite précède celle du quartz (Holmquist, 1958). Ces conditions semblent avoir été réalisées lors de la dévitrification de nos rhyolites et, dans ce cas, la cristobalite se serait conservée à l'état métastable jusqu'à nos jours.

CHAPITRE II

LES FELDSPATHOÏDES

Dans les roches du Mont-Dore, les feldspathoïdes ne sont pas très abondants mais ils sont très variés. En effet, on y rencontre la néphéline, la noséane et la hâüyne, la sodalite et même la leucite. A cette liste, nous ajouterons l'analcime qui, dans nos roches, joue le rôle d'un feldspathoïde.

I. — RÉPARTITION ET ASSOCIATION DES FELDSPATHOÏDES.

Les différents feldspathoïdes sont particulièrement difficiles à distinguer les uns des autres au microscope polarisant. Il est plus aisé de les identifier sur diagramme de rayons X, car les feldspathoïdes, minéraux qui cristallisent dans des systèmes à symétrie élevée, présentent des réflexions intenses et bien séparées.

Les résultats obtenus en utilisant cette technique sont rassemblés dans le tableau I.

TABLEAU I.

Les différentes associations de feldspathoïdes.

	Phéno- cristaux	Pâte		Groupement
	Häüyne- Noséane	Néphé- line	Soda- lite	Anal- cime
<i>A. Phonolites</i>				
Roche Tuilière . . .		x		
Près Puy de l'Ouire.		x		1
Puy de Prétio . . .		x		
Puy Cordé		x	x	2
Bozat		x	x	
Le Trioulérou . . .			x	x
Le Piton			x	x
Roche Sanadoire . .	x			x
Carrière Lamadon.	x			x
Carrière Monnéron.	x			x
Le Mouteyron . . .	x			x
<i>B. Ordanchites . .</i>				
	x			x

Ce tableau montre qu'il existe, dans les roches du Mont-Dore, trois types d'association de feldspathoïdes :

1. Groupement Néphéline-Sodalite.
2. Groupement Sodalite-Analcime.
3. Groupement Häüyne ou Noséane-Analcime.

Les deux premiers groupements se rencontrent uniquement dans les phonolites tandis que le troisième groupement s'observe, non seulement dans certaines phonolites, mais également dans toutes les ordanchites. C'est cette dernière association qui est, par suite, la plus fréquemment réalisée.

La sodalite, la hâüyne et la noséane, minéraux appartenant tous au groupe sodalitique, ne s'associent donc pas d'une manière quelconque. Alors que la sodalite peut être rencontrée indifféremment avec la néphéline ou l'analcime, la hâüyne, par contre, s'associe uniquement avec l'analcime.

II. — LA NÉPHÉLINE.

La néphéline est toujours un élément du second temps de consolidation du magma. Elle cristallise en prismes hexagonaux courts (environ 0,02 mm) à peu près aussi larges que hauts aussi, les sections de ces prismes, vues au microscope, ont-elles la forme d'hexagones (0001) ou de carrés. Les cristaux de néphéline sont tou-

jours parfaitement automorphes et, en particulier, leurs contours ne présentent jamais de golfes de corrosion. Ajoutons que dans la phonolite de la Roche Tuilière, les petits cristaux s'accroissent entre eux en constituant alors des ensembles qui ont l'aspect de phénocristaux.

Les cristaux de néphéline sont souvent entourés par les pyroxènes de la pâte ou accolés à du sphène aciculaire, légèrement pléochroïque. C'est d'ailleurs là un excellent moyen pratique pour reconnaître rapidement la néphéline dans les lames minces. Elle apparaît, en effet, en petites plages incolores au milieu de glomérules pyroxéniques verdâtres.

Nous avons pu préciser la composition de nos néphélines en repérant, sur les diffractogrammes, la position des raies (202) et (210) comme le proposent Smith et Sahama (1958). Les néphélines de la pâte de nos phonolites ont des compositions moyennes, Néphéline₈₀, Kalsilite₂₀ (Ne₈₀ Ks₂₀) soit Na_{2,4} K_{0,6} Al₄ Si₄ O₁₆. Ceci est assez proche de la composition de la néphéline, à structure la plus parfaitement équilibrée : Na₃ KAl₄ Si₄ O₁₆.

III. — LA SÉRIE HAÜYNE-NOSÉANE.

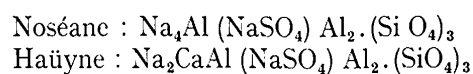
La haüyne est le minéral le plus caractéristique des phonolites et ordanchites du Mont-Dore. Les premiers minéralogistes, Héricart de Saint-Vaast, Weiss, Grasset, en visitant cette région, avaient déjà signalé la présence de grains bleus dans de nombreuses roches et, dès 1808, de Laizer identifia la haüyne dans la phonolite de la Roche Sanadoire. Toutefois nos études récentes nous ont montré que ces minéraux bleus ne sont pas toujours de la haüyne. La haüyne proprement dite ne se rencontre, en effet, que dans les ordanchites alors que dans les phonolites on a toujours affaire à la noséane. Ces deux minéraux sont si proches l'un de l'autre du point de vue cristallographique ou pétrogénétique que nous allons avoir à examiner, tout d'abord, le problème de leur distinction et de leur relation.

Nous avons repris tous les travaux, relatifs à cette question, de façon à dégager les données permettant de distinguer pratiquement ces deux minéraux l'un de l'autre.

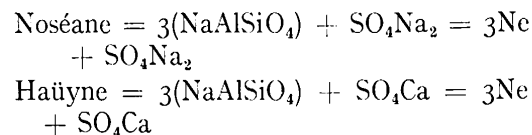
1. Définitions anciennes.

Rappelons que les premières formules de noséane et haüyne ont été proposées par Ram-

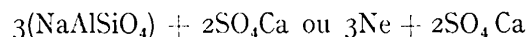
melsberg, Clarke, Groth et plus particulièrement par Brögger et Bäckström (1890). Ces auteurs ont donné les formules suivantes :



formules que l'on a l'habitude d'écrire, plus couramment, sous la forme :



Ces formules sont acceptées aujourd'hui encore par la plupart des minéralogistes bien que Brauns (1922) ait proposé ultérieurement, pour la haüyne, la formule :



2. Définitions modernes.

Barth (1927, 1932), Jaeger (1929), Machatschki (1934) ont apporté, sur ce sujet, une contribution fondamentale. Selon ces auteurs, la formule de la haüyne doit être écrite sous la forme Na₈Al₆Si₆O₂₄.SO₄ et non sous celle d'un double-sel, car tous les ions Na occupent, en fait, des positions qui sont structuralement identiques dans le réseau. Ils montrent, par ailleurs, que la haüyne et la noséane, étant isomorphes et appartenant au même groupe spatial, doivent avoir, exactement ou presque, le même nombre d'ions oxygène. En outre, reprenant une idée déjà avancée par Morozewicz (1899), Barth admet que la haüyne ne serait pas un composé chimique défini mais un cristal mixte de noséane et d'un silicate calcique, *voisin de l'anorthite*.

La haüyne correspondrait à un silicate II, non défini parfaitement et de formule approximative (Na, Ca)_{8 à 4} Al₆Si₆O₂₄.(SO₄)_{1 à 2}, intermédiaire entre le silicate I (Na₈Al₆Si₆O₂₄.SO₄) et le silicate III (Ca₄Al₆Si₆O₂₄.SO₄).

La série ne serait pas toutefois complète entre les silicates I et III, car il n'existe pas de haüynes contenant moins de 60 % du silicate I. Barth n'insiste pas sur le rôle joué par SO₄. Il indique seulement que la molécule de noséane peut tolérer la présence de un à deux de ces ions.

3. Discussion des formules.

Quelle que soit la formule attribuée à la haüyne ou à la noséane, et, indépendamment

de la substitution Ca-Na, il reste que ces minéraux sont tous formés de 12 tétraèdres SiO_4 ou AlO_4 liés les uns aux autres par leurs quatre sommets. Dans tous les cas, la maille cristalline contient 12 atomes de Si et Al, la formule la plus générale étant : $(\text{Si}_6\text{Al}_6\text{O}_{24})^{6-}$. Partant de cette donnée, nous avons calculé la formule structurale de ces minéraux, cités dans la littérature, de telle sorte que la somme (Si + Al) soit égale à 12.

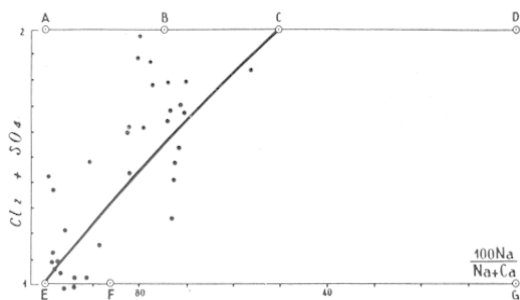


FIG. 2. — Diagramme de variation des minéraux de la famille noséane-haüyne.

- A : $\text{Na}_{10}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{SO}_4)_2$ ou 3 Ne + 2 SO_4Na_2
 B : $\text{Na}_6\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{SO}_4)_2$ ou 3 Ne + 2 SO_4Ca
 C : $\text{Na}_{10}\text{Ca}_{10}\text{Al}_{18}\text{Si}_{18}\text{O}_{72} \cdot (\text{SO}_4)_6$
 D : $\text{Ca}_5\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{SO}_4)_2$ ou 3 An + 2 SO_4Ca
 E : $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$ ou 3 Ne + SO_4Na_2
 F : $\text{Na}_6\text{CaAl}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$ ou 3 Ne + SO_4Ca
 G : $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$ ou 3 An + SO_4Ca

Les références des analyses sont les suivantes :

- BACKSTRÖM, H. (1890). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 18, 209.
 BERGMANN, C. (1823). — *Bull. Sci.*, 3, 406.
 BRAUNS, R. (1917). — *Neues Jb. Mineral.*, Dtsch., 9, 44.
 CASORIA, E. (1903). — *Ann. Rend. Scuola Sup. Agric. Portici*, Italie, 4, 1.
 CHRUSTSCHOFF, K. VON (1892). — *Mél. géol. paléont.*, 1, 153.
 DÖLTER, C. (1882). — *Tschermak's Mitt. Petrogr. Mitt.* Dtsch., 4.
 GMELIN, C. G. (1814). — *Schweigg. J.*, 14, 325.
 GMELIN, C. G. (1822). — *Schweigg. J.*, 36, 74.
 KOBELL, F. VON (1849). — *Gel. Anzeig.*, 28, 638.
 LACROIX, A. (1910). — *Minéralogie de la France*, 4, 756.
 LEMBERG, J. (1883). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 35, 590.
 LEMBERG, J. (1888). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 40, 625.
 MACHATSKHI, F. (1934). — *Centr. Miner.*, Dtsch., A-141.
 PARRAVANO, N. (1912). — *Rend. Accad. Lincei Rom.*, 21, 631.
 RAMMELSBERG, C. F. (1860). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 12, 273.
 RAMMELSBERG, C. F. (1860). — *Pogg. Ann.*, Dtsch., 109, 577.
 RAMMELSBERG, C. F. (1862). — *Ber. Akad. Berlin*, 2, 245.
 RAMMELSBERG, C. F. (1864). — *Ber. Akad. Berlin*, 4, 172.
 RATH, G. VON (1864). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 16, 84.
 RATH, G. VON (1886). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 18, 547.
 RICCIARDI, L. (1887). — *Gazz. chim. ital.*, 17, 216.
 RITTMANN, A. (1931). — *Sweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 11, 250.
 SAUER, A. (1876). — *Inaug. Dissert. Halle*.
 TRÖGER, W. F. (1935). — *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*, Berlin.
 VARRENTAPP (1840). — *Pogg. Ann.*, Dtsch., 49, 515.
 WHITNEY, J. D. (1847). — *Pogg. Ann.*, Dtsch., 70, 431.

Tous les résultats, obtenus à la suite de ces calculs, ont été figurés sur un diagramme rectangulaire (fig. 2) tracé en portant les valeurs en abscisse, du rapport $100 \text{ Na} / (\text{Na} + \text{Ca})$ et, en ordonnée, celle de la somme $(\text{Cl}_2 + \text{SO}_4)$.

Sur ce graphique, il est facile de voir quelle est la situation des différentes formules attribuées, selon les auteurs, à la noséane, à la haüyne et au silicate III de Barth. Il nous est possible de faire, en outre, les observations suivantes.

Nous constatons tout d'abord qu'un assez grand nombre de haüynes ont des teneurs en calcium, supérieures à celles que prévoyaient les anciennes formules, adoptées pour ces minéraux ($3\text{Ne} + \text{SO}_4\text{Ca}$ ou $3\text{Ne} + 2\text{SO}_4\text{Ca}$). De plus, nous mettons en évidence l'enrichissement parallèle en calcium et en ion SO_4 . Ceci semble contraire à l'hypothèse présentée par Barth. En aucun cas on ne voit, en effet, apparaître des termes intermédiaires entre la noséane et le silicate III, termes qui sur notre graphique, seraient situés sur l'axe des abscisses.

Il semble que cette série évolue entre un pôle sodique, la noséane, et un pôle sodocalcique contenant un nombre égal d'ions sodium et calcium. A ce point pourrait correspondre la formule $\text{Na}_{10}\text{Ca}_{10}\text{Al}_{18}\text{Si}_{18}\text{O}_{72} \cdot (\text{SO}_4)_6$.

De plus, à côté de cette substitution Na-Ca, la maille-unité serait capable de fixer progressivement deux radicaux (SO_4) . C'est en admettant que l'entrée de cet ion est progressive, qu'a été tracée la courbe du passage de la noséane à la haüyne. Remarquons toutefois que la plupart des haüynes et noséanes sont situées dans les deux premiers tiers de cette courbe.

Selon Barth (1932) pourraient être dénommées haüynes, tous les minéraux de la série en question, dont la teneur en chaux dépasse 6 %. Cette définition ne peut pas être directement traduite sur notre graphique mais nous avons adopté une limite assez voisine de celle-ci. Nous appellerons haüyne, tout minéral de la série dont le rapport $100 \text{ Na} / (\text{Na} + \text{Ca})$ est inférieur à 85.

Il nous reste à souligner la dispersion relativement grande des points représentatifs des différents minéraux. Ainsi que nous allons le montrer ces écarts, par rapport à la courbe moyenne, semblent être responsables de la couleur de la haüyne ou de la noséane.

4. Couleur.

Classiquement, il est dit que la haüyne est bleue tandis que la noséane est incolore mais de nombreuses exceptions à cette règle ont déjà

été signalées. Il existe en effet des haüynes blanches et des noséanes bleues comme on peut le vérifier sur le diagramme 3 où nous avons signalé, à l'aide d'un figuré différent, la couleur des divers échantillons.

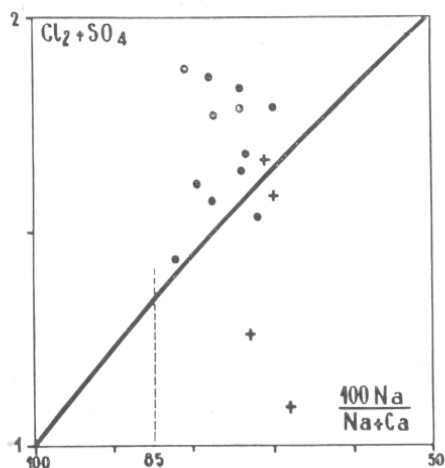


FIG. 3. — Représentation des haüynes bleues (●) ou incolores (+).

Pour se faire une idée des causes de la coloration, dans la série noséane-haüyne, il y a lieu de rapporter les observations faites par Jaeger (1930) à propos de minéraux voisins, les outremers (lapis-lazuli). Cet auteur montre que les outremers n'ont pas une composition constante et qu'ils possèdent, notamment, des teneurs en sodium et en soufre qui peuvent être très différentes. A mesure que le nombre de leurs atomes de soufre est plus grand (S_2, S_3, S_4) les outremers sont dits posséder un *degré de sulfuration* plus élevé. En moyenne, la couleur bleue est d'autant plus foncée que la teneur en ion S est grande. On peut penser qu'il en est de même dans la série noséane-haüyne. De fait, les points situés exactement sur notre courbe (teneur normale) ou au-dessus de celle-ci (excès d'ions S) correspondent à des minéraux bleus. Par contre les variétés à déficit d'ions soufre, et situés de ce fait sous la courbe, sont incolores. Cette interprétation de la coloration des noséanes et haüynes, en fonction de leur degré de sulfuration, est confirmée par l'expérimentation. En effet, il y a longtemps que les anciens auteurs ont remarqué que lorsqu'on chauffe ces minéraux, en présence de vapeur de soufre, ils bleuissent. Il y a même là, une méthode d'application facile pour détecter la présence de haüyne ou de noséane dans les phonolites.

Il faut ajouter cependant que, par exception,

certaines noséanes à degré de sulfuration faible, sont bleues. On peut supposer qu'en ce cas il y a eu remplacement du sodium par du potassium ou par d'autres ions (Li, Ru, Cs, Sr, Ba, Th) dont la présence est également susceptible de modifier la couleur du feldspathoïde. En effet, la teneur en ion S n'est certainement pas le seul facteur intervenant dans la coloration de la famille sodalitique.

5. Indice de réfraction.

Pour tracer la courbe de la variation de l'indice de réfraction (fig. 4), en fonction du rapport $Na / (Na + Ca)$, nous avons utilisé les données fournies par la bibliographie et plus spécialement, les différentes mesures effectuées par Gaubert (1905).

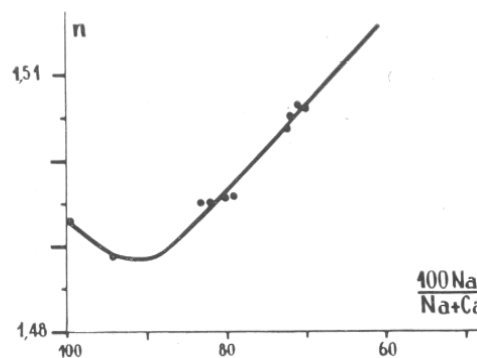


FIG. 4. — Variation de l'indice dans la série noséane-haüyne.

L'indice est compris entre 1,485 et 1,493 pour la noséane et, entre 1,493 et 1,510 pour la haüyne. En pratique tout indice supérieur à 1,493 suffit donc pour identifier la haüyne. En fait, les variations du degré de sulfuration modifie quelque peu les valeurs qui viennent d'être indiquées. Lorsque la teneur en SO_4 croît, l'indice croît également mais cette cause de variation peut être négligée, en première approximation. Le nombre insuffisant de mesures ne permet pas actuellement de faire une étude plus complète de la question.

6. Densité.

La densité croît depuis la noséane jusqu'à la haüyne. Les valeurs extrêmes sont de 2,27 et de 2,83. Il n'est cependant pas possible, actuellement, d'utiliser cette méthode de détermination en raison de la trop grande dispersion des points.

IV. — LES HAÛYNES ET NOSÉANES DES ROCHES DU MONT-DORE.

Partant des nouvelles données qui viennent d'être établies, il est dès lors possible de reprendre l'étude de nos feldspathoïdes bleus du Mont-Dore. Nous dirons d'abord ce qu'ils ont en commun puis quels sont les caractères qui permettent de les distinguer.

1. Caractères communs.

En lame mince, ces minéraux montrent les sections du rhombododécaèdre, sections dont les contours sont indentés par des golfes de corrosion (fig. 5). Assez souvent, ces feldspathoïdes se groupent de plus, en s'accolant et ils forment ainsi des sortes de plages, orientées dans le sens de fluidalité de la roche.

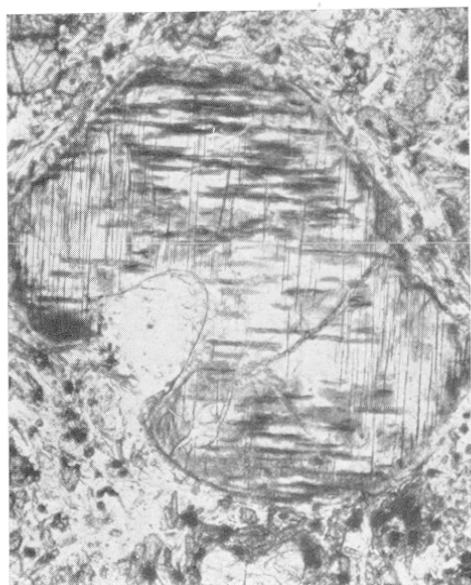


FIG. 5. — Cristal de haüyne inégalement coloré présentant un golfe de corrosion et un début d'altération (L. N. $\times 72$). Dans l'ordanchite de La Banne d'Ordanche.

Dans les roches à structure fortement fluidale les cristaux prennent parfois un faciès spécial, par étirement selon l'un des axes ternaires du système cubique (fig. 6). Ces cristaux allongés sont quelquefois creux. La haüyne-noséane constitue alors les parois d'un moule rempli par la pâte microlitique.

La couleur bleue n'est pas toujours nettement perceptible. Elle est souvent irrégulièrement

distribuée en taches disséminées dans un fond presque incolore.

La plupart des cristaux présentent une structure schillérisée, due à des inclusions d'oligiste ou d'ilménite. Ces inclusions sont orientées suivant les axes ternaires du cube et elles forment un grillage plus ou moins serré.

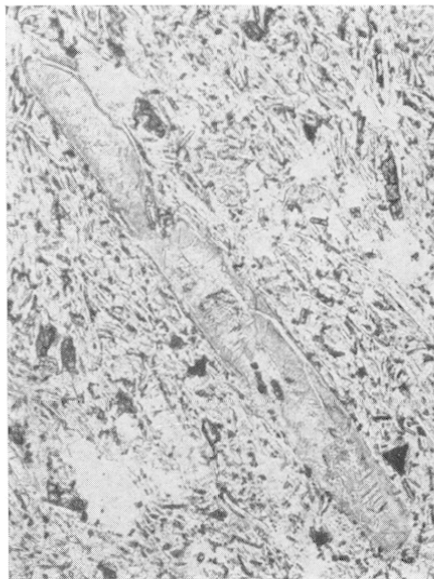


FIG. 6. — Cristal de haüyne allongé selon un axe ternaire (L. N. $\times 52$). Dans l'ordanchite près de Pédaire.

Les minéraux de la famille noséane-haüyne s'altèrent très facilement à l'air libre. Dans les phonolites les plus anciennes, il est même impossible de trouver des sections fraîches. Ces cristaux de feldspathoïdes peuvent être altérés même dans les roches dont tous les autres éléments sont parfaitement frais. L'altération commence par l'oxydation des inclusions ferrugineuses qui deviennent rouge brique. Les haüynes-noséanes, vues à l'œil nu, présentent alors cette même couleur. Cette altération est extrêmement fréquente dans les ordanchites que l'on peut, d'ailleurs, reconnaître facilement sur le terrain grâce à leur ponctuation rouge. L'altération plus poussée détruit le minéral et le transforme en un mélange de calcite et de produits colloïdaux jaunes.

Les haüynes ou les noséanes se présentent toujours en phénocristaux de cristallisation relativement précoce. Elles cristallisent immédiatement après les périclites et l'apatite et on les trouve incluses dans les minéraux qui se forment ultérieurement. L'ordre de cristallisation que l'on peut relever dans le cas le plus complet est :

Péridot 1 750°	Apatite 1 550°	Haüyne 1 410°	Pyroxène 1 390°
Sphène 1 300°	Plagioclase 1 200°	Amphibole 1 060°	Anorthose 1 000°

Sous le nom de chaque minéral nous avons donné, à titre indicatif, sa température de fusion. Remarquons sans y attacher une importance absolue, que l'ordre de cristallisation correspond au degré relatif de fusibilité des minéraux.

2. Caractères sélectifs des haüynes et noséanes.

La valeur de l'indice de réfraction est, comme nous l'avons montré, le meilleur critère de distinction des minéraux de la série noséane-haüyne. L'on trouvera, dans le tableau II, les mesures faites à ce propos sur quelques cristaux.

TABLEAU II.
Valeurs de l'indice de réfraction des haüynes et noséanes.

Roche	Lieu	Indice
Phonolite...	Sanadoire (Mont-Dore)	1,486
Phonolite...	Le Roc Blanc (Mont-Dore)	1,492
Ordanchite ..	Le Barrie (Mont-Dore)	1,501
Phonolite...	Vensac (Cantal)	1,458
Ordanchite ..	Falgoux (Cantal)	1,509

Dans les phonolites, les valeurs d'indice sont inférieures à 1,493 et par suite caractérisent des noséanes mais, par contre, dans les ordanchites, nous avons des haüynes. L'analyse de la noséane des phonolites de Vensac (Cantal), phonolites proches de nos roches, confirme cette définition (Lacroix, 1910). Ce nouveau résultat est conforme à la chimie de nos roches à feldspathoïdes. Rappelons en effet que les phonolites sont essentiellement sodiques alors que les ordanchites sont beaucoup plus riches en calcium.

Soulignons, pour terminer, le faible intérêt que présentent les diagrammes de rayons X, dans la détermination précise des minéraux de la famille noséane-haüyne. Les écarts entre les types de noséane et de haüyne (Machatchski, 1934) sont, en effet, très faibles.

V. — L'ANALCIME.

Rappelons qu'au point de vue strictement minéralogique l'analcite doit être placé dans le groupe des zéolites mais, du point de vue

péetrographique, ce minéral peut être considéré comme une sorte de feldspathoïde.

L'analcite forme de beaux cristaux transparents de quelques millimètres, visibles à l'œil nu, dans certaines de nos phonolites (Puy Cordé, Bozat, Roche Tuilière). Ces gisements, signalés par Constant Prévost (1833), ne constituent, en fait que des curiosités connues que par de rares spécialistes. Par contre, comme je l'ai indiqué récemment (Brousse, 1959), l'analcite en cristaux microscopiques est un minéral très abondant dans la plupart des roches déficitaires en silice du Mont-Dore. Ces petits cristaux sont xénomorphes ou, plus rarement, automorphes.

Au plus fort grossissement du microscope, les plages d'analcite, légèrement teintées en rose, se reconnaissent en effet, dans toutes nos roches à haüyne ou noséane. Dans la plupart des cas, ce sont des cristaux xénomorphes compris entre les microlites feldspathiques de la pâte ou, plus rarement, inclus dans les clivages et les cassures des phénocristaux de plagioclases.

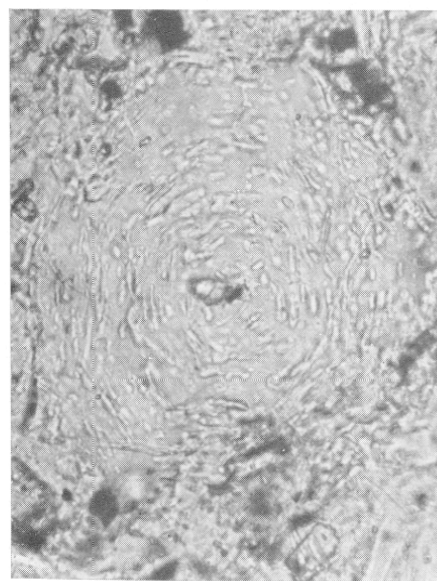


FIG. 7. — Cristal automorphe d'analcite contenant des inclusions de pyroxènes disposées en zones concentriques (L. N. $\times$ 240). Dans l'ordanchite de La Banne d'Ordanche.

Dans ces derniers cas il y a un début d'analcitisation et l'analcite peut alors constituer jusqu'à 20 % du volume total de la roche.

L'analcite se présente, en outre, en cristaux automorphes dans un certain nombre d'ordanchites. En lame mince, on y reconnaît aisément les facettes (112) du trapézoèdre régulier (fig. 7). Ces cristaux contiennent de nombreux micro-

lites pyroxéniques, dont l'arrangement concentrique ou hélicoïdal rappelle celui que présentent couramment les microcristaux de leucite. Il peut donc y avoir indétermination entre leucite et analcime, au microscope, mais le diffractogramme de rayons X permet de choisir (Bannister, 1931).

La mise en évidence de l'analcime dans nos roches du Mont-Dore présente un intérêt qui dépasse le cadre local. En effet, on pensait jusqu'à présent que les phonolites et ordanchites du Mont-Dore ne contenaient qu'un seul feldspathoïde, la hauïyne, ce qui pouvait passer pour anormal. A présent, en raison de l'abondance de l'analcime, il est possible de rapprocher nos laves de celles des Highwood Mountains, des îles Cyclopes, du lac Supérieur, etc...

Les conditions de formation de l'analcime sont encore assez mal connues. Il semble que ce minéral se forme, à pression peu élevée, dans les milieux sous-saturés en silice, très riches en soude et en eau. En fonction de son mode de cristallisation tardif, l'analcime peut être regardé, du point de vue pétrogénétique, comme étant l'équivalent de la tridymite. L'analcime prend naissance en fin de cristallisation des magmas déficitaires en silice, dans les phonolites et ordanchites alors que la tridymite se forme, dans les mêmes conditions mais aux dépens de magmas acides, dans les rhyolites et sancyites.

VI. — LA SODALITE.

La sodalite forme des plages xénomorphes d'un beau rose, parfaitement isotropes, confondues jusqu'à présent avec de la matière vitreuse. Elle n'existe que dans les roches contenant par ailleurs de la néphéline et, pour cette raison, ce minéral est peu abondant dans le Mont-Dore où les phonolites à néphéline sont rares. Elle est par contre très commune dans le Velay où ces phonolites sont fréquentes.

Il est à remarquer que dans les syénites néphéliniques l'on trouve également l'association de la néphéline et de la sodalite mais, dans ce cas, ces deux minéraux sont, en outre, accompagnés par la cancrinite. Ces faits d'observation sont en accord avec les résultats expérimentaux de J. Wyart et Mir. Michel-Lévy (1955) qui ont montré, qu'en présence d'eau et en milieu très sodique, la néphéline devenait instable et se transformait en cancrinite et sodalite à 415° puis, en sodalite seule, à des températures supérieures à 550°.

VII. — LA LEUCITE.

Nous ne ferons que mentionner la présence de ce minéral dans le massif du Mont-Dore dont un échantillon a été trouvé par P. Gautier, en un endroit non précisé des plateaux de La Banne d'Ordanche. Cet échantillon a été décrit par A. Lacroix (1891 a-1891 d). Selon cet auteur, cette leucite forme une veinule de 1 mm d'épaisseur et de 5 cm² de surface et il semble, en raison de la nature des minéraux qui l'accompagnent (plagioclases, orthose, pyroxène, biotite, magnétite) qu'elle soit « le résultat de la transformation d'une enclave acide incomplètement résorbée ».

CHAPITRE III

LES FELDSPATHS ALCALINS

I. — CARACTÈRES CHIMIQUES GÉNÉRAUX.

Tout d'abord, et dans le but de faire ressortir les relations entre nos feldspaths, nous avons reporté les résultats donnés par l'analyse chimique (Tableau III), sur le diagramme triangulaire K — Na — Ca (fig. 8) sur lequel les limites des champs de répartition des différentes espèces ont été également indiquées d'après Smith et Mackenzie (1958).

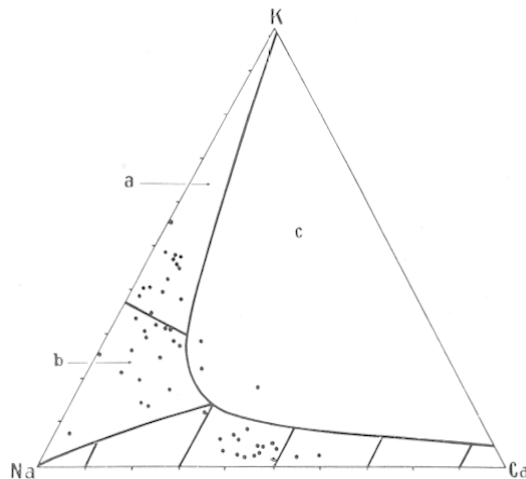


Fig. 8. — Répartition des feldspaths des roches volcaniques d'Auvergne dans le diagramme K-Na-Ca.

a : sanidine ; b : anorthose ; c : mélange de deux feldspaths.

Ce diagramme confirme qu'il n'existe aucun hiatus entre la sanidine $Or_{55}Ab_{15}$ et les plagioclases basiques. Les feldspaths alcalins contiennent, notamment, des ions Na et K en

toutes proportions, ce qui caractérise les formes feldspathiques dites de haute température (H. T.) que l'on rencontre habituellement dans les roches volcaniques. De fait, l'orthose et le

microcline, formes dites de basse température, ne sont pas des constituants normaux de nos laves. Ils ne se rencontrent que dans quelques rares xénolites.

TABLEAU III.

Analyses chimiques de feldspaths des roches volcaniques d'Auvergne.

Les analyses, non indexées, sont nouvelles : An. : P. Blot et B. Taisne. Les index désignent :

R : analyse nouvelle de F. Raoult.
B : analyse de P. Berthier (1824).
K : analyses de B. Kosmann (1864).
F : analyses de F. Fouqué (1894).

	I	2	3R	4B	5K	6	7	8
SiO ₂	63,30	64,10	65,60	66,10	67,20	—	—	—
Al ₂ O ₃	20,70	20,80	20,00	19,80	17,72	—	—	—
CaO	1,25	1,30	1,26	—	0,77	1,05	0,65	1,50
Na ₂ O	4,80	5,30	5,86	3,70	6,47	5,45	5,90	5,36
K ₂ O.....	7,60	8,97	7,32	6,90	7,09	8,10	8,90	7,70
Or.....	47,7	49,3	42,4	55,2	40,4	47,0	48,4	45,1
Ab.	45,7	44,6	51,5	44,8	55,9	47,9	48,6	47,5
An.	6,6	6,1	6,1	—	3,7	5,1	3,0	7,4
	9	10	11	12	13F	14	15	16F
SiO ₂	—	—	—	—	66,90	—	—	67,10
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	19,80	—	—	21,30
CaO	1,05	1,30	2,50	0,30	1,30	2,90	1,90	1,40
Na ₂ O	5,45	5,40	6,10	4,70	7,60	7,30	6,85	7,80
K ₂ O.....	8,20	7,90	6,95	4,66	4,50	6,20	5,65	3,50
Or.....	47,3	46,0	38,0	38,7	26,3	31,5	32,1	21,2
Ab.	47,6	47,7	50,5	59,3	67,3	56,2	58,9	71,6
An.	5,1	6,3	11,5	2,0	6,4	12,3	9,0	7,2
	17	18	19	20	21F	22F	23F	24F
SiO ₂	—	—	—	—	—	65,70	66,50	64,00
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	21,90	19,20	21,80
CaO	1,70	2,80	2,90	4,55	0,95	0,60	2,50	3,20
Na ₂ O	7,10	5,40	3,95	8,25	4,12	5,40	5,50	6,70
K ₂ O.....	6,50	5,20	3,40	5,95	2,96	4,40	4,90	5,10
Or.....	34,8	33,0	28,6	26,8	29,6	33,6	31,9	28,5
Ab.	57,6	52,1	50,8	56,1	62,4	62,5	54,5	56,6
An.	7,6	14,9	20,6	17,1	8,0	3,9	13,6	14,9
	25	26F	27F	28	29F	30	31F	32F
SiO ₂	—	68,00	64,80	—	57,5	—	60,50	59,10
Al ₂ O ₃	—	20,10	21,80	—	27,2	—	26,20	26,50
CaO	1,70	0,60	2,90	6,90	9,2	8,90	8,50	9,50
Na ₂ O	7,10	10,10	7,20	7,50	6,1	7,00	5,40	5,20
K ₂ O.....	6,50	1,29	4,30	2,50	0,5	1,44	0,80	0,30
Or.....	34,8	7,1	24,4	12,7	2,9	7,4	5,0	1,9
Ab.	57,6	90,0	61,8	57,8	52,9	54,4	50,8	48,7
An.	7,6	2,9	13,8	29,5	44,2	38,2	44,2	49,4

TABLEAU III (suite).

	33F	34F	35F	36F	37F	38	39F	40F
SiO ₂	59,40	59,70	58,20	58,90	60,80	—	54,20	57,30
Al ₂ O ₃	25,60	24,80	27,10	27,80	25,20	—	29,40	25,90
CaO	8,00	8,60	8,80	6,60	7,40	10,10	10,50	10,10
Na ₂ O	5,60	6,50	6,60	6,10	6,50	5,45	5,80	6,30
K ₂ O.....	1,40	1,00	0,50	1,00	0,60	0,70	1,00	0,60
Or.....	8,4	6,1	2,8	6,3	3,6	4,0	5,4	3,2
Ab.....	51,2	54,1	56,0	58,6	59,0	47,4	47,2	51,2
An.....	40,4	39,8	41,2	35,1	37,4	48,6	47,4	45,6
	41F	42F	43F	44F	45F	46F	47	48
SiO ₂	58,71	58,65	53,90	54,50	55,00	54,50	—	—
Al ₂ O ₃	25,49	26,50	29,80	30,10	28,60	29,80	—	—
CaO	9,05	8,41	11,60	11,00	11,40	11,40	7,20	10,60
Na ₂ O	5,45	6,09	4,10	4,10	4,90	4,50	9,20	6,85
K ₂ O.....	0,78	0,37	0,70	0,40	0,40	0,30	5,70	4,40
Or.....	4,7	2,2	4,3	2,6	2,3	1,8	22,2	18,6
Ab.....	49,7	55,4	37,3	39,3	43,8	40,8	54,3	43,8
An.....	45,6	42,4	58,4	58,1	53,9	57,4	23,5	37,6

Références.

SANIDINES.

1. En projections, maclés, au Puy de la Tache. — 2. En projections, non maclés, au Puy de la Tache. — 3. En projections, dans le ravin des Egravats. — 4. Sancyite, La Grande Cascade. — 5. Sancyite, Voissières. — 6. Sancyite, près de la Cascade de la Dore. — 7. Sancyite, près du Puy de la Tache. — 8. Sancyite, Le Puy Gros. — 9. Doréite, Les Grands Moulins. — 10. Doréite, chemin des Millegouttes, sous le Capucin. — 11. Phonolite, Sanadoire. — 12. Recristallisation d'un verre, Rhyolite de Lusclade.

ANORTHOSES.

13. En projections, ruisseau de Vidalenc, près du Capucin. — 14. En projections, près du Capucin. — 15. En projections, au Trador. — 17. En projections, près du Clergue. — 16. Rhyolite, Pédaire. — 18. Rhyolite, Lusclade. — 19. Rhyolite, Le Pregnoux. — 20. Rhyolite, Veyrière (Cantal). — 21. Sancyite, microlites, Puy de Sancy. — 22. Sancyite, microlites, Sévérac (Cantal). — 23. Sancyite, microlites, Le Lioran (Cantal). — 24. Doréite, La Morangie. — 25. Trachyte, près Le Barrie. — 26. Phonolite, Liberté (Velay). — 27. Phonolite, La Terrisse (Cantal).

Quelques remarques complémentaires seront faites ici, sur la distribution du potassium entre les différents minéraux des roches. Il y a lieu de remarquer, en effet, que le potassium se rencontre même dans les roches basiques dépourvues de feldspaths alcalins et que la sanidine et l'anorthose n'apparaissent que dans les

OLIGOCLEASE.

28. Sancyite, Charlannes.

ANDÉSINES.

29. Rhyolite, Ramburtet (Cantal). — 30. Sancyite, carrière Monnéron, près de La Bourboule. — 31. Sancyite, Le Viaguin (Cantal). — 32. Sancyite, Le Lioran (Cantal). — 33. Sancyite, près du Plomb du Cantal. — 34. Doréite, Besse. — 35. Doréite, Chastel (Cantal). — 36. Doréite, Le Lioran (Cantal). — 37. Doréite, La Chassagne (Cantal). — 38. Basalte demi-deuil, La Banne d'Ordanche. — 39. Basalte demi-deuil, Bouzentès (Cantal). — 40. Basalte demi-deuil, Sériers (Cantal). — 41 et 42. Basalte, Rochessauve (Coirons).

LABRADORÉS.

43. Basalte demi-deuil, La Banne d'Ordanche. — 44. Basalte, Fraisse-Haut (Cantal). — 45. Basalte, Sévérac (Cantal). — 4. Basalte, La Besseyre (Velay).

DEUX FELDSPATHS.

47. Phonolite, Le Piton. — 48. Phonolite, Lau-douze.

termes les plus évolués des séries magmatiques. On peut donc se demander dans quels minéraux le potassium est fixé en l'absence des feldspaths alcalins. La réponse à cette question est donnée par la comparaison entre les compositions chimiques et minéralogiques des roches basiques. Il apparaît alors que, dans ces dernières, le

potassium est camouflé dans les plagioclases basiques et les minéraux ferro-magnésiens tant que la teneur, en potassium, reste inférieure à 3 %. Contrairement à ce que l'on pensait jusqu'ici, l'importance du potassium, contenu dans les minéraux, autres que les feldspaths alcalins et les micas n'est donc nullement négligeable (Tableau IV).

Dans le tableau V apparaît la distribution de l'ion K dans les types de roches basiques dépourvues de feldspaths alcalins et, dans le tableau VI, celle de cet élément dans les roches qui en contiennent.

TABLEAU IV.

**Teneur en potassium,
des principaux minéraux.**

Minéraux	K, pour 100 cations
Feldspaths alcalins.	1,4 à 8,4 %
Biotites.	5,6 à 9,7 %
Plagioclases.	0,6 à 3,0 %
Amphiboles.	0,8 à 2,2 %
Pyroxènes.	0,2 à 2,0 %
Péridots.	0 %

TABLEAU V.

**Distribution du potassium dans les roches basiques
ne contenant pas de feldspath alcalin.**

Ankaramite		Basalte demi-deuil		Labradorite basanitique	
Mode moyen	K %	Mode moyen	K %	Mode moyen	K %
40 % d'augite.	0,4	25 % d'augite.	0,2	15 % d'augite.	0,2
30 % de labrador.	0,6	55 % de labrador.	1,1	58 % de labrador.	1,4
5 % de biotite.	0,4	5 % de biotite.	0,4	5 % de biotite.	0,4
2 % de verre.	0,1	2 % de verre.	0,1	2 % d'analcime.	0,1
100 % de roche.	1,5	100 % de roche.	1,8	2 % de hornblende.	
				100 % de roche.	2,1

TABLEAU VI.

Distribution du potassium dans les roches contenant des feldspaths alcalins.

Doréité		Sancyite	
Mode moyen	K %	Mode moyen	K %
10 % de sanidine Or ₅₅	1,1	20 % de sanidine Or ₅₀	2,0
14 % de sanidine Or ₅₀	1,7	15 % de sanidine Or ₄₀	1,2
38 % d'andésine.	1,0	24 % d'andésine.	0,6
28 % d'augite.	0,3	20 % d'oligoclase.	1,0
2 % de biotite.	0,2	14 % d'augite.	0,2
2 % de hornblende.	0,1	2 % de biotite.	0,2
100 % de roche.	4,4	100 % de roche.	5,2

Ordanchite		Phonolite	
Mode moyen	K %	Mode moyen	K %
25 % de sanidine Or ₅₀	2,5	70 % d'anorthose Or ₃₇	5,2
40 % d'andésine.	1,1	20 % d'andésine.	0,6
18 % d'augite.	0,2	6 % de feldspathoïdes.	0,4
2 % de biotite.	0,2	2 % autres minéraux.	0,2
5 % de feldspathoïdes.	0,3		
100 % de roche.	4,3	100 % de roche.	6,4

II. — CARACTÉRISTIQUES SUR LES DIFFRACTOGRAMMES X, DES FELDSPATHS ALCALINS.

Les feldspaths alcalins de nos roches volcaniques sont, soit de la *sanidine* (*monoclinique*) soit de l'*anorthose* (*triclinique*). Ces minéraux peuvent être ou non perthitiques. Il est donc possible en tenant compte de leur symétrie et de leur degré d'homogénéité de distinguer quatre types de feldspaths alcalins.

Sur diffractogrammes de rayons X (fig. 9), les quatre types de feldspaths alcalins s'identifient assez facilement. Leur symétrie se reconnaît, notamment, grâce à la présence d'une seule raie ($1\bar{1}1$), dans le cas des cristaux monocliniques, et de deux raies ($1\bar{1}1$) et ($1\bar{1}\bar{1}$), dans le cas des cristaux tricliniques (Donnay G. et J., 1952). Quant aux feldspaths hétérogènes, ils présentent deux séries de réflexions se rapportant à l'une et à l'autre des deux phases exsolvées. En fait, seules les réflexions ($\bar{2}01$) sont nettement séparées, car elles sont particulièrement sensibles aux variations de composition des feldspaths alcalins. Leurs positions, sur le diagramme, permettent d'ailleurs de connaître, à 5 % près, les pourcentages en orthose et albite des feldspaths considérés (Bowen et Tuttle, 1950).

Ajoutons enfin que, dans le cas de feldspaths hétérogènes, le rapport des intensités des deux raies ($\bar{2}01$) peut permettre d'apprécier le pourcentage des deux phases présentes (Kuellmer, 1960).

La phase exsolvée de nos feldspaths, en albite H. T., peut représenter jusqu'à 30 % du volume

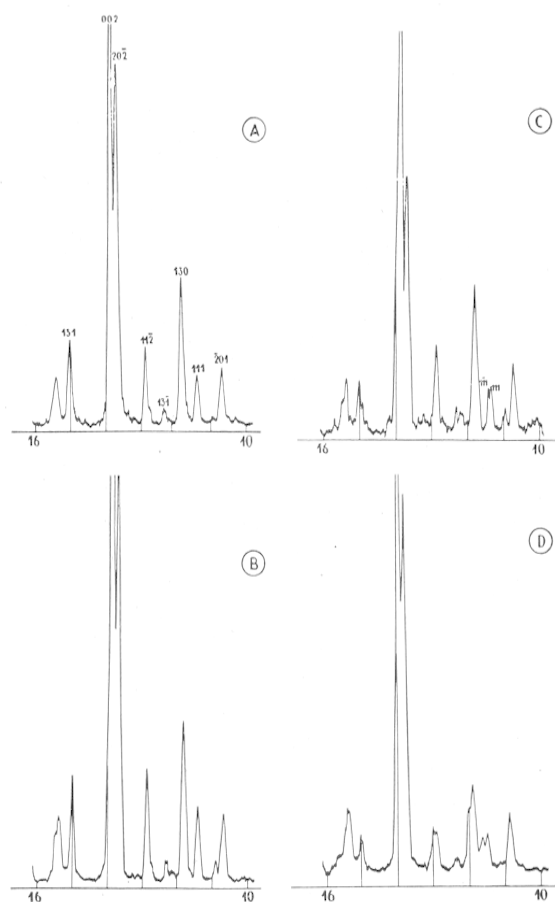


FIG. 9. — Diffractogrammes X de poudre des feldspaths alcalins, H. T., entre 10° et 16° θ (rayonnement $K\alpha$ du cuivre).

- A : sanidine homogène (sancyite de la Grande Cascade).
B : sanidine cryptoperthitique (doréite des Grands Moulins).
C : anorthose cryptoperthitique (phonolite de la Roche Tuilière).
D : anorthose homogène (Rhyolite de Veyrière, Cantal).

TABLEAU VII.

Degré d'homogénéité de quelques feldspaths cryptoperthitiques du Mont-Dore.

A	B	C	D	E	F
Anorthose Ab_{71}	58	31 %	0,88	44 %	Rhyolite du Pregnoux
Anorthose Ab_{73}	72	4 %	homogène		Rhyolite de Veyrière
Sanidine Ab_{55}	43	21 %	4,1	24 %	Sancyite du Puy Gros
Sanidine Ab_{53}	42	19 %	4,5	21 %	Doréite des Grands Moulins
Sanidine Ab_{62}	53	19 %	3,7	26 %	Phonolite de Sanadoire

A. Composition globale donnée par l'analyse chimique.

B. Composition de la phase orthosique fixée par d ($\bar{2}01$).

C. Pourcentage d'albite perthitique obtenue en comparant les résultats A et B.

D. Rapport des intensités ($\bar{2}01$), $\frac{I_o}{I_a}$.

E. Pourcentage d'albite perthitique obtenue d'après les courbes de variation du rapport des intensités 10 et 1a.

F. Nom et lieu de la roche d'où est extrait le feldspath.

et il faut remarquer à ce sujet que les valeurs obtenues grâce au rapport des intensités $\frac{I_{\text{orthose}}}{I_{\text{albite}}}$ sont toujours légèrement trop fortes (Tableau VII). Ajoutons, qu'en apparence, le degré d'homogénéité varie de façon capricieuse, sans qu'il soit possible de le mettre en rapport avec des facteurs de débit, de texture ou de structure des laves.

III. — CARACTÉRISTIQUES, EN LAME MINCE, DES FELDSPATHS ALCALINS.

Indépendamment des valeurs de l'angle des axes optiques, que nous étudierons plus loin, sanidine et anorthose possèdent, en lame mince, quelques caractères sélectifs qui permettent de les reconnaître. Ainsi l'anorthose, examinée en lumière polarisée, montre un moirage irrégulier qui correspond à l'entrecroisement de très fines lamelles, maclées selon les lois de l'albite et de la péricline (fig. 11). La sanidine, au contraire, reste d'une très grande limpidité tant en lumière « naturelle » qu'en lumière polarisée (fig. 10).



FIG. 10. — Cristal de sanidine homogène, maclé Carlsbad, contenant à sa périphérie des baguettes d'oligoclases H. T. (L. P. $\times 13$). Dans la sancyite du puy de Hautechaux.

Si la reconnaissance des feldspaths alcalins de symétrie monoclinique ou triclinique est possible en lame mince, leur hétérogénéité, lorsqu'elle existe, n'est généralement pas décelable. Tous nos feldspaths sont, en effet, optiquement

homogènes et, seuls quelques phénocristaux d'anorthose présentent des filonnets d'albite, disposés en plans peu inclinés par rapport à (001).

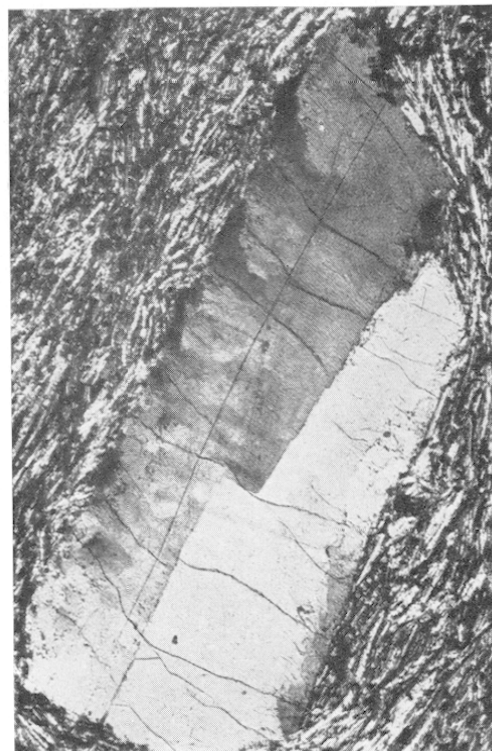


FIG. 11. — Cristal d'anorthose micropertthitique maclé Carlsbad (L. P. $\times 21$). Dans la phonolite du suc de Toupernas (Velay).

Les feldspaths alcalins, formés lors du premier temps de consolidation du magma, sont automorphes, comme tous les phénocristaux. Par contre, dans la pâte, ils ont, ou non, leurs formes propres et ceci dépend du pourcentage qu'ils y représentent. Lorsqu'ils prédominent, comme dans les roches alcalines (trachytes, phonolites, rhyolites et sancyites), ils sont automorphes. Ce sont des microlites, allongés selon l'axe *a* dans les phonolites ou des tablettes aplaties selon (010), dans les trois autres cas. Dans les roches plus plagioclasiques, ordanchites ou doréites, les feldspaths alcalins sont xénomorphes et ils cristallisent entre les microlites d'andésine.

Il nous reste à donner les valeurs des divers angles d'extinction et de l'angle des axes de nos feldspaths.

1. Angles d'extinctions dans (001) et (010).

L'angle d'extinction dans les plans (001) et (010) conserve, à 1° près, les mêmes valeurs

dans tous nos échantillons. L'angle d'extinction est voisin de 0° dans (001) et de 9° dans (010), ce qui est conforme aux courbes tracées par Tuttle (1952).

2. Angles $2V$ des axes optiques.

Dans tous nos feldspaths, le plan des axes optiques est perpendiculaire à (010) et aucun d'eux n'a ce plan parallèle au plan de symétrie comme l'ont la plupart des feldspaths plus potassiques (Or_{80-60}).

Les cristaux examinés dans une même roche, montrent, le plus souvent, une ample variation de la valeur de l'angle des axes optiques, et la valeur moyenne de cet angle, $2V$, paraît être peu représentative. Nous préférons reporter, sur le graphique 12, la droite séparant les valeurs extrêmes mesurées.

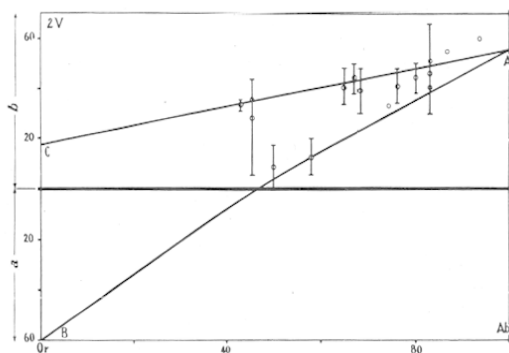


FIG. 12. — Variation de l'angle des axes, $-2V$, des feldspaths alcalins du Mont-Dore.

a : plan des axes optiques parallèle à (010).

b : plan des axes optiques perpendiculaire à (010).

Sur ce graphique nous avons également tracé deux des quatre courbes définies par Tuttle (1952). La courbe A-B, reprise d'après Spencer (1937), donne les caractéristiques des feldspaths chauffés pendant de longues périodes à 1075° (sanidinisation) tandis que la courbe A-C représente les variations des feldspaths de haute température, sanidine-anorthose-albite H. T. Les deux séries de basse température, microcline-albite B. T. d'une part, et, orthose-albite B. T. d'autre part, n'ont pas été représentées.

Selon la plupart des auteurs, la position des feldspaths, dans le diagramme $2V$, reflète assez bien leur état structural. En effet, parmi les principaux facteurs qui modifient les caractères optiques figure la distribution plus ou moins régulière des ions tétraédriques. L'arrangement

des ions Si et Al est ordonné ou partiellement ordonné dans les séries de basse température, puis cet état se perturbe progressivement dans les séries de haute température (courbe AC) et il devient totalement désordonné dans les feldspaths sanidinisés (courbe AB).

Par leur position, entre les deux courbes de haute température, les feldspaths du Mont-Dore ont donc, dans l'ensemble un désordre Si — Al, plus accusé que celui de la moyenne des feldspaths des roches volcaniques.

IV. — LES FELDSPATHS ALCALINS, ISOLÉS DANS LES PROJECTIONS.

Parmi les projections se rencontrent parfois des lits où abondent de grands cristaux de feldspaths. Universellement connus des collectionneurs sous le nom de « sanidine d'Auvergne », ces cristaux se trouvent notamment sous le puy de la Tache, près du Capucin, du Clierge, du puy Gros et dans les éboulis rouges du puy de la Plate. Ils sont parfaitement automorphes, allongés selon l'axe c et montrent un développement des faces (010), (110), (001), (20 $\bar{1}$) et (130). Ils atteignent parfois 10 cm de longueur mais, le plus souvent, ce sont des cristaux de 3 à 4 cm, maclés selon la loi de Carlsbad. Si cette loi d'association est la plus fréquemment réalisée, bien d'autres types de macles se rencontrent. Leur étude est actuellement en cours.

Contrairement à ce que l'on supposait jusqu'ici, ces cristaux ne sont pas toujours monocliniques. En effet ce sont, soit des sanidines monocliniques Or_{53-44} soit des anorthoses tricliniques Or_{32-26} et, jusqu'à présent, aucun feldspath de composition intermédiaire entre les deux précédentes n'a pu être prélevé. Ainsi, à 5 % près, les feldspaths isolés dans les projections ont des compositions proches de $Or_{50}Ab_{50}$ ou de $Or_{33}Ab_{67}$. Or, selon Donnay G. et J. (1952) les premiers cristaux de formule $Na_{50}K_{50}AlSi_3O_8$ sont structuralement les plus stables parmi les feldspaths sodipotassiques de haute température tandis que les seconds correspondent aux minéraux cristallisant à température minimum (Tuttle et Bowen, 1950).

Ajoutons que dans le lot de feldspaths, isolés dans les projections, se rencontrent quelques cristaux non maclés ou maclés selon les lois de Manebach ou de Baveno. Contrairement au cas général, ils sont allongés selon l'axe a et les faces (010), (001), (130) et (111) prédominent. Ils sont généralement de plus grande taille et

ont une teneur en potassium plus élevée que les cristaux à macles de Carlsbad.

Signalons qu'une observation du même ordre a déjà été faite par Ingerson (1952) dans une rhyodacite porphyrique du Texas.

CHAPITRE IV LES PYROXÈNES

Presque tous les pyroxènes contenus dans les roches du Mont-Dore appartiennent au groupe monoclinique. L'hypersthène ne se rencontre en effet, qu'exceptionnellement, et à l'état d'enclaves, dans de rares laves, sancyites et labradorites. Sa rareté est telle que nous pourrions la négliger par la suite. Il ne sera donc question ici, que des clinopyroxènes.

I. — LES PYROXÈNES, VUS AU MICROSCOPE.

Les pyroxènes sont toujours présents dans les deux phases de consolidation des laves du Mont-Dore. Les macrocristaux, parfaitement automorphes, sont maclés, zonés et riches en inclusions de titano-magnétite, d'apatite et, parfois, de hornblende brune.

Ce sont des prismes peu allongés, aplatis selon (010). Toutefois, dans les projections entourant les dômes phonolitiques, on rencontre aussi des cristaux d'augite ægyrinique à faciès aciculaire. Dans ce cas, de nombreuses aiguilles anastomosées entre elles forment, par leur ensemble, des individus complexes verts de 0,1 à 1 cm, ressemblant à des phénocristaux. Ajoutons que les pyroxènes entourent fréquemment l'olivine en constituant des glomérules mixtes, de 1 à 5 cm de diamètre.

Quant aux cristaux de la pâte, ils cristallisent en grains ellipsoïdaux à contours irréguliers. A la différence des phénocristaux ils ne contiennent pas d'inclusions et ne sont généralement ni maclés, ni zonés. Toutefois, dans les sancyites et phonolites, les microcristaux forment des microlites d'autant plus allongés, suivant l'axe *c*, que la roche est plus alcaline.

La couleur des pyroxènes varie, depuis le violet dans les roches basaltiques, jusqu'au vert clair, dans les termes acides. Les pyroxènes violets sont, comme on sait, riches en titane (1,9 à 3,4 % de Ti) tandis que les pyroxènes verts contiennent à la fois, des quantités importantes de fer ferreux (4,2 à 4,7 % de Fe^{2+}) et de sodium (2,3 à 3,8 % de Na).

Les phénocristaux sont souvent zonés, comme nous venons de le dire. On trouve successivement, un cœur d'augite titanifère violette, une enveloppe d'augite peu pléochroïque d'un blanc brunâtre et, enfin une couronne externe d'augite ægyrinique verte. Ces trois zones existent fréquemment dans les pyroxènes des roches de basicité intermédiaire (doréites et ordanchites). Par contre, la zone externe manque dans les roches basaltiques, tandis que le cœur de titano-augite fait défaut dans les roches alcalines (sancyites et phonolites).

A ce zonage, facilement visible, en raison des changements de coloration des enveloppes successives, correspond aussi des variations des constantes optiques. L'angle des axes 2V, toujours positif, varie entre 55° dans les titano-augites et 75° dans les augites ægyriniques. L'angle d'extinction maximum, mesuré selon la méthode de Hess (1949) présente, parallèlement, des valeurs comprises entre + 40° et - 30°.

Ajoutons que les indices de réfraction de nos pyroxènes sont, en moyenne, un peu plus élevés que ceux qu'indiquent les courbes classiques de Muir (1951). L'augmentation observée par rapport à ces courbes atteint 0,05 à 0,07. Selon Segnit (1953) cette anomalie pourrait s'expliquer par une plus grande richesse de nos pyroxènes, en ions Fe^{3+} , Al^{3+} et Ti.

II. — CONSTITUTION CHIMIQUE.

La liaison entre les caractères optiques et la constitution chimique de nos pyroxènes est donnée dans le tableau VIII.

Les analyses ont été faites à partir de cristaux isolés et triés et il a été tenu compte des quelques impuretés qu'ils contiennent, impuretés que l'on a pu identifier sur des radiodiagrammes X de contrôle.

Dans ce tableau, l'on trouvera également les formules structurales de type $(\text{WXY})_2\text{Z}_2\text{O}_6$ de chacun de nos pyroxènes. Ces formules ont été calculées selon la méthode proposée par Hess (1949).

Dans le cadre du diagramme triangulaire Ca-Mg- Fe^{2+} de la classification des clinopyroxènes (Hess, 1941 puis Poldervaart et Hess, 1951), nos minéraux sont tous groupés dans un petit domaine qui correspond aux champs de l'*augite* et de la *salite*. Il convient toutefois de remarquer que cette classification ne tient aucun compte des teneurs des pyroxènes en aluminium, titane et alcalins. C'est pourquoi, nous serons amenés à approfondir ces questions dans la troisième partie de ce mémoire.

TABLEAU VIII.

Analyses chimiques des pyroxènes d'Auvergne.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,80	45,50	46,60	45,40	44,60	42,15	41,53	40,20
Al ₂ O ₃	7,45	6,70	8,70	8,00	7,45	12,30	12,18	12,80
Fe ₂ O ₃	9,20	6,50	4,55	7,20	5,90	8,00	7,72	7,20
FeO.....	5,05	4,85	3,75	1,70	1,35	5,60	6,13	5,62
MgO.....	7,10	11,55	12,55	13,60	13,60	12,70	12,90	12,00
CaO.....	15,50	19,45	19,90	20,00	18,35	15,20	16,73	15,40
Na ₂ O.....	2,00	1,20	1,25	1,40	1,55	1,70	1,30	1,55
K ₂ O.....	1,55	1,05	0,55	0,50	0,60	1,00	1,00	0,85
TiO ₂	2,00	3,00	2,30	2,80	3,65	2,30	1,50	4,00
H ₂ O ⁺	1,45	—	—	—	2,50	—	—	1,04
H ₂ O ⁻	0,80	—	—	—	0,50	—	—	0,20
Total.....	99,90	99,80	100,15	100,60	100,05	100,95	100,99	100,86
Z { Si.....	1,83	1,72	1,72	1,68	1,69	1,57	1,56	1,52
Al.....	0,25	0,26	0,29	0,19	0,29	0,36	0,35	0,42
Al.....	0,09	0,04	0,10	0,06	0,05	0,18	0,19	0,14
Fe ³⁺	0,26	0,18	0,13	0,20	0,17	0,22	0,22	0,20
Ti.....	0,06	0,08	0,06	0,08	0,10	0,06	0,04	0,11
Fe ²⁺	0,16	0,15	0,11	0,05	0,04	0,17	0,19	0,18
Mg.....	0,41	0,66	0,69	0,76	0,79	0,71	0,73	0,68
Ca.....	0,64	0,79	0,79	0,79	0,75	0,61	0,67	0,62
Na.....	0,15	0,09	0,09	0,10	0,11	0,12	0,09	0,11
K.....	0,08	0,05	0,03	0,02	0,03	0,05	0,05	0,04
Z.....	2,08	1,98	2,01	1,97	1,98	1,93	1,91	1,94
WXY.....	1,85	2,04	2,00	2,06	2,04	2,12	2,18	2,08
n _m	1,685	1,690	1,702	1,697	1,701	1,704	1,703	1,696
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	38,40	38,80	40,30	38,90	44,97	47,10	45,16	45,50
Al ₂ O ₃	12,95	12,26	12,80	13,50	8,74	10,20	8,09	10,93
Fe ₂ O ₃	7,35	8,15	8,05	7,15	4,45	9,60	9,79	6,46
FeO.....	5,05	4,15	2,40	1,85	4,75	—	—	—
MgO.....	13,00	13,32	13,00	12,00	12,21	12,71	13,51	13,94
CaO.....	15,90	18,71	16,30	17,15	20,81	20,25	19,11	19,01
Na ₂ O.....	2,00	1,05	1,75	1,65	0,61	0,83	0,81	0,91
K ₂ O.....	0,55	0,25	0,85	0,60	0,23	—	—	—
TiO ₂	4,30	3,05	4,57	3,20	3,57	—	3,42	3,12
H ₂ O ⁺	—	—	0,68	—	0,12	0,20	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,04	2,00	0,04	—	—	—
Total.....	99,50	99,74	100,74	98,00	100,50	100,89	99,89	99,87
Z { Si.....	1,47	1,48	1,51	1,52	1,67	1,73	1,69	1,70
Al.....	0,43	0,43	0,44	0,44	0,33	0,27	0,31	0,32
Al.....	0,15	0,12	0,12	0,19	0,06	0,18	0,04	0,15
Fe ³⁺	0,21	0,23	0,22	0,21	0,12	0,14	0,13	0,06
Ti.....	0,12	0,09	0,14	0,09	0,10	—	0,10	0,09
Fe ²⁺	0,16	0,13	0,07	0,06	0,15	0,14	0,17	0,06
Mg.....	0,74	0,76	0,73	0,70	0,68	0,70	0,76	0,78
Ca.....	0,65	0,76	0,65	0,72	0,83	0,80	0,76	0,76
Na.....	0,15	0,08	0,13	0,12	0,04	0,05	0,05	0,06
K.....	0,03	0,01	0,04	0,03	0,01	—	—	—
Z.....	1,90	1,91	1,95	1,96	2,00	2,00	2,00	2,02
WXY.....	2,21	2,18	2,10	2,12	1,99	2,01	2,01	1,96
n _m	1,700	1,701	1,703	1,704	—	1,717	—	—

(Voir références au verso.)

Références.

1 à 12 : Pyroxènes des roches du Mont-Dore. (Analyses nouvelles, P. Blot et B. Taisne.)

1. Dans une sancyite, sous le Puy de la Tache. — 2. Dans une doréite, plateau de l'Angle. — 3. Dans un basalte pauvre en olivine, coulée supérieure de Charlannes. — 4. Dans un basalte pauvre en olivine, cascade du lac Guéry. — 5. Dans une ankaramite, La Banne d'Ordanche. — 6. Dans une phonolite, Roche Sanadoire. — 7. En projections, au Trador. — 8. Dans une ordanchite, ravin de La Gacherie. — 9. Dans une ordanchite, au-dessus de Lusclade. — 10. Dans une labradorite, Murat-le-Quaire. — 11. Dans un basalte demi-deuil. La

Banne d'Ordanche. — 12. Dans un basalte riche en olivine, coulée inférieure de Charlannes.

13 à 16 : Pyroxènes des districts volcaniques voisins.

13. Dans un basalte, l'uy de la Taupe (Chaîne des Puys). An. : Y. Bentor (*in* Y. Bentor, 1954). — 14 et 15. Dans un basalte, Puy de la Rodde (chaîne de Puys). An. : Ph. Barbier (*in* F. Gonnard et Ph. Barbier, 1911). — 16. Dans un basalte, Mail-largues (Cantal). An. : Ph. Barbier (*in* F. Gonnard et Ph. Barbier, 1911).

CHAPITRE V

LES AMPHIBOLES

Les amphiboles ont une importance moindre que celle des pyroxènes à la fois en raison du petit nombre de laves qui les contiennent et des faibles pourcentages qu'elles y représentent. Les phénocristaux de hornblende n'apparaissent, en effet, que dans les roches de basicité intermédiaire, labradorites, ordanchites, doréites et sancyites. Les roches basaltiques en sont dépourvues et les roches alcalines, phonolites et rhyolites, ne contiennent que quelques cristaux, à structure spongieuse, d'amphiboles sodiques du type arfvedsonite ou kataphorite. Dans ce qui suit, nous attirerons plus particulièrement l'attention sur les amphiboles calciques, les seules communes dans nos laves.

I. — ASPECT MORPHOLOGIQUE
ET ALTÉRATION DES AMPHIBOLES.

Les caractères morphologiques et optiques des amphiboles peuvent être le plus facilement étudiés à partir des cristaux dispersés dans les tufs de projection. Ce sont des fragments arrondis, atteignant jusqu'à 10 cm de longueur, ou plus rarement, des cristaux nets, maclés (100) et allongés selon l'axe *c*. Leur couleur est d'un noir intense et il faut noter l'éclat vitreux, extrêmement vif qu'ils présentent, sur les lames de clivage (110). Dans les roches à structure massive, les cristaux d'amphibole n'atteignent jamais les dimensions de ceux que nous venons de signaler dans les scories. Ils appartiennent tous à la première phase de consolidation où ils cristallisent en prismes, 8 à 15 fois plus longs que larges.

Par simple examen microscopique il est possible d'en distinguer deux variétés, différant à la fois par leur coloration et par leur angle d'extinction. L'une d'elle est brune (n_g , n_m brun foncé ; n_p jaune) et a un angle d'extinction, faible ou nul (0 à 20°) ; l'autre est rougeâtre (n_g rouge jaunâtre ; n_m rouge-brunâtre ; n_p jaune) et s'éteint à 20-22°.

Toutes ces amphiboles sont plus ou moins altérées. Leur état d'altération dépend essentiellement de la vitesse de consolidation des roches qui les contiennent. Lorsque le refroidissement est rapide, comme dans les projections, les filons ou les laves à pâte vitreuse, la résorption est nulle ou peu accusée, tandis que dans les roches massives, l'altération est d'autant plus intense que le refroidissement est plus lent. Le maximum d'altération se rencontre dans les laves à structure particulièrement grossière.

D'autres facteurs interviennent également pour provoquer l'instabilité des amphiboles. Pour des roches d'égale granulométrie l'altération est notamment, plus complète, dans les roches les plus acides.

Dans les doréites et sancyites, l'altération se traduit simplement par une pigmentation noire d'oxydes de fer, accompagnés ou non par des grains d'augite. Dans les doréites, elle est généralement limitée à une gaine périphérique (fig. 13) tandis que, dans les sancyites, elle gagne l'intérieur du cristal. Dans ce cas, seule la forme externe trahit encore la présence, dans ces roches, d'anciennes amphiboles.

Dans les labradorites et ordanchites, l'altération donne naissance à un plus grand nombre de minéraux. Nous l'étudierons dans les labradorites, où elle est généralement complète (fig. 14). Deux pyroxènes, de symétries orthorhombique et monoclinique, cristallisent tout

d'abord aux dépens de la hornblende. L'hypersthène, peu polychroïque est orientée de telle sorte qu'elle a ses trois axes cristallographiques parallèles à ceux de l'amphibole. Elle présente

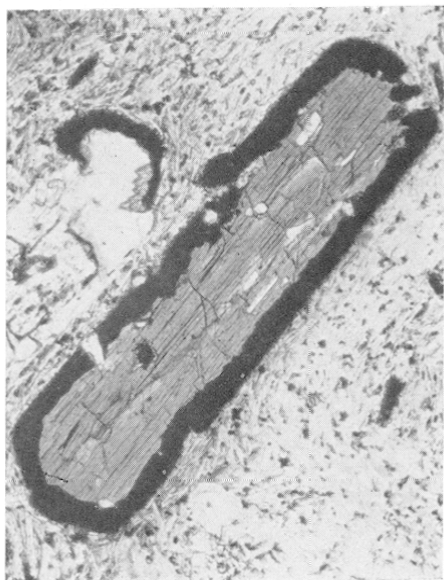


FIG. 13. — Gaine d'oxyde de fer autour de la kaersutite (L. N. $\times 48$). Dans la doréite de Laqueuille.

les deux clivages frustes, (210), et un clivage supplémentaire fin, de type bronzite, (010). Elle contient, elle-même, des inclusions de biotite, blond pâle et des baguettes d'apatite. Elle est

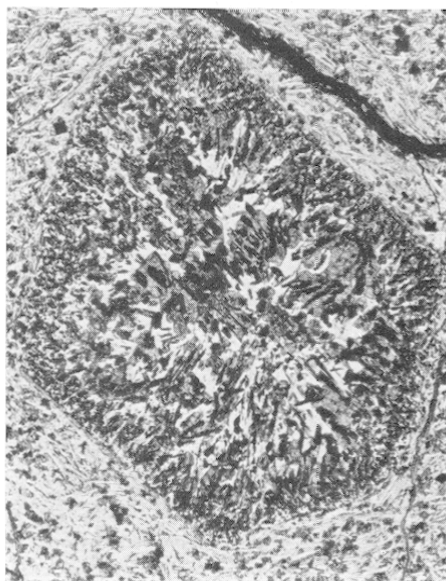


FIG. 14. — Altération totale d'une section basale d'amphibole (L. N. $\times 24$). Dans la labradorite de la Roche Vendeix.

associée à des grains, beaucoup moins abondants, d'augite incolore ($+2V = 57^\circ$, $n_g/c = +38^\circ$) à faces (110), parallèles à celles de hornblende. Avec ces pyroxènes, l'on trouve des baguettes, presque opaques, de très faible épaisseur, allongées selon l'une des faces (110) ou (010) du prisme d'amphibole. Parmi elles, il est possible de déterminer de l'hématite et de l'ilménite et surtout de la rhönite, à polychroïsme intense ($n_g = n_m$, brun-rouge ; n_m , rouge clair) s'éteignant à $38-40^\circ$. Il existe aussi quelques baguettes, à extinction oblique, plus claires, blanchâtres à jaunâtres, que l'on peut rapporter au groupe des épidotes. Dans l'intervalle compris entre les grains à fort relief se développent enfin des cristaux de plagioclases, maclés albite-répetée. Les faces (010) de ces feldspaths sont parallèles à l'une des faces (010) ou (110) de la hornblende. Leur basicité, voisine de celle de l'andésine An_{30} est beaucoup moins forte que celle de la hornblende dont elle dérive.

Dans les ordanchites, roches plus acides que les labradorites la résorption est semblable, mais elle est généralement moins accusée et un noyau d'amphibole reste conservé au centre de ces pseudomorphoses.

Toutes les transitions existent d'ailleurs, dans ces laves, depuis le simple liséré périphérique jusqu'à la résorption presque totale.

II. — PLACE DE NOS AMPHIBOLES DANS LA CLASSIFICATION.

Quatre analyses nouvelles d'amphiboles, à grand angle d'extinction, sont données dans le tableau IX et nous y avons joint, à titre de comparaison, deux analyses d'amphiboles provenant de districts volcaniques voisins. Rappelons que la formule générale des amphiboles est $(Z_8O_{22})(X, Y, W)_{8-7}(OH)_2$ avec $Z = Si^{4+} + Al^{3+} + Fe^{3+}$; $Y = Al^{3+} + Fe^{3+} + Ti^{4+}$; $X = Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn^{2+}$; $W = Ca^{2+}, Na^{+1}, K^{+1}$.

Dans le calcul de cette formule, à partir de l'analyse chimique pondérale, il est préférable de ne pas tenir compte des oxhydriles, dont l'estimation directe, à partir des teneurs en H_2O^+ , reste difficile. Nous avons donc simplement calculé les quantités d'ions combinés aux 23 oxygènes de la formule $(W, Y, X)_{7-8}Z_8O_{23}, H_2O$ en négligeant l'eau.

Nos amphiboles appartiennent au groupe sodicalcique du type $W_{2-3}(X, Y)_5(Z_8O_{22})(OH)_2$ et, plus particulièrement au groupe $Ca_2(Na, K)_1(X, Y)_5(Z_8O_{22})(OH)_2$ (Hallimond, 1943-Smith,

1959). Toutefois, en raison de leurs fortes teneurs en titane (TiO_2 compris entre 3,80 et 5,10), nos amphiboles doivent être rapprochées des *kaersutites*, dans la série *kaersutites-syntagmatites* (Tröger, 1952). Les teneurs en magnésium, fer ou aluminium, qui sont généralement prises en considération pour dénommer les amphiboles, ne jouent ici qu'un rôle subsidiaire en raison de l'abondance du titane.

III. — RELATIONS ENTRE PYROXÈNES ET AMPHIBOLES.

Les amphiboles sont, en moyenne, plus riches en fer (fig. 15) que les pyroxènes avec lesquels elles sont associées dans les roches. Elles sont également plus riches en alcalins, alumine et titane, mais par ailleurs, plus pauvres en chaux

TABLEAU IX.

Analyses des amphiboles des roches volcaniques d'Auvergne.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	38,50	37,80	38,60	36,80	41,30	—
Al_2O_3	15,20	10,86	13,70	11,80	15,60	—
Fe_2O_3	8,30	14,30	8,00	9,85	11,50	—
FeO	2,50	3,00	5,15	4,90	3,20	—
MnO	—	—	0,09	0,12	—	0,13
MgO	15,20	12,40	12,55	12,90	13,50	—
CaO	12,50	12,00	12,45	12,75	13,10	—
Na_2O	2,55	2,00	2,60	2,75	1,40	2,12
K_2O	1,63	0,65	1,45	1,84	0,30	0,98
TiO_2	4,00	3,84	5,10	4,97	—	8,77
H_2O^+	—	4,00	1,20	0,95	—	—
H_2O^-	0,65	—	—	—	—	—
Total	101,03	100,85	100,89	99,63	99,90	—
Si	5,500	5,695	5,619	5,496	5,927	—
Al	2,489	1,935	2,346	2,073	2,073	—
Fe^{3+}	—	0,370	0,035	0,431	—	—
Al	0,056	—	—	—	0,561	—
Fe^{3+}	0,889	1,246	0,838	0,672	1,238	—
Ti	0,429	0,434	0,557	0,556	—	—
Fe^{2+}	0,302	0,377	0,636	0,625	0,388	—
Mg	3,258	2,802	2,740	2,890	2,906	—
Ca.....	1,914	1,937	1,942	2,040	2,014	—
Na	0,705	0,583	0,733	0,795	0,389	—
K	0,297	0,125	0,269	0,351	0,055	—
(WXY).....	7,850	7,504	7,715	7,929	7,551	—
n_m	1,682	1,685	1,684	1,686	—	—

Références.

1 à 4 : Amphiboles de roches du Mont-Dore (An. : P. Blot et B. Taisne).

1. Dans une sancyite, Val d'Enfer. — 2. Dans une doréite, plateau de Durbize. — 3. Dans une ordanchite, plateau du Chalaneix, près de Largilliers. — 4. Dans une labradorite, Douharesse.

5 à 6 : Amphiboles de roches provenant de districts volcaniques voisins.

5. Dans une sancyite, Le Lioran (Cantal). An. : F. Fouqué (*in* F. Fouqué, 1902). — 6. Dans une dômite, Puy de Clerzou (Chaîne des Puys). An. partielle : Y. Bantor (*in* Y. Bantor, 1954).

et silice. Ce dernier caractère peut paraître à priori, anormal, si l'on s'en tient à la seule comparaison des formules théoriques de ces deux silicates. On a, en effet, $(\text{Si}_8\text{O}_{24}) \text{X}_8$ pour formules des pyroxènes et $(\text{Si}_8\text{O}_{22}) \text{X}_7 (\text{OH})_2$ pour celles des amphiboles, ce qui représente, pour 100 cations présents, des quantités en silicium respectivement égales à 50 % et 53,3 %. Mais les amphiboles, ainsi que nous venons de le souligner, contiennent plus d'ions à valence élevée (Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+}) que les pyroxènes avec lesquels elles sont associées. Ces ions se substituent à Si à l'intérieur des tétraèdres, ce qui libère des valences et par suite fait augmenter le nombre d'ions positifs, placés entre les chaînes. Ces modifications ont toutes deux, pour effet, de faire diminuer les teneurs relatives en silicium dans les amphiboles.

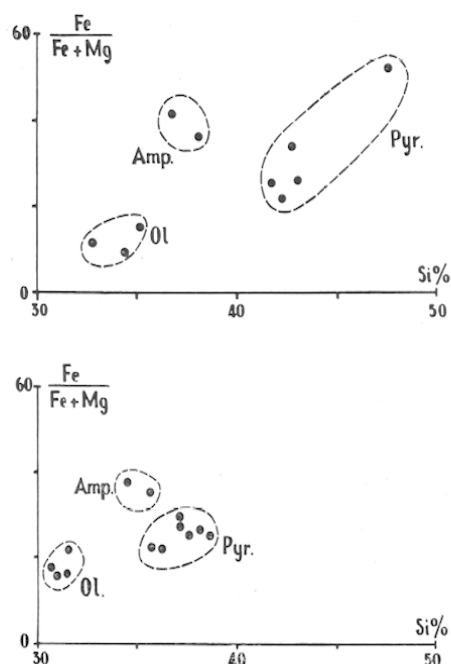


FIG. 15. — Variation du rapport $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, en fonction des teneurs en silicium des périclites (ol.), des pyroxènes (Pyr.) et des amphiboles (Amp.).

Figure supérieure : minéraux contenus dans les sancyites, doréites et basaltes pauvres en olivines.

Figure inférieure : minéraux contenus dans les phonolites, ordanachites, labradorites et basaltes riches en olivines.

Dans l'ordre des acidités décroissantes, les amphiboles doivent donc être placées entre les pyroxènes et les périclites (fig. 15). De fait, comme les périclites, elles montrent, dans les magmas résiduels riches en silice, une grande instabilité.

Au total, les pyroxènes peuvent être regardés comme les minéraux normaux de la cristalli-

sation des magmas volcaniques tandis que les amphiboles ne constituent que des produits secondaires n'apparaissant qu'à la faveur de conditions exceptionnelles qui, dans le massif du Mont-Dore, sont assez rarement réalisées.

CHAPITRE VI

LES PÉRIDOTS

I. — LES PÉRIDOTS, VUS AU MICROSCOPE.

L'olivine est généralement un minéral appartenant aux deux phases de consolidation des roches basaltiques. Elle se présente, en effet, à la fois, en phénocristaux et en microlites.

Les grands cristaux sont allongés selon l'axe c et aplatis selon (010) . Leurs faces les plus fréquentes sont, avec (010) déjà mentionnée, (110) , (120) , (101) et (001) . Signalons que les clivages curvilignes (010) ne sont bien marqués que dans les olivines des roches les plus acides car, dans le cas général, l'on ne distingue que des plans de séparation, parallèles au plan de base, (001) . Ces olivines ne sont pas zonées contrairement à celles que l'on trouve dans les séries très déficitaires en silice, avec essexites et théralites (Tomkeieff, 1939).

Les microlites sont de très petite taille (en moyenne 0,04 mm de longueur et 0,01 de largeur), et ils sont allongés selon l'axe a (ou n_0). Contrairement aux phénocristaux, leur signe d'allongement est donc par suite toujours positif. Ces minéraux affectent fréquemment des formes globuleuses ou cristallitiques par développement préférentiel, dans ce dernier cas, des arêtes a .

II. — COMPOSITION DE NOS OLIVINES.

On sait que la composition des périclites oscille entre deux pôles, l'un magnésien, la forstérite, $\text{Mg}_2 (\text{SiO}_4)$, et l'autre, ferreux, la fayalite, $\text{Fe}_2^{2+} (\text{SiO}_4)$. Dans ce qui suit, nous exprimons la composition de ces minéraux en pourcentages moléculaires de forstérite (Fo %) et nous dénommerons les différents termes de la série, selon la nomenclature proposée par Deer et Wager (1939).

Les pourcentages, en forstérite, de nos périclites ont été évalués selon la méthode proposée par Yoder et Sahama (1957) en repérant la position des raies (130) , sur diffractogramme de

rayons X. Nous avons complété cette étude en mesurant l'angle des axes, à la platine théodolite, ainsi que l'indice moyen de grains isolés (Tableau X).

ces derniers ayant des angles d'axes fortement réduits (environ 50° au lieu de 80°).

Notons que nos olivines sont d'autant plus magnésiennes que les laves qui les contiennent

TABLEAU X.

Composition et propriétés optiques des olivines.

Roche		Composition		n_m	2 V
1.	Ankaramite	Chrysolite	Fo ₈₇	1,681	— 84 à + 88°
2.	Ankaramite	Chrysolite	Fo ₈₆	1,675	— 78 à — 84°
3.	Basalte pauvre en olivine	Forstérite	Fo ₉₅	1,655	— 80 à + 85°
4.	Basalte pauvre en olivine	Forstérite	Fo ₉₁	1,674	— 72 à — 80°
5.	Basalte pauvre en olivine	Forstérite	Fo ₉₀	1,670	— 78 à — 86°
6.	Doréite	Chrysolite	Fo ₈₄	1,687	— 80 à — 88°
7.	Sancyite	Chrysolite	Fo ₇₇	1,700	— 82 à — 89°
8.	Basalte riche en olivine	Chrysolite	Fo ₈₉	1,676	— 85 à + 85°
9.	Basalte riche en olivine	Chrysolite	Fo ₉₀	1,661	— 84 à — 90°
10.	Basalte demi-deuil	Chrysolite	Fo ₈₂	1,683	— 83 à + 88°
11.	Basalte demi-deuil	Hyalosidérite	Fo ₇₅	1,701	— 80 à — 86°
12.	Basalte demi-deuil	Hyalosidérite	Fo ₆₈	1,710	— 74 à — 80°
13.	Labradorite	Chrysolite	Fo ₈₃	1,678	— 80 à + 86°
14.	Ordanchite	Chrysolite	Fo ₈₁	1,680	— 75 à — 85°

Références.

1. Sommet de la Banne d'Ordanche. — 2. Fougères. — 3. Au-dessus de la carrière Lamadon, La Bourboule. — 4. Coulée supérieure de Charlannes. — 5. Cascade du lac Guéry. — 6. Plateau de l'Angle. — 7. Charlannes. — 8. Coulée inférieure de Char-

lannes. — 9. Sous le Tenon. — 10. Près de Vermisse. — 11. Le Puy Loup. — 12. Puy de la Croix-Morand. — 13. Le Pessy. — 14. Près de la Roche Malviale.

La méthode des rayons X permet de déterminer la composition des olivines, à une molécule pour cent près de forstérite. Aussi est-ce à ces mesures que nous nous référerons. Par rapport à ces dernières on peut constater que les résultats donnés par la méthode de comparaison à des liqueurs d'indice connu est relativement bonne. Elle permet d'obtenir une estimation à 5 % près. La mesure de l'angle, 2 V, ne fournit par contre pas de renseignements valables en raison, notamment, de la difficulté que l'on a à effectuer des mesures sur des minéraux à grand angle d'axes. Les résultats ne peuvent d'ailleurs être donnés qu'à 2° près (Fairbairn et Podolsky, 1951). De plus l'on observe, sur les divers cristaux d'olivine d'une même lame mince, des variations de 5 à 10°, qui sont égales à celles qui séparent, dans nos laves, les olivines les plus magnésiennes des plus riches en fer.

Ajoutons que nous n'avons pas tenu compte des mesures effectuées sur des minéraux altérés,

sont plus basiques. De plus, dans chaque roche, les microlites d'olivine de la pâte sont légèrement plus riches en fer que les phénocristaux, la différence de composition entre les deux générations, étant de l'ordre de 2 à 8 molécules de forstérite.

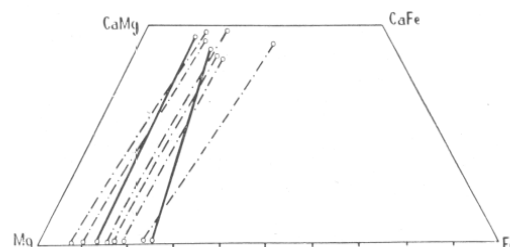


FIG. 16. — Relation entre pyroxènes et périclites dans le diagramme Ca-Fe-Mg.

En trait-point : périclites plus magnésiens que les pyroxènes (cas général).

En trait continu : périclites moins magnésiens que les pyroxènes (cas des ankaramites et des basaltes demi-deuil).

D'une façon générale, nos olivines sont plus magnésiennes que les pyroxènes avec lesquels elles sont associées (fig. 16). Cette relation est toutefois inversée dans les basaltes demi-deuil et les ankaramites.

III. — ALTÉRATION DES OLIVINES.

Microlites comme grands cristaux sont partiellement ou totalement épigénisés en un corps d'un rouge vif que l'on a jusqu'à présent dénommé *iddingsite*. L'altération suit les contours et les clivages (010) ainsi que les cassures basales de l'olivine mais généralement quelques îlots sont conservés au centre des grands phénocristaux. Le produit d'altération paraît être homogène, en lame mince. Il présente un clivage fin, de type micacé, et un fort polychroïsme allant du jaune paille (n_p) au brun-rougeâtre foncé (n_m et n_g). L'iddingsite est orientée, par rapport à l'olivine, et il nous est possible d'établir des correspondances entre les axes cristallographiques de ces deux composés (Tableau XI). En particulier le clivage phylliteux (001), de l'iddingsite est parallèle au clivage fruste (100), de l'olivine.

TABLEAU XI.

Relations entre les axes des phénocristaux d'olivine et ceux de l'iddingsite.

Olivine	Iddingsite
(a) n_g	n_p (c)
(b) n_p	n_m (b)
(c) n_m	n_g (a)

Ajoutons que le plan des axes optiques de ce produit d'altération est perpendiculaire au clivage (001) et que l'angle des axes, toujours négatif, varie selon les échantillons, entre -20° et -70° . L'indice est enfin généralement supérieur à celui de l'olivine et paraît être, de l'ordre de 1,71 à 1,72.

Bien que d'apparence homogène, l'iddingsite est en fait un mélange de divers minéraux comme l'ont montré récemment, Ming-Shan Sun (1957), Wilshire (1958), Brown et Stephen (1959), Smith (1959).

Sur les diffractogrammes de rayons X que nous avons enregistrés, les raies de la goëthite et de la calcite sont très nettes et, dans les olivines altérées des sancyites, doréites et roches

TABLEAU XII.

Analyses chimiques de péridots altérés d'Auvergne.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	37,10	38,90	40,20	34,15	34,65	34,50	35,00	40,80	41,21	40,40
Al ₂ O ₃	2,20	2,00	—	1,60	2,30	1,50	1,60	—	0,72	0,63
Fe ₂ O ₃	8,40	8,00	11,00	8,30	6,10	6,90	8,00	—	—	13,19
FeO.....	8,10	7,30	11,70	15,00	13,75	18,80	14,05	16,40	14,57	2,83
MgO.....	44,50	43,00	37,10	41,20	39,55	38,00	41,30	41,60	42,94	41,70
CaO.....	—	1,00	—	—	3,15	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,20	0,50	0,50	0,60	1,00	0,70	0,70	—	—	—
Total.....	100,50	100,70	100,50	100,85	100,50	100,40	100,65	98,80	99,44	98,75
Mg										
Mg + Fe ²⁺ ...	90,7	91,4	85,1	83,2	83,8	78,4	84,1	82,0	84,1	96,3

De 1 à 7 : Olivines de roches du Mont-Dore (An. : P. Blot et B. Taisne.)

1. Dans un basalte pauvre en olivine, coulée supérieure de Charlannes. — 2. Dans un basalte pauvre en olivine, cascade du lac Guéry. — 3. Dans une ankaramite, La Banne d'Ordanche. — 4. Dans une ordanchite près de La Roche Malviale. — 5. Dans une labradorite, Murat-le-Quaire. — 6. Dans un basalte demi-deuil, La Banne d'Ordanche. — 7. Dans un basalte riche en olivine, coulée inférieure de Charlannes.

De 8 à 10 : Olivines de roches provenant de districts volcaniques voisins :

8. Dans une basalte, Langeac (Velay). An. : P. Berthier (*in* P. Berthier, 1824). — 9 et 10. Dans un basalte, Rentières (Cézallier). An. : A. Moite-sier (*in* F. Gonnard, 1909).

(9) : olivines non altérées (moyenne de 4 analyses). — (10) : olivines altérées (moyenne de 4 analyses).

basaltiques pauvres en olivines, il apparaît en plus, une quantité non négligeable de quartz. Par observations de surfaces polies au microscope métallographiques, nous avons pu confirmer l'abondante présence de goëthite, et, grâce à cette technique, nous avons, de plus, pu noter la présence de noyaux d'hématite au centre des masses altérées. Ajoutons qu'avec les minéraux d'altération que nous venons de signaler, existe aussi, généralement, une faible quantité de chlorite, mais nous n'avons pas pu la déceler dans nos échantillons (Smith, 1959). Au total, l'iddingsite est essentiellement de la goëthite, minéral qui impose son intense polychroïsme ainsi que sa biréfringence et son relief élevés.

Dans l'interprétation des analyses chimiques de nos olivines altérées (Tableau XII) nous pouvons donc considérer que tout le fer ferrique est sous forme de goëthite.

Dans ces analyses, le rapport du magnésium au fer ferreux est cependant légèrement trop élevé par rapport à celui que l'on obtient par les méthodes de diffraction des rayons X. Il apparaît aussi un excès de silice, dans les olivines des roches (1 à 3) riches en pyroxènes. Le bilan des pseudomorphes d'olivine en iddingsite se traduit donc, au total, par une oxydation totale de Fe^{2+} , un départ, plus ou moins grand, de Si et Mg et, par compensation, un gain de Fe^{3+} .

Toutes nos coulées présentent ce type d'altération sur toute leur étendue bien que les autres constituants soient très clairs et non altérés. Il ne s'agit donc pas d'altération par voie superficielle mais plutôt d'une décomposition des minéraux les plus basiques par des solutions hydrothermales retenues dans le magma. Ces solutions sont riches en fer, et dans certains cas, elles contiennent, en plus, un excès de silice.

DEUXIÈME PARTIE

PÉTROGRAPHIE SYSTÉMATIQUE

CHAPITRE I

MÉTHODES D'ÉTUDE ET DE CLASSIFICATION

I. — CLASSIFICATION SYSTÉMATIQUE.

Les roches du Mont-Dore que nous avons étudiées ont été définies suivant les principes de la classification minéralogique quantitative, Jung et Brousse (1959). Il sera simplement rappelé ici, que dans cette classification, les roches sont déterminées et dénommées d'après leur constitution modale, mesurée directement au compteur de points.

II. — DISCUSSION CHIMIQUE.

Par ailleurs, la discussion des problèmes de pétrogénèse nous ont conduit à faire usage de considérations d'ordre chimique. Non moins de 209 analyses, dont 98 nouvelles, ont pu être utilisées. On trouvera toute cette documentation, intégralement publiée, dans un recueil qui vient de paraître dans le *Bulletin* du Service de la Carte Géologique de France. On voudra bien s'y reporter.

Afin de faciliter les comparaisons, toutes ces analyses ont été recalculées de façon à faire apparaître leur composition en pourcentages de cations. En ce qui concerne le mode de calcul, conduisant à ces proportions, on se référera à Barth (1952, p. 81).

III. — RAPPORTS ENTRE LA COMPOSITION MODALE ET LA COMPOSITION CHIMIQUE.

Il y a souvent avantage à comparer la composition chimique, expérimentalement déterminée des roches, à leur composition chimique calculée d'après leur constitution minéralogique quantitative, mesurée au compteur de points. Le tableau XIII (Phonolite du Trioulérout) montre comment, à partir de la composition modale, on peut calculer une composition chimique approchée (ligne horizontale A) en se basant sur des formules aussi exactes que possible des minéraux constituants.

Ce tableau fait ressortir que l'on peut arriver ainsi, à partir de la composition modale, à une composition chimique satisfaisante (comparer les lignes A et B). L'ordre de grandeur des écarts reste généralement inférieur à la précision de 10 % que tous les pétrographes admettent dans

TABLEAU XIII.

**Comparaison des compositions chimique et modale. Phonolite.
Le Trioulérout (Analyse n° 148).**

Composition	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Apatite.	0,2					0,12				0,08
Sanidine.	75,6	45,36	15,12				9,23	5,90		
Andésine.	0,8	0,41	0,23			0,07	0,09			
Sodalite.	15,5	4,65	4,65				5,58	0,62		
Augite.	6,5	2,52	0,86	0,35	0,28	1,14	0,97	0,20	0,08	0,10
Min. opaques.	1,4			0,62	0,20		0,52		0,06	
A	100,0	52,94	20,86	0,97	0,48	1,14	1,68	15,10	6,60	0,16
B Analyse chimique en cations %	53,73	19,97	0,97	0,48	0,54	1,72	15,45	6,98	0,16	

Formules des minéraux :

Apatite = 1 P + 1,5 Ca ; Sanidine = 3 Si + 1 Al + 0,61 Na + 0,39 K

Andésine = 2,56 Si + 1,44 Al + 0,56 Na + 0,44 Ca ; Sodalite = 3 Si + 3 Al + 3,6 Na + 0,4 K

Augite = 1,57 Si + 0,54 Al + 0,22 Fe³⁺ + 0,17 Fe²⁺ + 0,71 Mg + 0,61 Ca + 0,12 Na + 0,05 K + 0,06 Ti.

le cas des analyses courantes. L'intérêt de cette constatation mérite d'être souligné. On voit, en effet, que l'on possède ici un moyen particulièrement précieux pour contrôler l'exactitude des analyses modales et chimiques des roches ainsi que celles de la formule des minéraux.

CHAPITRE II

LES RHYOLITES

Les rhyolites sont, pour la plupart, localisées au centre de la fosse d'effondrement de la haute Dordogne, où elles sont liées aux premières manifestations volcaniques du massif. C'est le cas, notamment, des rhyolites vitreuses de Lusclade, du Pregnoux et de Pédaire. Des rhyolites holocristallines se rencontrent aussi dans le massif du Mont-Dore mais elles sont plus récentes et elles sont placées à la périphérie de la caldeira. Ce sont les rhyolites des plateaux des Mortes de May et de Charlannes.

Sur le terrain, les rhyolites attirent facilement l'attention en raison de leurs vives couleurs et de la grande variabilité de leur texture. Aussi ont-elles été distinguées par les tous premiers géologues. Ainsi Lecoq et Bouillet (1830) signalent des *stigmities perlaires noires* et des *stigmities porphyroïdes verdâtres*, mais c'est à von Lasaulx (1875) que l'on doit la première description complète de ces roches sous le nom de *trachytes quartzeux*.

La très grande place donnée aux rhyolites, par les différents auteurs, dans la plupart de leurs publications, ne correspond pas, en fait, à l'importance relativement minime de ces roches dans le massif du Mont-Dore, dont elles n'occupent qu'une superficie de l'ordre de 1 %. En tenant compte, non seulement des laves massives mais aussi des ponces et des cinérites rhyolitiques on atteint toutefois une proportion de 10 %.

Ajoutons, en passant, que les rhyolites du Mont-Dore ont une importance économique non négligeable comme abrasif léger et comme matière première dans l'industrie du verre. Elles pourraient l'être aussi dans l'industrie des mortiers légers en faisant gonfler ces roches par chauffage convenable. Ce foisonnement (ou *popping*) des perlites est déjà effectué dans d'autres pays.

I. — LES RHYOLITES VITREUSES.

Jusqu'à présent, seules les *rhyolites vitreuses dites de Lusclade*, connues depuis le début du siècle dernier, ont été étudiées par les auteurs. Elles sont exploitées dans la carrière des Planches, près de La Bourboule. Deux petits filons de rhyolites analogues ont été de plus, signalés par Ph. Glangeaud (1911) sur la route de *Vendeix* et j'ai personnellement découvert une coulée de cette même rhyolite sous le village du *Pregnoux* ainsi qu'un important dôme, près de *Pédaire*.

1. Débit et texture.

Les roches volcaniques acides présentent une grande variété de texture, mais le plus fréquemment elles ont une texture compacte. Cette dernière ne passe à la texture perlitique que sur les bords des coulées ou des dômes.

La teinte de ces roches est grisâtre et seules les variétés les plus vitreuses, sont noires. Les échantillons dévitrifiés ou altérés ont par contre une couleur rouge brique. En effet les petits granules de fer qui soulignent la fluidalité de la roche restent en inclusions dans les sphérolites de dévitrification mais ils y sont à un état plus oxydé. Alors qu'ils sont en magnétite noire dans le verre, ils se changent là, en hématite et goëthite rouges. De la sorte, les sphérolites prennent une coloration rouge qui tranche sur le fond noir du pechstein dans les échantillons partiellement recristallisés ou qui donne une teinte rouge générale aux échantillons totalement dévitrifiés.

La fluidalité, généralement bien marquée, est soulignée par l'alignement des phénocristaux et par l'alternance de lits de coloration différente.

Cette description est celle des rhyolites du Lusclade, de Vendeix et du Pregnoux. Par contre, la *pyroméride à gros sphérolites de Pédaire* diffère notablement du type précédent. La roche est formée de boules fissurées, sphériques ou aplaties, enrobées dans une pâte de couleur rose (fig. 17). Les dimensions ordinaires de ces

sphérolites sont comprises entre 0,5 et 1 cm mais elles peuvent atteindre 10 cm. La roche contient, de plus, de nombreuses lithophyses sur les parois desquelles se sont développés de la cristobalite et des zéolites (gismondite et philipsite).

L'acquisition de cette texture particulière des rhyolites de Pédaire s'explique par le fait qu'au cours d'un refroidissement rapide, les gaz contenus dans la lave se sont échappés en créant de nombreuses vacuoles. Lorsque l'éclatement d'une bulle gazeuse s'est produit au bord d'un sphérolite vitreux, il a provoqué le décollement partiel, hors de sa gangue, de ce sphérolite et il s'est alors formé une lithophyse en forme de croissant. Ce phénomène a pu se reproduire plusieurs fois aux dépens d'un seul sphérolite, créant plusieurs lithophyses concentriques. Comme toutes les autres rhyolites, la pyroméride de Pédaire a une texture fluidale. L'écoulement laminaire de la lave y est souligné par l'alignement et l'étiement des grands sphérolites.

Cette très belle roche rappelle les pyromérides de l'Estérel et notamment celle de la Colle de la Motte étudiée par Bordet (1951), qui est arrivé à des conclusions analogues.

2. Description minéralogique.

Les rhyolites vitreuses contiennent en moyenne, 6 % de phénocristaux, ces derniers étant noyés dans une pâte amorphe de couleur brune.

a) Les phénocristaux.

Parmi les phénocristaux, seuls les feldspaths alcalins sont importants. Ils sont mêlés à de rares paillettes de biotite, à des grains de magnétite, de sphène et de zircon et à des plagioclases, H. T., relativement basiques, d'oligoclase-andésine An_{20-38} . Dans les rhyolites vitreuses, deux générations de feldspaths alcalins sont généralement présentes. Les plus grands parmi les phénocristaux sont formés de sanidine (Or_{42-35}) et ils sont parfaitement automorphes. Par contre ceux de la seconde génération sont plus petits et constitués par de l'anorthose (Or_{33-25}) fortement corrodée par la pâte.

L'existence de ces deux générations demande à être expliquée. Pour cela, comparons la composition de ces deux générations de feldspaths alcalins à celle du verre, calculée en proportions de $Or/Or + Ab$ (Tableau XIV). On a :

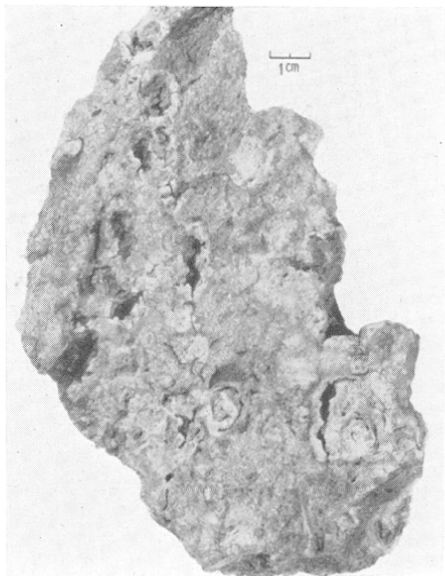


FIG. 17. — Bloc de pyroméride de Pédaire. Les grands sphérolites sont séparés de la pâte vitreuse rose par une ou plusieurs lithophyses en forme de croissant.

Phénocristaux I Phénocristaux II Verre
Or₄₂ Or₃₃ Or₅₉

Comme on le voit, la composition des phénocristaux II est la plus éloignée de celle du verre et il est donc normal que ce soient ces derniers qui aient été corrodés.

TABLEAU XIV.

Composition chimique des phénocristaux (A) du verre (C) et de l'ensemble de la rhyolite vitreuse (B) du Prégnoux (Rivaux des Buges).

	A Phéno- cristaux (5,7 %)	A Ensemble de la roche (analyse n° 193)	C Verre (94,3 %)
Si	49,34	68,30	69,66
Al	16,24	15,91	15,89
Fe ³⁺	8,64	0,58	0
Fe ²⁺	3,43	0,23	0
Mg	5,07	0,34	0
Ca	1,04	0,58	0,55
Na	8,79	6,11	5,92
K	7,45	7,95	7,98
$\frac{100 \text{ K}}{\text{K} + \text{Na}} = \frac{100 \text{ Or}}{\text{Or} + \text{Ab}}$	54,9	56,5	59,6
$\frac{10 \times \text{O}}{\text{Si} + \text{Al}}$	23,4	20,1	20,0
$\frac{100 \text{ Si}}{\text{Si} + \text{Al}}$	75,2	81,1	81,4

b) La pâte vitreuse.

Dans la plupart des roches, la dernière phase formée à la suite de la différenciation s'enrichit en silice et alcalins par rapport au magma initial. J'ai pu montrer (Brousse, 1958) que cette phase prenait *préférentiellement* la forme vitreuse, si elle a une formule comprise entre Si₅O₁₀ et (Si₄AlO₁₀)¹⁻. Or, on sait qu'on peut définir, dans

les verres, un facteur de liaison $\left(\frac{\text{O}}{\text{Si} + \text{Al}} \cdot 10 \right)$ et un facteur de substitution $\left(\frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al}} \cdot 100 \right)$.

La composition indiquée ci-dessus peut alors être précisée en disant que, dans tous les verres volcaniques, le facteur de liaison est égal à 20 et le facteur de substitution, supérieur à 80.

Nous pouvons constater, dans le tableau XIV, que dans le cas de la phase vitreuse des rhyo-

lites de La Bourboule, le facteur de liaison est précisément égal à 20 et le facteur de substitution à 81,4. On voit que cette constitution chimique prédestinait la roche à posséder une structure vitreuse indépendamment des conditions de refroidissement.

3. Ordre de cristallisation.

a) Formation des phénocristaux et des cristallites.

La cristallisation des phénocristaux est précoce et ils étaient déjà présents dans le magma, au moment de la sortie de la lave. En effet, ces minéraux sont disposés en lits parallèles et ils ont généralement leur axe de plus grand allongement, dirigé dans le sens de la fluidalité. Certains d'entre eux ont été toutefois plus difficilement entraînés par le magma et ils provoquent alors la formation de remous, qui perturbent l'ordonnance régulière des plans d'écoulement.

Quant aux cristallites dont la croissance dendritique s'est faite, comme on sait, en milieu visqueux (Gay, 1949), ils se sont formés pendant la période de refroidissement mais avant que la solidification ne soit complète car, dans la plupart des cas, ces microlites sont également alignés.

b) Formation des cassures perlitiques.

Tout comme les cristallites, les fissures de retrait sont contemporaines du refroidissement. Ce sont des cassures curvilignes qui isolent, dans la pâte, des perles vitreuses. Généralement plusieurs générations de cassures se sont succédées,

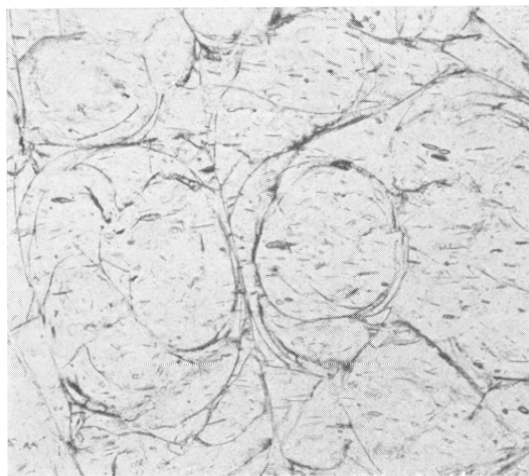


FIG. 18. — Cassures perlitiques recoupant la linéation. Dans une rhyolite des monts Euganéens (L. N. $\times 64$).

les cassures les plus récentes entourant des sphères de plus en plus grosses (fig. 18). Parfois la disposition de ces fissures est parfaitement concentrique et il se crée ainsi des perles à enveloppes multiples. C'est le cas notamment des perles que l'on trouve isolées dans la cinérite du Pessy, et dont il est possible d'enlever successivement toutes les écailles, par simple pression des doigts.

Les cassures se sont généralement faites alors que l'écoulement de la lave était terminé, car elles recoupent les plans de la fluidalité soulignés par l'alignement des cristallites (fig. 18). Par ailleurs, les perles qu'elles isolent ne sont jamais ni étirées, ni aplaties mécaniquement.

c) Recristallisation des sphérolites.

Dans la plupart des rhyolites du Mont-Dore, la pâte s'est dévitrifiée et de nombreux cristallites se sont formés aux dépens du verre. Ils sont généralement disposés en faisceaux rayonnants autour d'un centre et ils constituent ainsi des sphérolites (fig. 19). Au microscope polarisant,



FIG. 19. — Sphérolites de dévitrification à allongement positif formés, au centre, de fins cristallites et, à la périphérie, de fibres plus larges. Certains sphérolites sont coupés diamétralement e; d'autres tangentielllement (L. N. $\times 20$). Dans la rhyolite de Lusclade.

trois variétés de sphérolites peuvent être distinguées. Les sphérolites les plus anciens sont bruns et formés par des fibres très fines à allongement positif. Ils passent, par gradations insensibles, à des sphérolites formés par des fibres, d'allonge-

ment toujours positif, mais de moins en moins colorées et de plus en plus larges. Dans de nombreux cas, ces dernières fibres sont disposées à la périphérie des précédentes en formant une enveloppe qui les moule irrégulièrement. Enfin, dans les rhyolites les plus riches en phénocristaux on trouve quelques sphérolites à fibres larges et à allongement négatif.

La dévitrification semble être liée, à un phénomène magmatique tardif. En effet, les sphérolites recoupent la linéation et les cassures perlitiques de la lave déjà consolidée. Ajoutons que la dévitrification s'est faite de façon très désordonnée car, dans une même carrière, certains échantillons sont totalement hyalins alors que d'autres sont entièrement dévitrifiés. Cela peut s'expliquer par le jeu capricieux des fumerolles de fin d'éruption, qui ont pu favoriser la cristallisation tardive de la matière vitreuse.

Il nous reste à donner des précisions sur le processus chimique de la dévitrification. D'une manière générale, il y a lieu de remarquer que les phénocristaux des roches à pâte vitreuse fixent en priorité et en totalité les ions Fe, Mg, Ca. Par suite, les verres sont des produits résiduels qui ont habituellement la composition d'un aluminosilicate de sodium et potassium (Tableau XIV).

Par ailleurs nous avons vu que les verres ont préférentiellement un facteur de liaison égal à 20 et un facteur de substitution supérieur à 80. Les minéraux qui vont se former par recristallisation de ce verre ont nécessairement la même composition. Or, seuls les mélanges de feldspaths alcalins et de minéraux de la famille de la silice remplissent ces deux conditions et, effectivement, nous avons déjà dit, dans la partie minéralogique, que les cristallites des sphérolites de dévitrification sont constitués par de la sanidine et de la cristobalite. Les fibres de ce dernier minéral peuvent être, soit à allongement positif, soit à allongement négatif ce qui explique les deux sortes de sphérolites, positifs et négatifs, que nous avons reconnus.

4. Gisement et mode de formation.

Les rhyolites vitreuses se présentent sur le terrain, soit en coulées de faible puissance, soit en dômes, ces derniers étant formés eux-mêmes par un empilement de coulées non séparées entre elles par des lits de projection. A la base du dôme de Lusclade, ainsi qu'on peut le voir dans la carrière des Planches, on trouve, en plus, un important conglomérat de blocs rhyolitiques disposés sans ordre et emballés dans une

poussière de même composition chimique. C'est dans ce ciment qu'ont été découvertes des diatomées (Mir. Michel-Lévy, 1949). Dans la formation inférieure, le magma rhyolitique s'est épanché dans le fond d'un lac et son contact avec l'eau a provoqué des explosions et par suite l'émiettement de la lave. Par contre, les venues volcaniques suivantes se sont normalement épanchées à l'air libre. D'une façon générale, elles sont plus cristallines et moins perlitiques que les premières.

II. — LES RHYOLITES HOLOCISTALLINES.

Les rhyolites holocristallines sont relativement rares. On ne les rencontre qu'en quatre gisements. L'un de ceux-ci correspond à un petit sill, situé sous la station médiane du funiculaire de *Charlannes*. Les trois autres sont ceux des dômes qui accidentent d'une part le plateau des *Mortes de May* et d'autre part celui qui se trouve au-dessus du village de *Montmie*, sur la route de Besse. Ajoutons que les rhyolites holocristallines sont en outre fréquentes à l'état de blocs dans les cinérites à ponces de Rochefort-Montagne, Perpezat, Mareuge, etc...

Ce sont des roches à grain fin, très blanches, piquetées de petits points, d'un bleu verdâtre, devenant jaunâtre par altération. Elles ont un aspect saccharoïde et elles ressemblent plus à des aplites à grain fin qu'à des roches volcaniques.

Leur structure est particulière et mérite le nom de *bostonitique*. Les tablettes d'anorthose, aplaties selon (010), y sont en effet grossièrement parallèles entre elles. Elles se répartissent en deux groupes, correspondant à des cristaux de taille différente, ces groupes n'étant d'ailleurs pas très nettement séparés entre eux. Dans la pâte, le feldspath est accompagné par des minéraux de formation plus récente. Le quartz y est xénomorphe, tandis que le sphène et les amphiboles (arfvedsonite et kataphorite) y ont un développement pœcilitique.

L'analyse modale de la rhyolite de *Charlannes* et sa comparaison, avec l'analyse chimique, sont données dans le tableau XV.

Les autres rhyolites de ce groupe ne diffèrent peu de ce qui vient d'être décrit. A titre d'exemple nous donnons, ci-dessous la composition modale de la rhyolite du plateau des *Mortes de May*.

Phénocristaux (32,3 %) : Anorthose (21,4 %), andésine An_{82} (5 %), minéraux opaques (2,9 %), biotite (1,3 %), sphène (1,3 %), augite ægyrinique (0,4 %). *Pâte* : anorthose (45,6 %), quartz (18,1 %), oligoclase (1,3 %), minéraux opaques (1,3 %), zircon (1,3 %).

Indices (Sat., 20 ; Col., 6 ; Felds., 91). *Analyse chimique* n° 188.

En raison de la présence de plagioclases et de biotite, cette roche peut être déjà rapprochée des sancyites dont il va être question plus loin.

TABLEAU XV.

Comparaison des compositions, modale et chimique, de la rhyolite de Charlannes.

Analyse modale	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	Zr
Anorthose $Or_{33} Ab_{67}$ (dont 25,31 % de grands microlites)	76,07	45,64	15,21				10,19	5,03		
Quartz	17,60	17,60								
Kataphorite	4,15	1,82	0,26	0,52	0,52	0,26	0,46	0,05		
Arfvedsonite	0,73	0,37	0,01	0,07	0,17	0,01	0,09	0,01		
Zircon.	0,73	0,37								0,36
Fluorine	0,52					0,52				
Minéraux opaques	0,10		0,06	0,04						
Rutile	0,10								0,10	
Sat., 19 ; Col. 6 ; Felds. 100	100,00	65,80	15,48	0,39	0,56	0,69	0,79	10,74	5,09	0,10
Analyse chimique n° 198, en cations % ..	65,73	15,24	0,39	0,88	1,53	0,77	10,31	5,15	—	—

CHAPITRE III

LES TRACHYANDÉSITES

I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES TRACHYANDÉSITES.

Nous avons affaire, ici, à un important groupe de roches passant par toutes les transitions, du faciès trachytique au faciès andésitique, roches auxquelles les anciens donnaient d'une façon exagérément simplifiée, les noms de « *trachytes* » et d'« *andésites* ». En réalité, il s'agit, dans les deux cas, de roches intermédiaires appartenant au groupe des trachyandésites et que Lacroix (1923) répartit ultérieurement entre les *sancyites*, à tendance trachytique dominante, et les *doréites*, à tendance andésitique dominante. J'ai, plus récemment (Brousse, 1954) apporté des précisions à la définition de ces deux groupes de roches.

Les trachyandésites et les projections qui leur sont associées (cinérite supérieure) constituent l'essentiel du massif du Mont-Dore. Elles couvrent près du quart de la surface de l'ensemble volcanique et l'on peut leur attribuer plus de la moitié de la surface des épanchements surmontant la cinérite à blocs. Comme les rhyolites, les sancyites les plus claires (hololeucocrates) ont tendance à s'accumuler sur place en formant des dykes, des necks (zone des filons du Sancy) ou des dômes-péléens (Capucin, puy de Baladou, de la Tache, de Mone, de Cuzeau...). Lorsqu'elles deviennent plus mésocrates, les sancyites constituent des dômes-coulées (Charlannes, Puy Gros), voire même des coulées épaisses (Grande Cascade, puy de Surain, coulée issue du puy de l'Ouire). Enfin, cette tendance à former des coulées s'accuse dans les doréites dont les épanchements s'étalent sur de très grandes surfaces (coulée de doréite de Laqueuille).

La présence simultanée de feldspaths alcalins et de plagioclases acides est le trait dominant des trachyandésites. La sanidine y constitue de grands phénocristaux et des plages xénomorphes dans la pâte. Quant aux plagioclases, que l'on trouve également dans les deux stades de la cristallisation, ils ont une composition comprise entre celle de l'andésine An_{40} et celle de l'oligoclase An_{10} .

Les valeurs de la somme d'une part, et d'autre part, du pourcentage relatif des deux feldspaths, sont les deux facteurs les plus marquants de

variation qui se produisent à l'intérieur du groupe des trachyandésites. Nous avons, par suite, fait figurer ces deux valeurs sur le diagramme 20. Nous y avons reporté pour chaque roche, en ordonnée, l'indice de coloration ($Col. = 100 - (Q + F + verre)$) et, en abscisse, l'indice feldspathique

$$\left(\text{Felds.} = \frac{F. \text{ alcalin}}{F. \text{ alcalin} + \text{Plag.}} \times 100 \right).$$

Cette représentation permet de donner une définition précise de chacun des deux types de trachyandésites.

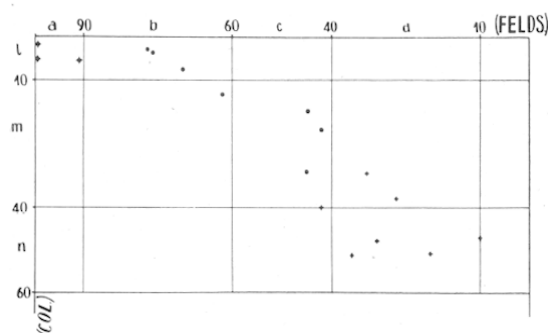


FIG. 20. — Aire de dispersion des trachyandésites.

• : sancyites ; + : doréites ; ✧ : rhyolites.

En abscisse sont portées les valeurs de l'indice feldspathique (Felds.).

a : roches alcalines ; b : roches subalcalines ; c : roches latitiques ; d : roches subplagioclastiques.

En ordonnée sont portées les valeurs de l'indice de coloration (Col.).

l : roches hololeucocrates ; m : roches leucocrates ; n : roches mésocrates.

II. — LES SANCYITES.

1. Définition pétrographique.

Les sancyites sont des roches claires, riches en feldspaths alcalins. Leur composition varie par décroissance progressive à la fois de leur quantité en feldspaths et de leur teneur relative en sanidine depuis un pôle hololeucocrate et subalcalin, jusqu'à un pôle leucocrate et latitique. Dans leur pâte, elles possèdent de la cristobalite et de la tridymite, mais toutefois en quantités insuffisantes pour que l'on puisse ranger ces roches dans le groupe des rhyolites. En effet,

leur indice de saturation $Sat. = \frac{Q}{Q + F} \times 100$

n'excède pas 13 et le plus souvent il est de l'ordre de 5. En résumé les sancyites sont des trachytes ou des latites quartzifères.

2. Caractères macroscopiques.

Ce qui frappe, en premier lieu, est l'*aspect porphyroïde* de ces roches. Non seulement les phénocristaux sont abondants, mais encore ils sont de grande taille (de 0,5 à 5 cm). De plus, une forte différence de dimensions sépare ces cristaux du premier temps de ceux du second.

Il faut remarquer, qu'en règle générale, la proportion des phénocristaux diminue au fur et à mesure que les roches deviennent plus sombres. Dans les sancyites, la proportion de phénocristaux varie, par exemple, depuis 50 % pour les acides d'entre elles jusqu'à 27 % (sancyite de la Grande Cascade). L'abondance des phénocristaux témoigne de la longue évolution intratellurique du magma des sancyites, au cours de laquelle il semble qu'il y ait eu, durant la différenciation, concentration des feldspaths à la suite d'un phénomène de flottation.

Les sancyites hololeucocrates, les plus porphyriques, sont de couleur blanche (Capucin, puy de la Tache) ou bleu clair (carrière Monnéron, près de Lusclade ; puy de l'Ouire). Par altération, elles deviennent rougeâtres ou, exceptionnellement, jaunâtres, lorsqu'elles sont imprégnées d'alunite (val de la Craie).

Les sancyites qui ne sont que leucocrates ont, par contre, une teinte grise plus ou moins soutenue. Sur le terrain, ces variétés qui sont relativement sombres en raison de leur teneur en augite et magnétite, ne doivent pas être confondues avec les sancyites hololeucocrates semi-hyalines qui ne sont noires qu'en raison de la teneur de leur pâte en matière vitreuse. Ces dernières variétés, très bien litées, peuvent être facilement identifiées par ailleurs.

3. Étude microscopique.

Tous les minéraux, à l'exception de la hornblende, sont représentés dans les deux temps de consolidation. Les phénocristaux les plus abondants sont ceux de sanidine et d'oligoclase. Ces derniers sont mêlés à des plages de biotite et d'amphibole ainsi qu'à des prismes de sphène et d'apatite. Quant au magma de seconde consolidation, il est surtout composé de fines lamelles de sanidine, frangées sur les bords, ces lamelles étant, soit simples, soit maclées selon la loi de Carlsbad. Elles sont associées à des baguettes d'oligoclase, à des prismes allongés d'augite, à de petits grains de titanomagnétite et à des plages de tridymite et de cristobalite.

Selon les types de sancyites, certains de ces minéraux peuvent manquer. C'est le cas, notamment, de la sanidine qui fait parfois défaut dans le premier temps de cristallisation.

Pour la description détaillée des principaux minéraux, nous renvoyons à la première partie de ce mémoire. Nous ne donnerons de renseignements complémentaires qu'en ce qui concerne les minéraux qui n'ont pas encore fait, antérieurement, l'objet d'études spéciales.

a) *Les plagioclases.* — Les phénocristaux de plagioclases sont fréquemment groupés en amas, ce qui confère à la roche une structure gloméroporphyrique. Ils ont une basicité moyenne voisine de celle de l'oligoclase An_{30} , mais cette détermination est difficile à réaliser, car ces cristaux sont très finement zonés. Généralement l'auréole la plus externe est en sanidine tandis que, dans la partie moyenne, se différencie généralement une zone plus calcique An_{50-40} possédant un aspect nuageux, dû à la présence de multiples inclusions. Cette enveloppe nuageuse est toujours celle qui est la première touchée par l'altération superficielle (Puy Gros).

b) *La biotite.* — La biotite est un élément constant des sancyites. Elle est parfaitement bien conservée dans les roches les plus siliceuses, rhyolites et sancyites hololeucocrates, qui forment des dômes ou des dykes contrairement à ce qui se passe dans les roches plus basiques d'épanchement, où tous les stades de résorption peuvent être suivis, depuis la simple corrosion des bords jusqu'à l'entière décomposition des cristaux. Par substitution de la biotite prennent alors naissance des minéraux opaques, noirs et rouges, de l'augite, de l'hypersthène et de la sanidine.

TABLEAU XVI.

Analyses de biotites contenues dans les roches volcaniques d'Auvergne.

	I	2	3
SiO ₂	31,10	39,50	43,40
Al ₂ O ₃	13,75	14,20	20,40
Fe ₂ O ₃	33,70	12,25	9,10
FeO.....	0,80	2,80	—
MgO.....	7,95	14,30	17,10
CaO.....	0,70	2,35	1,70
Na ₂ O.....	1,60	1,50	0,20
K ₂ O.....	4,30	7,35	8,60
TiO ₂	4,60	3,00	—
P ₂ O ₅	0,35	—	—
H ₂ O ⁺	1,35	2,75	—
H ₂ O ⁻	0,15	0,75	—
Total.....	100,35	100,75	100,50

	1	2	3
	—	—	—
Si	4,59	5,62	5,19
Al	2,39	2,37	2,81
Fe ³⁺	1,02	0,01	—
Fe ³⁺	2,72	1,29	0,82
Al	—	—	0,05
Ti	0,51	0,32	—
Mg	1,76	3,05	3,07
Fe ²⁺	0,10	0,33	—
Ca	0,11	0,36	0,22
Na	0,46	0,41	0,05
K	0,81	1,33	1,31

Références.

1. Dans la dômite du puy de Dôme. An. : E. Ciceri (*in* E. Ciceri, 1958). — 2. Dans la sancyite du puy de La Tache. Analyse nouvelle : B. Taisne. — 3. Dans la rhyolite de Ramburtet (Cantal). An. : F. Fouqué (*in* F. Fouqué, 1894).

Les analyses des biotites extraites d'une sancyite vitreuse (pied du puy de la Tache), de la dômite du Puy de Dôme ainsi que d'une rhyolite vitreuse du Cantal, sont données dans le tableau XVI.

Comme on peut le voir, plus les roches sont acides et plus les biotites sont riches en silicium, potassium et magnésium. Le fer, dans les trois cas cités, est essentiellement trivalent.

c) *L'apatite*. — Dans les sancyites leucocrates, les prismes d'apatite sont légèrement pléochroïques (n_x , brunâtre ; n_y , bleuâtre) et ils contiennent de minuscules inclusions grises, alignées selon l'axe c d'allongement du prisme. Au contraire, dans les sancyites hololeucocrates à tendance hyaline, l'apatite est homogène et dépourvue d'inclusions cinériformes. Dans ces cristaux, on peut simplement noter le développement très marqué des clivages (1010).

4. Différents types de sancyites.

Il est possible de distinguer trois variétés de sancyites.

a) *Les sancyites hololeucocrates subalcalines*. — Comme type de ces sancyites, nous choisirons celle du célèbre dyke qui forme le *sommet du puy de Sancy* (Tableau XVII).

Ces roches sont holocristallines à mésohyalines, relativement riches en biotite non résorbée et en apatite dépourvue d'inclusions cinériformes. Dans d'autres filons, cette variété de sancyite contient aussi de grands phénocristaux d'amphibole brune. En général ces roches sont porphyriques et de couleur claire. Au point de vue chimique, elles sont riches en alcalins (le rapport, $R = 100 (K + Na)/K + Na + Ca$, est compris entre 84 et 90) et pauvres en éléments ferro-magnésiens. Toutes ces sancyites hololeucocrates constituent des dômes et des dykes.

TABLEAU XVII.

Comparaison des compositions modale et chimique de la sancyite du puy de Sancy.

Composition modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine Or ₄₇	12,5		7,37	2,63				0,13	1,20	1,17		
Oligoclase An ₃₀	20,7		11,18	5,38				1,24	2,32	0,58		
Sanidine Or ₃₅		43,4	27,39	10,13				0,75	5,48	3,15		
Oligoclase An ₁₁		3,5										
Tridymite		11,6	11,60									
Augite	1,6	3,2	2,30	0,42	0,33	0,16	0,44	0,80	0,19	0,09	0,07	
Biotite	1,1		0,41	0,17	0,10	0,02	0,22	0,03	0,03	0,10	0,02	
Minéraux opaques ..	1,2	0,6			1,29	0,51						
Apatite	0,3							0,18				0,12
Sphène	0,3		0,10					0,10			0,10	
Sat. 13 ; Col. 8 ; Felds. 70	37,7	62,3	60,35	18,73	1,72	0,69	0,66	3,23	9,22	5,09	0,19	0,12
Analyse chimique, n° 179, en cations %			59,09	17,90	1,72	2,06	1,95	2,56	8,45	5,34	0,77	0,16

b) *Les sancyites leucocrates latitiques.* — La discussion de la composition modale de la *sancyite du puy Gros*, choisie comme type, est donnée dans le tableau XVIII. Ces roches sont encore très porphyriques, mais de couleur grisâtre, car elles contiennent plus de pyroxènes que la variété précédente. Les cristaux de biotite et d'amphibole y sont plus ou moins résorbés et l'apatite y est riche en inclusions. Le sphène accompagne la hornblende.

Ces roches sont encore relativement riches en alcalins (R compris entre 70 et 84). Elles se

présentent généralement en grands dômes-coulées.

c) *Les sancyites latitiques à tendance mésocrate.* — Ces roches font la transition entre les sancyites et les doréites. Comme toutes les sancyites, elles sont porphyriques et contiennent un peu de tridymite et de biotite mais déjà, comme les doréites, elles sont riches en augite et possèdent de l'olivine. Nous choisirons pour type de ces sancyites, celle qui forme la falaise bien connue de la *Grande Cascade*, près du Mont-Dore (Tableau XIX).

TABLEAU XVIII.

Comparaison des composition modale et chimique de la sancyite du puy Gros.

Composition modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine Or ₄₅		32,2	19,85	5,91				0,48	3,06	2,90		
Oligoclase An ₃₀	23,6		12,74	6,14				1,42	2,64	0,66		
Oligoclase An ₂₀		20,8	11,65	4,99				0,83	2,67	0,66		
Tridymite		1,1	1,10									
Augite	2,5	12,3	7,08	1,30	1,02	0,50	1,36	2,47	0,57	0,29	0,21	
Biotite	1,9		0,71	0,30	0,17	0,04	0,38	0,04	0,05	0,17	0,04	
Minéraux opaques	1,3	3,3			0,82	3,25					0,53	
Apatite	1,0							0,67				0,33
Sat. 2 ; Col. 22 ; Felds. 42	30,3	68,7	53,13	18,64	2,01	3,79	1,74	5,91	8,99	4,68	0,78	0,33
Analyse chimique, n° 119, en cations %			52,68	17,19	2,01	3,79	3,40	5,47	9,04	4,58	1,67	0,17

TABLEAU XIX.

Comparaison des compositions modale et chimique de la sancyite de la Grande Cascade.

Composition modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine Or _{55,16}	12,1		7,59	2,67					0,68	1,16		
Sanidine Or ₅₀		16,9	10,14	3,38					1,69	1,69		
Oligoclase An ₂₇	10,3		5,62	2,62				0,56	1,35	0,15		
Oligoclase An ₂₀		25,7	14,39	6,17				1,29	3,09	0,76		
Tridymite		3,4	3,40									
Augite	1,7	21,1	11,91	1,00	1,57	0,77	2,09	3,79	0,88	0,45	0,34	
Olivine Fo ₆₈	1,5	1,9	1,14			0,72	1,54					
Biotite	0,6	0,8	0,52	0,22	0,12	0,03	0,28	0,04	0,04	0,12	0,03	
Minéraux opaques	0,8	2,9			0,62	1,19	0,99				0,90	
Apatite	0,3							0,18				0,12
Sat. 5 ; Col. 32 ; Felds. 45	27,3	72,7	54,71	16,06	2,31	2,71	4,90	5,86	7,73	4,33	1,27	0,12
Analyse chimique, n° 138, en cations %			55,64	15,22	2,31	2,71	4,86	6,07	7,34	4,41	1,27	0,17

III. — LES DORÉITES.

1. Définition pétrographique.

Par leur aspect extérieur, les doréites peuvent être rapprochées des pierres de Volvic, de la chaîne des Puys, bien connues en raison de leur utilisation pratique. Nos roches ont en effet un aspect sombre et sont pauvres en phénocristaux.

Les doréites ont une composition homogène qui oscille autour d'un *pôle mésocrate et subplagioclasiq*ue (fig. 20). Elles ne contiennent plus de tridymite et de biotite et déjà, les minéraux ferro-magnésiens, amphibole, augite et olivine, y jouent un rôle prépondérant. Ce sont de *vrais trachyandésites, sensu stricto*. Il est cependant bon d'attirer l'attention sur la singularité de ces roches où l'on constate l'association d'un plagioclase acide à des proportions importantes d'augite, minéral calcique.

2. Caractères microscopiques.

Dans les doréites, les plages microlitiques et les phénocristaux de sanidine représentent de 10 à 25 % du volume total. Quant aux plagioclases, qui constituent en moyenne 40 % de ces roches, ils se répartissent en deux générations de basicité peu différente ; les phénocristaux sont proches de l'andésine An_{40-35} et les microlites ne sont que légèrement plus acides (An_{35-20}).

L'augite est le seul minéral coloré toujours présent. Selon les variétés elle peut être associée soit à l'amphibole, soit à l'olivine.

Des cristaux d'apatite à inclusions brunes, des grains de titanomagnétite et des petites plages de biotite tardive complètent enfin l'inventaire minéralogique de ces roches.

a) *Les phénocristaux de sanidine*. — La sanidine, exceptionnellement riche en potassium puisqu'elle contient en moyenne 55 molécules d'orthose pour 45 d'albite, est peu abondante dans le premier temps de consolidation des doréites. Elle y forme soit de grands cristaux maclés, soit de larges auréoles autour des plagioclases. Les grands cristaux de sanidine, à la différence de ceux des sancyites, n'ont que très rarement des formes parfaites. Dans la plupart des cas, au contraire, ils ont des contours arrondis ou elliptiques et on a l'impression d'avoir affaire à des enclaves charriées par le magma. Il est d'ailleurs facile de détacher ces cristaux, cassés et partiellement corrodés, du reste de la roche. On peut penser qu'après leur formation, les phénocristaux de sanidine, plus légers que

le magma doréitique, ont été transportés vers les parties hautes du réservoir. Nous avons déjà proposé un tel mécanisme pour expliquer l'abondance des phénocristaux de sanidine, dans les sancyites.

b) *Le remplissage des vacuoles*. — Les doréites forment, le plus souvent, des coulées homogènes et massives ne présentant aucun débit en prismes ou en feuillets. Une lave bulleuse et scoriacée forme le toit de ces coulées alors que, dans le corps de la formation, les vacuoles sont plus rares. Parmi les nombreux minéraux fumeroliens qui tapissent les druses, citons le mica de la variété anomite, à axes optiques écartés ($2V = 25^\circ$) et fortement polychroïques, avec n_g , brun-rouge foncé ; n_m , jaune d'or ; n_p , brun jaunâtre (Fouqué, 1892) ; l'hématite dont les multiples associations ont été décrites en grand détail par Lacroix (1892) et Gonnard (1898, 1912) ; l'augite, l'hypersthène, la pseudobrookite, tous ces derniers minéraux étant généralement colorés en rouge par un pigment d'oligiste (Ebbecke, 1885 ; Lacroix, 1890). L'action des gaz est d'ailleurs notable dans toute l'épaisseur de la coulée, où olivine, amphibole et titanomagnétite sont plus ou moins épigénisées d'une manière analogue.

3. Les différents types de doréites.

On peut distinguer trois variétés de doréites.

a) *Les doréites à augite et amphibole*. — Comme type de ces doréites nous prendrons la coulée sur laquelle est bâti le bourg de Laqueuille (Tableau XX).

Ce sont des roches porphyriques contenant de 15 à 25 % de phénocristaux. Elles sont à tendance leucocrate, leur indice de coloration étant compris entre 32 et 45. A la différence des sancyites, elles ne renferment ni phénocristaux de biotite, ni plages de tridymite dans leur pâte. Leurs minéraux colorés sont l'augite, l'amphibole et l'olivine, cette dernière étant toujours présente mais rare. Ces variétés de doréites forment d'épaisses coulées, très grossièrement prismées.

b) *Les doréites à augite et olivine*. — Ce sont les roches les plus abondamment représentées parmi les trachyandésites basiques. Elles contiennent peu de phénocristaux (10 % en moyenne) parmi lesquels figure, ou non, la sanidine. Elles sont mésocrates et possèdent plus de 30 % d'augite et d'olivine. Leur pâte renferme des proportions de feldspath alcalin et de plagioclases sensiblement équivalentes.

TABLEAU XX.

Comparaison des compositions modale et chimique de la doréite de Laqueuille.

Composition modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine Or ₅₀		22,6	13,56	4,52					2,26	2,26		
Oligoclase An ₃₅	9,5	35,6	23,90	12,18				3,16	4,98	0,88		
Augite	2,8	16,2	8,13	1,41	0,37	0,72	3,10	3,72	0,41	0,24	0,40	
Hornblende	4,2		1,61	0,54	0,46	0,11	0,19	0,98	0,16	0,04	0,11	
Biotite		1,4	0,52	0,22	0,12	0,03	0,28	0,04	0,04	0,12	0,03	
Olivine		0,9	0,30			0,18	0,42					
Apatite	0,5	1,0						0,90				0,60
Minéraux opaques	3,3	2,0			1,58	2,54					1,18	
Sat. 0 ; Col. 32 ; Felds. 33	20,3	79,7	48,02	18,87	3,03	3,58	3,99	8,80	7,85	3,54	1,72	0,60
Analyse chimique, n° 100, en cations %			49,94	20,38	1,98	3,43	3,77	7,19	7,75	3,63	1,57	0,36

TABLEAU XXI.

Comparaison des analyses modale et chimique de la doréite du plateau de l'Angle.

Composition modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine Or ₅₀		24,7	14,82	4,94				0,24	2,23	2,47		
Andésine An ₄₀	5,2		2,70	1,46				0,42	0,56	0,06		
Oligoclase An ₂₀		29,5	16,52	7,08				1,18	3,82	0,90		
Tridymite		1,2	1,20									
Augite	0,9	27,4	12,10	2,10	1,30	1,08	4,61	5,54	0,62	0,35	0,60	
Olivine	0,6	0,6	0,39	0,02	0,06	0,06	0,65	0,01			0,01	
Biotite	1,4	0,7	0,72	0,33	0,12	0,04	0,42	0,06	0,06	0,12	0,05	
Apatite	0,5	0,5						0,60				0,40
Minéraux opaques	0,7	6,1			3,30	2,00					1,50	
Sat. 2 ; Col. 39 ; Felds. 42	9,3	90,7	48,51	15,93	4,84	3,18	5,68	8,05	7,29	3,96	2,16	0,40
Analyse chimique, n° 97, en cations %			49,37	17,15	3,46	1,80	5,38	8,60	7,98	3,96	2,16	0,13

TABLEAU XXII.

Comparaison des analyses modale et chimique de la doréite holoplagioclasique de Latour d'Auvergne.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine	1,3	4,2	3,30	1,10					0,44	0,66		
Labrador An ₅₀	6,9		3,45	2,07				0,69	0,62	0,07		
Andésine An ₃₀		40,7	21,98	10,58				2,44	4,68	1,02		
Augite	2,5	31,9	14,72	2,54	1,57	1,30	5,60	6,74	0,76	0,45	0,72	
Olivine	3,2	2,8	1,96	0,12	0,30	0,31	3,23	0,05			0,03	
Apatite		1,0						0,60				0,40
Minéraux opaques	0,6	4,9			3,09	1,45					0,95	
Col. 47 ; Felds. 10	14,5	85,5	45,41	16,41	4,96	3,07	8,83	10,52	6,50	2,20	1,70	0,40
Analyse chimique, n° 74, en cations %			48,97	17,03	3,62	1,74	6,46	9,28	6,68	3,80	1,70	0,72

Ces variétés de doréites constituent des coulées puissantes et massives couvrant de larges surfaces notamment sur le versant sud du puy de Sancy. On en trouve également, en dykes, dans la région du val d'Enfer et de Chaudefour.

La coulée formant le plateau de l'Angle, au-dessus du Mont-Dore et exposée dans une ancienne carrière, a été choisie comme type de ces doréites (tableau XXI).

c) *Termes de passage des doréites aux basaltes.* Ces roches forment la transition entre les trachyandésites et les basaltes. Elles possèdent encore, quoique très peu, des feldspaths alcalins, en phéno-cristaux et en microlites, mais le feldspath prédominant est déjà du labrador. La valeur du silicium y est comprise entre 46 et 49 % et leur rapport, $R = 100 (K + Na) / (K + Na + Ca)$, reste supérieur à 50 (50 à 59). Ce sont les anciens « *basaltes orthosiques* » de F. Fouqué.

La coulée de Latour d'Auvergne peut être prise comme type de ces laves (Tableau XXII).

CHAPITRE IV

PHONOLITES ET TÉPHRITES

I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES ROCHES À FELDSPATHOÏDES.

Avec les phonolites et les téphrites nous retrouvons, dans le Mont-Dore, deux formations riches en feldspaths alcalins qui, comme les trachyandésites, cristallisent soit suivant un mode trachytique (phonolites), soit suivant un mode andésitique (ordanchites).

Comme les trachyandésites, ces roches ne sont également ni franchement orthosiques, ni franchement calco-sodiques. Elles contiennent, à la fois, des feldspaths alcalins et des plagioclases. L'anorthose, dans les phonolites et la sanidine, dans les ordanchites y sont toujours associées à des phénocristaux et à des microlites d'andésine. Les feldspathoïdes sont rares, voire absents parmi les cristaux de la première génération et ils ne deviennent prépondérants que dans la phase terminale de la cristallisation. Ils ne sont jamais très abondants et ils ne forment, au plus, que 20 % du volume total. Rappelons que le plus fréquemment, dans ces roches, ce sont la hâüyne-noséane et l'analcime qui s'y rencontrent respectivement à l'état de phénocristaux, d'une part, et sous forme de microcristaux de la pâte, d'autre part.

En ce qui concerne le point de vue qualitatif, la répartition des différentes phonolites et téphrites est présentée dans notre diagramme de classification modale (fig. 21) dans lequel l'indice feldspathique est porté en abscisse et l'indice de coloration, en ordonnée.

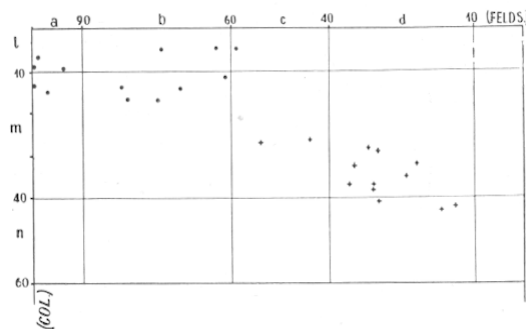


FIG. 21. — Aire de dispersion des roches à feldspathoïdes.

● : phonolites ; + : ordanchites.

En abscisse sont portées les valeurs de l'indice feldspathique (Felds.).

a : roches alcalines ; b : roches subalcalines ; c : roches latitiques ; d : roches subplagioclasiques.

En ordonnée sont portées les valeurs de l'indice de coloration (Col.).

l : roches hololeucocrates ; m : roches leucocrates ; n : roches mésocrates.

II. — LES PHONOLITES.

1. Définition pétrographique.

Les phonolites sont des roches verdâtres, à éclat gras, qui se débitent facilement en plaques minces et sonores. Relativement pauvres en phénocristaux d'anorthose et de noséane, elles ont un second temps de cristallisation prépondérant dans lequel microlites alcalins et baguettes d'andésine se marient aux grains d'augite ægyrinique, de titanomagnétite et de lavénite. Toutes ces roches sont *hololeucocrates*, *alcalines* ou *subalcalines* (fig. 21).

Rappelons que nous dénommons *phonolites*, toutes les roches à feldspaths alcalins, contenant des feldspathoïdes, quels qu'ils soient. En cela nous ne suivons pas l'usage en pratique dans certains pays étrangers, où le terme de phonolite n'est donné qu'aux variétés contenant de la néphéline. Pour les roches possédant d'autres feldspathoïdes, le nom de trachyte est utilisé, précédé d'un qualificatif minéralogique approprié : *Häüyne-trachyte* ; *Analcime-trachyte* (Shand, Johannsen, Tröger, etc...).

Il nous reste également à rappeler le principe de la dénomination de ces roches, dans la classi-

fication chimico-minéralogique de Lacroix. Comme nous l'avons déjà signalé, dans nos roches du Mont-Dore, les feldspathoïdes ne sont jamais présents qu'en faible quantité si bien que ces roches n'ont qu'un faible déficit en silice. Dans le calcul effectué à partir de la composition virtuelle calculée, le rapport des feldspathoïdes aux feldspaths reste généralement inférieur au rapport 1/7 qui marque la limite séparant les phonolites des trachytes. Selon cette méthode de calcul et de classification, ces roches seraient donc seulement des trachytes à tendance phonolitique (*Trachy-phonolite*, *Trachyte phonolitique*, *Phonolite trachytique*).

2. Caractères microscopiques.

Les phonolites renferment 4 à 30 % de phénocristaux, de 1 à 2 mm, ces phénocristaux étant de l'andésine, de l'anorthose et plus rarement de la sanidine. Parmi les cristaux du premier temps de consolidation figurent aussi, la noséane, l'augite ægyrinique, le sphène, l'apatite, la hornblende et la biotite. Ces minéraux sont disséminés dans un magma, de composition à peu près identique, formé de microlites ayant environ 0,10 mm de plus grande dimension. L'arrangement orienté et fluidal de ces fins cristaux crée une structure typiquement trachytique.

La question de l'association des différentes espèces de feldspathoïdes dans les phonolites a déjà été examinée dans la première partie de ce mémoire. Nous n'aurons donc plus à nous occuper que des autres minéraux.

a) *Les feldspaths*. — Les feldspaths sont les minéraux majeurs des phonolites. Ils constituent 80 à 90 % de leur volume total. Dans presque toutes les variétés, les feldspaths sodipotassiques et calcosodiques coexistent.

Les plagioclases, maclés et fortement zonés, sont relativement calciques, leur basicité restant comprise entre celle du labrador An_{50} et celle de l'andésine An_{30} . En général, ils sont de plus grande dimension que les feldspaths alcalins ; les microlites, en particulier, atteignent 0,15 mm et ils sont en moyenne, de ce fait, deux fois plus grands que les microlites d'anorthose. Quant aux *feldspaths alcalins*, ils se présentent, soit en phénocristaux qui peuvent être isolés ou groupés en glomérules, soit en formant des franges étroites autour des plagioclases. Les phénocristaux sont allongés selon l'axe c et aplatis selon (010) et ils présentent ainsi deux caractéristiques morphologiques habituelles qui les distinguent des microlites (Tableau XXIII).

TABLEAU XXIII.

Dimensions relatives des phénocristaux et des microlites d'anorthose, suivant les trois axes cristallographiques.

Axes	Phénocristaux	Microlites
a	100	10
b	40	1
c	300	3

Les microlites sont empilés de façon à former des feuillets parallèles et, de plus, dans ces feuillets, ils sont alignés en filets à peu près parallèles. L'identification de cette foliation et de cette linéation fruste peut aider à comprendre les conditions d'extrusion du magma phonolitique, car on sait que de telles structures ne sont réalisées que dans les grandes masses rocheuses ayant subi des déformations lentes sous de fortes pressions. Il s'agit donc d'un phénomène très différent de celui qui a donné naissance à la fluidalité des laves qui se sont écoulées en surface. D'un point de vue immédiat, nous trouvons là l'explication du phénomène, du débit en dalles des phonolites, lequel serait donc lié au mode d'extrusion sous pression du magma.

b) *Les pyroxènes*. — Le pyroxène est le plus important des minéraux noirs, à la fois, parmi les phénocristaux et parmi les microlites. Ce sont des baguettes allongées parallèlement à l'axe c (0,4 à 0,7 mm) et légèrement aplatis selon (010). Leur pléochroïsme est intense avec n_g , vert émeraude ; n_m , jaune-verdâtre ; n_p , jaune. Leur zonage est courant mais, entre les zones, les différences optiques sont peu marquées.

c) *L'amphibole* se présente toujours en phénocristaux dans les phonolites riches en plagioclases. Elle cristallise en prismes peu allongés, à larges sections basales, d'un diamètre atteignant 0,2 à 0,4 mm. Dans les dômes de faible dimension (Laudouze), des couronnes de résorption entourent communément cette hornblende tandis que, dans les phonolites formant de plus grandes masses (Sanadoire), elle reste fraîche.

d) *Le sphène* accompagne généralement l'amphibole. Les faces (111) sont les plus marquées. Parallèlement à cette zone, se développent de beaux clivages rectilignes. Les macles (100) sont fréquentes.

e) *La biotite* n'est jamais le seul constituant coloré. Comme le sphène elle accompagne la hornblende. Son polychroïsme est intense, allant du noir au jaune d'or. Les auréoles réactionnelles sont rares.

f) *L'apatite* enfin, est un élément constant mais elle toujours en très faible quantité.

g) *La lāvenite*. — De couleur jaune (n_g) à incolore (n_m et n_p), la lāvenite est un minéral très caractéristique (Lacroix, 1891). Ses cristaux affectent le plus souvent des formes cristalliques mais ils sont aussi parfois arrondis. Dans le premier cas, de nombreuses aiguilles, constituant par leur ensemble un grand individu, sont anastomosées entre elles en dessinant une sorte de réseau irrégulier.

La lāvenite apparaît au cours du deuxième temps de cristallisation dans les phonolites à néphéline. Ces dernières roches étant rares dans le massif du Mont-Dore, la lāvenite y est également exceptionnelle. Elle est au contraire courante dans les phonolites à néphéline qui abondent dans le Velay.

h) *L'olivine et le grenat mélanite* ne sont pas représentés dans nos phonolites. En cela, nos roches diffèrent des phonolites des séries magmatiques fortement sous-saturées.

3. Ordre de cristallisation.

Dans nos phonolites, les deux phases de la cristallisation comprennent les mêmes espèces minérales mais par contre les proportions des diverses espèces sont différentes. En particulier les feldspathoïdes sont particulièrement abondants dans la pâte, car ils se forment essentiellement à partir des derniers liquides résiduels de la différenciation. Pour suivre la variation de

la composition du magma pendant la cristallisation nous avons comparé la composition des phénocristaux à celle de la pâte (Tableau XXIV).

Comme on le voit au cours de la cristallisation, la pâte s'est enrichie en sodium mais appauvrie en silicium et aluminium. Le magma dont elle dérive est donc devenu, pendant ce temps, plus alcalin (R passe de 76,8 à 94) et plus sodique (S passe de 35,1 à 32,6). Ces faits méritent d'être particulièrement soulignés car, contrairement à ce qui se passe dans le cas des magmas acides, *la pâte est ici moins riche, en silice, que les phénocristaux*. Nous aurons l'occasion, dans le cours de ce mémoire, de rappeler ce résultat.

4. Importance du phénomène de l'altération.

Les échantillons de phonolite altérée, prélevés à la périphérie des dômes ont généralement un aspect un peu différent de celui de la phonolite fraîche. Leur *texture est ocellée* et ils ont tendance à se débiter en petites sphères de couleur blanche ou verdâtre (fig. 22). Ces sphères sont surtout

TABLEAU XXIV.

Comparaison de la composition chimique des phénocristaux et de celle de la pâte de la phonolite du Piton.

	Phénocristaux (16,2 %)	Pâte
Si	55,28	53,97
Al	22,00	20,13
Fe ³⁺	0,49	1,83
Fe ²⁺	0,43	1,03
Mg	1,23	1,45
Ca	4,57	1,26
Na	10,01	13,61
K	5,43	6,59
Ti	0,56	0,13
$R = \frac{K + Na}{K + Na + Ca} \cdot 100$	76,8	94,0
$S = \frac{K}{K + Na} \cdot 100$	35,1	32,6

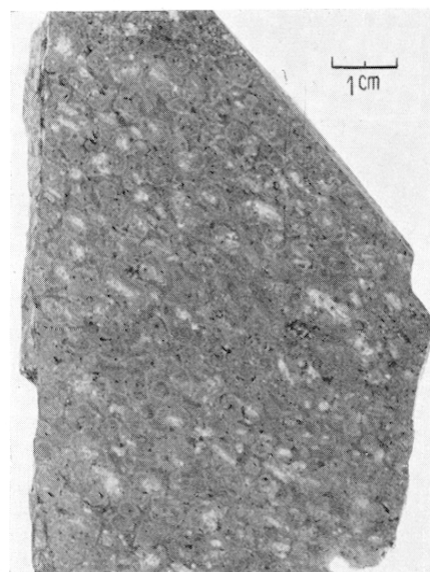


FIG. 22. — Phonolite à texture ocellée, prélevée près du bord du dôme de la carrière Monnéron à La Bourboule.

abondantes, dans les zones riches en phénocristaux. Ce mode d'altération, en minuscules boules, traduit la structure primitive grossièrement sphérolitique, de ces faciès de bordure. En effet, l'ensemble de la roche présente bien de nombreuses traces d'écoulement fluidal mais, dans le détail, les phénocristaux perturbent cet agencement. Autour d'eux, les microlites alca-

lins forment des touffes radiales désordonnées et, à la périphérie de ces auréoles, se forme une zone où l'analcime cristallise en plus grande abondance. Cette enveloppe externe, riche en feldspathoïdes, s'altère préférentiellement. Elle apparaît, colorée en blanc, à la surface des échantillons.

Une autre forme d'altération beaucoup plus fréquente, affecte les blocs de phonolite restés longtemps exposés à l'air. Ces blocs se recouvrent d'une couche blanche, nettement délimitée, dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques millimètres. Au-dessous de cette croûte vient la roche intacte et massive dans laquelle les phénocristaux d'anorthose se détachent, en bleu chatoyant, sur un fond gris verdâtre (fig. 23).

Les anciens auteurs avaient parfaitement bien distingué ces deux aspects. Ils donnaient aux phonolites revêtues de leur croûte blanche le nom de *leucostine* tandis qu'ils réservaient les termes de *phonolite moucheté tigré* (Bertrand de Doue) ou de *phonolite variolitique* (Lecoq) pour désigner la phonolite non altérée.

Au microscope, le passage de la zone superficielle des blocs à la zone centrale n'est pas nettement marqué. On a l'impression que la croûte ne diffère du corps central que par l'altération plus totale des feldspathoïdes, mais les produits d'altération qui pourraient prendre naissance aux dépens de ces feldspathoïdes ne sont pas décelables malgré les nombreux essais d'isolement que nous avons tentés. Il est possible que le départ des feldspathoïdes et de leurs produits d'altération soit total et que, dans la patine

superficielle, de simples cavités indiquent encore l'emplacement de ces anciens minéraux. La présence de ces cavités actuellement emplies d'air pourrait suffire pour créer au niveau de la patine, l'impression de couleur blanche.

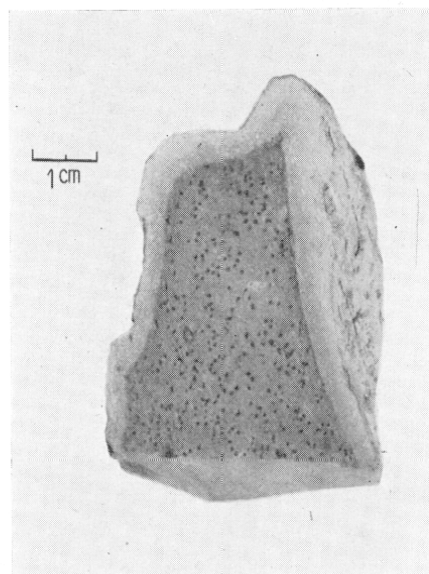


FIG. 23. — Patine blanche à la surface d'un bloc de phonolite.
Phonolite de Bozat.

Pour établir le bilan chimique de cette forme d'altération (Lacroix, 1917) nous avons analysé les zones superficielles (A) et internes (B) d'un échantillon en voie d'altération (Tabl. XXIV a). ce qui n'avait jamais été fait jusqu'ici.

TABLEAU XXIV a.

Comparaison des analyses des zones superficielles et internes de la phonolite de Bozat.

	Analyse n° 168, en cations %, de la croûte superficielle altérée	Analyse n° 124, en cations %, de la partie non altérée	Bilan
	A	B	A-B
Si	56,41	51,73	+ 4,68
Al	21,25	20,77	+ 0,48
Fe ³⁺	0,88	1,37	— 0,49
Fe ²⁺	0,86	0,74	+ 0,12
Mn	0,08	0,10	— 0,02
Mg	0,27	0,67	— 0,40
Ca	0,68	1,72	— 1,04
Na	11,39	15,54	— 4,15
K	7,86	6,72	+ 1,04
Ti	0,42	0,20	+ 0,22
P	—	0,44	— 0,44
$R = \frac{K + Na}{K + Na + Ca} \cdot 100..$	96,6	93,0	—
$S = \frac{K}{K + Na} \cdot 100.....$	40,8	33,0	—

On peut voir qu'au cours de la décomposition, la croûte s'enrichit en Si, K, Al et Ti alors que tous les autres ions sont éliminés. En outre, les rapports donnés à la partie inférieure du tableau montre que la roche devient relativement plus alcaline (R passe de 93 à 96,6) et plus potassique (S passe de 33 à 40,8).

Cette altération peut donc modifier considérablement la composition des phonolites et, notamment, elle peut faire disparaître le déficit de silice qui devrait correspondre normalement, à la présence de feldspathoïde.

5. Différentes variétés de phonolites.

Deux variétés principales de phonolites peuvent être distinguées selon la nature de leurs feldspathoïdes et les quantités relatives d'anorthose et de plagioclases qu'elles contiennent. Les minéraux noirs y ont un rôle subordonné.

1) *Les phonolites alcalines.* — Au point de vue chimique, les phonolites alcalines se définissent par leur rapport R, supérieur à 92, et par leur teneur en silicium, comprise entre 51 et 55,2.

thoïdes, par contre, font toujours défaut dans la première phase et ils n'apparaissent qu'en fin de cristallisation de la pâte.

Deux variétés peuvent être reconnues dans ces roches alcalines d'après la nature de leurs feldspathoïdes. Ce sont les *phonolites à néphéline et sodalite* (Bozat, Puy Cordé) et les *phonolites à sodalite et analcime* (Trioulérou, Le Piton). Nous choisirons la phonolite du Piton comme type des phonolites alcalines en raison de la facilité de son accès (Tableau XXV).

A ce premier groupe de phonolites, nous devons ajouter une roche alcaline mais dépourvue de feldspathoïde. C'est un *trachyte blanc* d'apparence crayeuse, ressemblant aux cinérites. ce qui explique sans doute qu'il ait passé inaperçu jusqu'ici. Les échantillons frais ont une dureté assez grande, mais ceux qui sont exposés à l'air un certain temps deviennent friables et se désagrègent facilement. La roche est homogène et, à l'œil nu, on n'y distingue pas de phénocristaux. Ce trachyte forme un petit dôme intrusif, près des villages du Barrie et de Lacoux ; son contact avec le granite du socle qu'il traverse est particulièrement bien visible.

TABLEAU XXV.

Comparaison des analyses modale et chimique de la phonolite alcaline du Piton.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti
Sanidine Or ₄₀	9,90		5,94	1,98				0,09	1,10	0,79	
Anorthose Or ₃₅		63,7	38,32	12,74				0,70	7,32	4,72	
Andésine An ₄₅	4,82		2,46	1,40				0,43	0,48	0,05	
Analcime		4,4	2,20	1,10					0,88	0,22	
Sodalite		7,0	2,10	2,10					2,30	0,50	
Augite	0,70	7,0	2,98	1,02	0,43	0,33	1,34	1,16	0,23	0,09	0,12
Hornblende	0,41		0,14	0,06	0,02	0,02	0,07	0,05	0,02	0,01	0,02
Biotite	0,18		0,08	0,03	0,02	0,02	0,01			0,02	
Sphène	0,18		0,06					0,06			0,06
Minéraux opaques . . .		1,71			1,14	0,57					
Sat. — 13 ; Col. 10 ;											
Felds. 94	16,19	83,81	54,18	20,43	1,61	0,94	1,42	2,49	12,33	6,40	0,20
Analyse chimique, n°											
141, en cations % . .			55,01	22,20	1,22	0,56	0,33	1,11	12,30	7,10	0,17

Ces phonolites sont très peu porphyriques. Elles contiennent seulement 2 à 14 % de phénocristaux d'andésine et d'anorthose. Les feldspaths alcalins y apparaissent dès le premier temps de consolidation et ils deviennent prépondérants, dans la phase suivante, où les plagioclases ne sont pas représentés. Les feldspa-

Cette roche est presque totalement (91 %) constituée par de l'anorthose Or₃₂ et son analyse chimique globale est en accord avec ce que laissait présumer cette composition monocristalline (Tableau XXVI).

Les feldspaths se présentent en prismes automorphes, légèrement aplatis selon (010), leur

plus grande dimension selon l'axe *c* variant de façon continue depuis 1,2 à 0,3 mm. Ces prismes sont cassés et par suite la lave a une structure protoclastique, structure que l'on rencontre fréquemment dans les roches ne contenant qu'une seule espèce minérale (Anorthosites, Périodites, etc...). Ajoutons enfin, qu'entre ces feldspaths, cristallisent des grains d'arfedsonite bleue (8,3 %), de biotite (0,6 %) et de magnétite (0,1 %).

TABLEAU XXVI.

**Comparaison de la composition
du trachyte du Barrie
à celle de l'anorthose Or₃₂**

	Si	Al	Na	K
Anorthose Or ₃₂	60	20	13,60	6,40
Trachyte (analyse n° 186)	59,78	19,91	13,10	6,26

b) *Les phonolites subalcalines.* — Ce sont les phonolites les mieux représentées dans le Mont-Dore. Par rapport aux précédentes, elles sont plus riches en silice (Si de 54 à 57,5) et plus riches en calcium (R de 90,6 à 78). Les phénocristaux, relativement abondants (8 à 40 %) sont essentiellement formés d'andésine, de noséane et d'augite. Dans ce premier stade, par contre, les feldspaths alcalins sont rares (Sanadoire), voire totalement absents (carrière Lamadon) et ils ne sont abondants que dans la pâte.

Plagioclases, feldspathoïdes et pyroxènes se retrouvent également dans le deuxième stade de la cristallisation.

Deux variétés peuvent être distinguées dans ce groupe subalcalin. Ce sont les *phonolites à néphéline et sodalite* (Tuilière, puy de Prétio) et les *phonolites à noséane et analcime* (Sanadoire, ...), ces dernières étant les plus fréquentes. Nous prendrons comme type, la phonolite classique, de la Roche Sanadoire (Tableau XXVII).

III. — LES TÉPHRITES (ORDANCHITES)

Au point de vue pétrographique, les téphrites sont la suite naturelle des phonolites que nous venons d'étudier, bien que l'aspect compact et foncé de ces roches amène plutôt sur le terrain, leur confusion avec les basaltes.

1. Définition pétrographique.

Toutes les téphrites du massif du Mont-Dore sont des roches *leucocrates*, soit *latitiques*, soit *subplagioclasiques* (fig. 21). D'une façon générale, ce sont des *téphrites à haiïne et analcime avec sanidine et andésine*.

Ces roches ont été signalées, pour la première fois, par Aug. Michel-Lévy, en 1884. Il les dénomme alors, indifféremment, *andésites à haiïne* ou *téphrites à haiïne*. En 1917, A. Lacroix leur donne le nom d'*ordanchites* et il les définit en des termes que nous reproduisons ci-dessous, *in extenso*, étant donné leur importance.

TABLEAU XXVII.

**Comparaison des analyses modale et chimique de la phonolite subalcaline
de la Roche Sanadoire.**

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine Or ₄₀ . . .	5,20		3,12	1,04					0,62	0,42		
Anorthose Or ₃₄ . .		63,90	38,34	12,78					8,43	4,35		
Andésine An ₄₄ . .	1,94	13,00	7,65	4,30				1,32	1,37	0,30		
Noséane	0,65		0,19	0,19				0,07	0,16	0,04		
Analcime		1,22	0,61	0,31					0,24	0,06		
Augite	0,73	9,00	3,77	1,28	0,54	0,42	1,70	1,46	0,29	0,12	0,15	
Hornblende	1,30		0,46	0,20	0,07	0,05	0,23	0,16	0,06	0,02	0,05	
Biotite	0,16		0,06	0,02	0,02	0,02	0,02			0,02		
Apatite		0,42						0,25				0,17
Min. opaques . . .		2,48		1,14	0,75						0,59	
Sat. 2; Col. 14; Felds. 82	9,98	90,02	54,20	20,12	1,77	1,24	1,95	3,26	11,17	5,33	0,79	0,17
Analyse chimique n° 144, en cations %			55,65	20,90	1,57	1,05	0,82	3,15	10,31	5,96	0,74	0,17

« Je les appellerai *ordanchites*, du nom d'une localité caractéristique, la Banne d'Ordanche. Ce sont des laves d'un gris foncé, laissant voir à l'œil nu du plagioclase, de la hâiïne bleue, de la hornblende (plus ou moins résorbée et manquant parfois) et de l'augite. Le microscope permet d'y adjoindre de la titanomagnétite, du sphène, de l'apatite et plus rarement de l'olivine... Les phénocristaux oscillent entre le labrador et l'andésine... D'une façon générale le terme d'ordanchite devra spécifier tous les équivalents andésitiques des téphrites ; la particularité des ordanchites d'Auvergne réside dans ce que le feldspathoïde, au lieu d'être de la néphéline, est exclusivement de la hâiïne. Elles représentent la forme microlitique des essexites, alors que les téphrites, telles que je les comprends aujourd'hui, sont caractérisées par un feldspath moyen appartenant au moins au labrador et elles constituent la forme microlitique des théralites. Il est remarquable que les ordanchites, bien que riches en potasse et ayant une teneur moyenne en orthose virtuel d'environ 18 %, ne renferment pas ce feldspath sous une forme réelle. »

A cette description, encore parfaitement valable dans ces grandes lignes, nous n'ajouterons que quelques modifications de détail.

a) *Ordanchites et téphrites*. — Remarquons, tout d'abord, que les téphrites typiques (Rosenbusch, 1877) sont bien des roches ayant du labrador pour plagioclase virtuel mais leur plagioclase réel est de l'andésine. Dans notre classification minéralogique, ce dernier caractère seul a de l'importance et, pour nous, le nom de *téphrite* s'applique à l'ensemble des roches volcaniques à feldspaths et feldspathoïdes (quels qu'ils soient), latitiques à holoplagioclasiques, dont le plagioclase a une basicité inférieure à An_{50} . Les *ordanchites* sont considérées comme des variétés locales de téphrites, à hâiïne et analcime.

b) *Les feldspaths alcalins*. — Les ordanchites ne possèdent pas de phénocristaux de feldspaths alcalins. Par contre, contrairement à ce que pensait A. Lacroix, la sanidine forme, dans la pâte, des plages xénomorphes à contours indécis. Elle constitue, selon les cas, de 5 à 35 % du volume total de la roche et dans la pâte des ordanchites les plus claires, leur représentation est égale à celle des plagioclases.

c) *Les plagioclases* sont les seuls feldspaths représentés dans la première phase de consolidation des ordanchites. Ils sont maclés selon les lois de l'albite, de la péricline, de Carlsbad et, plus rarement, de Baveno. Leur zonage est très net et il est possible de reconnaître des enve-

loppes dont la basicité va de l'andésine An_{45} à l'oligoclase An_{25} .

Quant aux microlites, ils ont des contours nets, ce qui permet de les distinguer des microlites alcalins. Leur composition est comprise entre celle de l'andésine An_{38} et celle de l'oligoclase An_{24} . Leurs macles de l'albite sont, au plus, répétées trois à quatre fois.

d) *Les feldspathoïdes*. — La hâiïne est effectivement caractéristique de toute la série des ordanchites mais elle est toujours accompagnée, dans la pâte de ces roches, par de l'analcime. Généralement ce dernier feldspathoïde est plus abondant que la hâiïne et, en moyenne, les ordanchites possèdent 4 à 8 % d'analcime et seulement 1 à 3 % de hâiïne. L'analcime est exceptionnellement automorphe.

e) *Les micas*. — Les ordanchites contiennent dans la pâte, de minuscules paillettes de biotite fortement polychroïques. L'importance de ces phyllites va en augmentant au fur et à mesure que diminuent les pourcentages en feldspaths alcalins.

2. Différents types.

Les ordanchites forment, qualitativement et quantitativement, un groupe homogène aussi n'en distinguerons nous que deux types. La teneur de ces roches en silicium reste comprise entre 49 et 46 % et leur rapport R, voisin de 60, a pour valeurs extrêmes 70 et 52.

a) *Les ordanchites latitiques*. — Il s'agit de roches intermédiaires entre les phonolites et les ordanchites banales et ces roches présentent à la fois des caractères de ces deux groupes. Sur le terrain, les ordanchites latitiques peuvent, tout d'abord, être considérées comme des variétés de phonolite en raison de leur couleur claire, de leur débit en dalles minces, de leur texture compacte et de leur gisement en dôme-coulée. Mais l'étude de lames minces et l'examen de leur analyse chimique permet de les ranger dans le groupe des ordanchites. Elles ne possèdent pas, notamment, de phénocristaux d'anorthose et de biotite et elles ont, environ, 25 % de minéraux noirs alors que les phonolites n'en contiennent que 5 à 17 %.

Dans ce groupe de transition, les roches sont peu nombreuses et, en apparence, elles sont fort différentes. Les unes rappellent plus particulièrement les phonolites (Roche Malviale) alors que d'autres annoncent les ordanchites classiques (gisement à l'ouest de la Banne d'Ordanche). Nous choisirons cette dernière roche comme type des ordanchites latitiques (Tableau XXVIII).

TABLEAU XXVIII.

**Comparaison des analyses modale et chimique de l'ordanchite latitique,
située à l'ouest de la Banne d'Ordanche.**

	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine Or ₄₀		37,5	22,50	7,50				0,45	4,05	3,00		
Andésine An ₄₅	2,9	29,0	16,27	9,25				2,87	3,16	0,35		
Häüyne.....		1,6	0,48	0,48				0,08	0,51	0,05		
Augite.....	2,3	12,5	5,56	2,08	0,75	0,65	2,49	2,28	0,42	0,15	0,42	
Olivine.....	1,0	7,0	2,66			2,34	3,00					
Minéraux opaques ..	0,5	4,5			2,40	1,05					1,55	
Apatite.....		1,2						0,72				0,48
Sat. — 2; Col. 27; Felds. 54	6,7	93,3	47,47	19,31	3,15	4,04	5,49	6,40	8,14	3,55	1,97	0,48
Analyse chimique, n° 69, en cations %.			48,10	19,40	3,09	3,99	4,67	6,52	7,99	3,71	1,97	0,56

b) *Les ordanchites subplagioclasiques.* — Ce sont des roches de couleur noire à gris perle où, parmi les cristaux du premier temps, d'assez petite taille, on peut reconnaître des lamelles blanches de plagioclases, des prismes noirs d'augite ou de hornblende et enfin des grains de häüyne, bleus ou rouges selon qu'ils sont frais ou altérés.

Ces roches constituent des coulées très étalées mais de faible épaisseur. Leur débit est grossièrement lamellaire et à cette structure, en larges dalles, se surajoute parfois un découpage en prismes.

L'indice de coloration de ces ordanchites est toujours voisin de 35 (27 à 43) et leur indice feldspathique diminue progressivement de 44 à 10. En fonction des minéraux ferro-magnésiens qu'elles possèdent, nous en distinguerons trois variétés.

1° *Variétés à augite et olivine.* — La coulée supérieure de la Banne d'Ordanche nous fournit un bel exemple de ces variétés à phénocristaux et microlites d'augite et d'olivine où, par ailleurs l'analcime est parfois automorphe (Tableau XXIX).

La fréquente altération des feldspathoïdes

TABLEAU XXIX.

**Comparaison des analyses modale et chimique
de l'ordanchite de la Banne d'Ordanche.**

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine Or ₆₀		19,2	11,52	3,84				0,15	1,38	2,31		
Andésine An ₄₈	22,4		11,29	6,63				2,15	2,10	0,23		
Andésine An ₃₀		22,4	12,10	5,82				1,34	2,52	0,62		
Häüyne.....	1,1		0,33	0,33				0,06	0,31	0,07		
Analcime.....		7,2	3,60	1,80					1,44	0,36		
Augite.....	3,9	13,7	6,28	2,49	0,90	0,69	3,19	2,78	0,63	0,11	0,53	
Biotite.....		2,0	0,64	0,32	0,52	0,02	0,24	0,02	0,06	0,11	0,07	
Olivine.....	1,7	0,7	0,80			0,32	1,28					
Sphène.....	0,9		0,30					0,30			0,30	
Apatite.....		0,4						0,24				0,16
Minéraux opaques ..	1,0	3,4			1,54	2,42					0,44	
Sat. — 11; Col. 28; Felds. 30	31,0	69,0	46,86	21,23	2,96	3,45	4,71	7,04	8,44	3,81	1,34	0,16
Analyse chimique, n° 85, en cations %			49,08	19,79	2,24	2,74	5,59	7,43	8,16	3,47	1,34	0,16

entraîne, comme pour les phonolites étudiées antérieurement, une diminution en soude et chaux et une augmentation en silice et alumine. Ceci nous explique les différences que l'on peut constater entre l'analyse chimique et la composition calculée à partir des données du compteur de points.

2° *Variétés à augite*. — L'exemple choisi est celui de l'ordanchite, prélevée près du village du Barrie, au-dessous du puy de Vivanson (Tableau XXX). Cette coulée est extrêmement riche en enclaves homogènes, *luscladites* et *mareugites*. L'étude de ces roches grenues,

actuellement en cours, fera ultérieurement l'objet d'une note.

3° *Variétés à augite et hornblende*. — Ce sont généralement les variétés les plus basiques. Ces ordanchites sont relativement abondantes en filons dans les ravins de la Gacherie et de Lusclade près de la Bourboule. Dans ces dykes, la hornblende reste inaltérée.

Comme type d'ordanchites sombres à augite et hornblende, nous avons choisi la coulée du puy de l'Ouire, autrefois exploitée en bordure de la route, allant du col de Guéry à Randanne (Tableau XXXI).

TABLEAU XXX.

Comparaison des analyses modale et chimique de l'ordanchite du Barrie.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Andésine An ₄₅ . .	14,17		7,23	4,11				1,27	1,33	0,23		
Sanidine Or ₆₀ . . .		20,00	12,00	4,00					1,60	2,40		
Oligoclase An ₂₅ . .		22,22	12,22	5,56				1,11	2,67	0,66		
Häüyne	2,77		0,83	0,83				0,14	0,89	0,08		
Analcime		8,44	4,22	2,11					1,69	0,42		
Augite	4,98	21,59	9,99	3,74	1,34	1,16	4,47	4,10	0,75	0,27	0,75	
Biotite		0,22	0,07	0,04	0,05	—	0,03	—	0,01	0,01	0,01	
Apatite	0,33	0,54						0,52				0,35
Calcite		0,33						0,33				
Minéraux opaques	2,10	2,31			3,33	0,50				0,58		
Sat. — 16; Col. 32;												
Felds. 35	24,35	75,65	46,56	20,39	4,72	1,66	4,50	7,47	8,94	4,07	1,34	0,35
Analyse chimique n° 75, en cations %			48,05	22,05	4,66	1,64	4,47	6,46	10,02	4,23	1,34	0,34

TABLEAU XXXI.

Comparaison des analyses modale et chimique de l'ordanchite du puy de l'Ouire.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Sanidine Or ₆₀ . .		7,50	4,50	1,50					0,60	0,90		
Andésine An ₄₀ . .		37,11	19,30	10,39				2,97	3,70	0,75		
Augite	7,94	25,48	11,91	4,73	1,71	1,31	6,05	5,29	1,20	0,22	1,00	
Häüyne	1,00	7,40	2,52	2,52				0,42	2,44	0,50		
Analcime		4,40	2,20	1,10					0,88	0,22		
Biotite		2,12	0,67	0,35	0,55	0,01	0,26	0,02	0,07	0,12	0,07	
Hornblende	1,01		0,36	0,15	0,06	0,04	0,17	0,12	0,05	0,02	0,04	
Sphène	0,30		0,10					0,10			0,10	
Apatite		1,95						1,17				0,78
Min. opaques . . .	1,00	2,79			2,86	0,80					0,13	
Sat. — 22; Col. 43; Felds. 7 .	11,25	88,75	41,56	20,74	5,18	2,16	6,48	10,09	8,94	2,73	1,34	0,78
Analyse chimique, n° 49, en cations % .			46,04	21,09	4,66	1,64	4,95	9,38	7,69	2,45	1,34	0,76

CHAPITRE V.

LES BASALTES

I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Conformément aux règles de la classification que nous avons adoptée (Jung et Brousse, 1959) nous définissons les basaltes comme des roches contenant un plagioclase dont la basicité est au moins celle du labrador et qui peuvent contenir, en outre, des minéraux ferro-magnésiens variés dont les plus fréquents sont les pyroxènes et l'olivine.

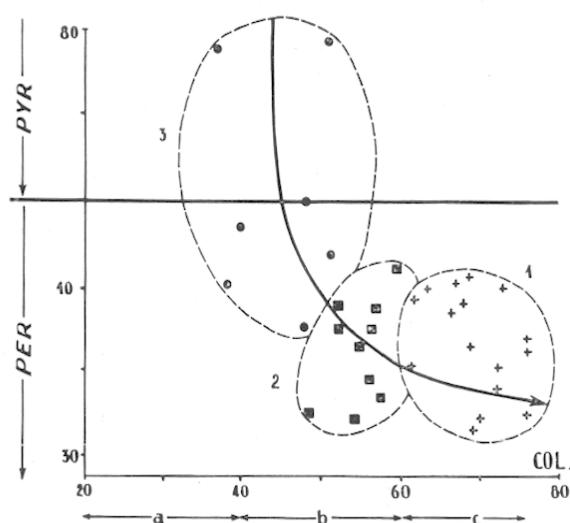


FIG. 24. — Variation de l'indice pyroxénique (Pyr.) ou de l'indice péricotique (Pér.) en fonction de l'indice de coloration (Col.) des roches suivantes :

1 : mélabasalts (ankaramites) ; 2 : basaltes pauvres en olivines ; 3 : doréites.

a : roches leucocrates ; b : roches mésocrates ; c : roches mélanocrates.

Les basaltes, ainsi définis, ne sont pas très abondants dans notre région. Ils couvrent tout au plus 15 % de la surface du complexe volca-

nique. Comme nous allons le voir, ces roches sont par contre plus variées que ne le laisserait supposer la banalité de leur structure et de leur composition minéralogique qualitative.

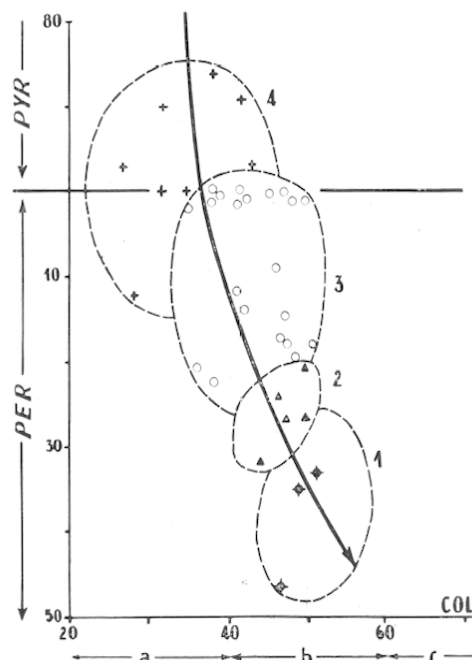


FIG. 25. — Variation de l'indice pyroxénique (Pyr.) ou de l'indice péricotique (Pér.) en fonction de l'indice de coloration (Col.) des roches suivantes :

1 : basaltes riches en olivines ; 2 : basaltes demi-deuil ; 3 : labradorites basanitiques ; 4 : ordanchites.

a : roches leucocrates ; b : roches mésocrates ; c : roches mélanocrates.

Leur structure peut présenter tout d'abord deux tendances suivant les variétés, l'une étant microlitique banale et l'autre trachy-doléritique. De plus il existe une relation entre la valeur du pourcentage des minéraux colorés et celui de l'olivine au sein de cette somme. Autrement dit, il est possible de distinguer nos différentes variétés de basaltes en fonction d'une part, de la valeur de leur indice de coloration et, d'autre part, de celle de leur indice péricotique (fig. 24 et 25).

TABLEAU XXXII.

Caractères minéralogiques des différentes variétés de basaltes.

	Labradorites	Basaltes demi-deuil	Basaltes riches en olivine	Basaltes pauvres en olivine	Mélabasalts
Indice de coloration (Col.)	38-47	44-50	49-60	52-60	60-80
Indice péricotique (Pér.)	0-18	20-32	32-50	15-26	15-30
Structure		Tendance doléritique		Tendance microlitique	

En tenant compte des critères de reconnaissance que nous venons d'exposer, nous pouvons distinguer les cinq variétés suivantes de basaltes (Tableau XXXII).

1. Les labradorites.
2. Les basaltes demi-deuil.
3. Les basaltes riches en olivine.
4. Les basaltes pauvres en olivine.
5. Les mélabasalts porphyriques ou ankaramites.

II. — LES LABRADORITES.

1. Définition.

Les labradorites sont des roches appartenant à la famille des basaltes qui ont comme caractéristique particulière de contenir plus de plagioclases que de minéraux ferro-magnésiens. Dans le cadre de la classification minéralogique quantitative on peut préciser que ce sont des basaltes leucocrates. Leur aspect est d'ailleurs celui des téphrites et comme ces dernières elles se débitent en dalles épaisses.

La structure des labradorites est microlitique mais montre cependant une tendance très nette vers le type trachy-doléritique dont il sera question à propos des basaltes demi-deuil. Les plagioclases sont allongées en grandes baguettes mais il n'y a pas pénétration de ces dernières au sein des prismes de pyroxènes. Du point de

vue minéralogique, il y a lieu d'ajouter que la pâte de ces roches contient toujours de l'analcime en faible quantité. Ce dernier caractère rattache les labradorites aux ordanchites dont il a été question plus haut et fait, qu'en toute rigueur, on doit dénommer ces roches : *labradorites basanitiques*.

Les labradorites peuvent donc être regardées, en raison de leur teneur en analcime et de leur structure, comme des termes de passage entre les ordanchites et les basaltes demi-deuil. Cette remarque nous permet de diviser ces roches en deux groupes, l'un à tendance téphritique, l'autre à tendance doléritique, plus particulièrement marquée.

2. Différents types.

a) *Les labradorites aphyriques à tendance téphritique*. — Ces roches ne renferment que peu de phénocristaux de pyroxènes, de hornblendes résorbées et, plus accessoirement, d'olivines. Leur pâte est constituée essentiellement par du plagioclase, ce dernier étant associé à quelques prismes d'augite. Le feldspath alcalin ne fait pas totalement défaut dans ces roches car un mince liséré de sanidine entoure en effet les plus grands des microlites de la pâte.

Pour type de ces labradorites, nous avons choisi la coulée qui descend du Puy Loup, en direction du col de Guéry (Tableau XXXIII).

TABLEAU XXXIII.

Comparaison des analyses modale et chimique de la labradorite aphyrique du Puy Loup.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Analcime		2,0	1,0	0,50					0,40	0,10		
Labrador An ₆₀	0,3		0,14	0,10				0,04	0,02			
Andésine An ₃₀		51,8	27,97	13,47				3,11	5,75	1,50		
Sanidine Or ₆₀		5,5	3,30	1,10					0,44	0,66		
Augite	0,2	32,7	11,88	4,42	1,87	1,06	6,11	6,14	0,62	0,10	0,70	
Olivine		0,3	0,10			0,04	0,16					
Hornblende	0,7		0,25	0,10	0,04	0,03	0,12	0,08	0,04	0,02	0,02	
Biotite		1,1	0,33	0,22	0,22		0,11			0,22		
Apatite	0,6							0,36				0,24
Minéraux opaques ..		4,8		2,63	1,52						0,65	
Sat. — 3; Col. 41; Fe lds. 9	1,8	98,2	44,97	19,91	4,76	2,65	6,50	9,73	7,27	2,60	1,37	0,24
Analyse chimique, n° 51, en cations %.			45,07	20,74	4,90	2,79	5,41	8,66	7,18	2,96	1,37	0,92

b) *Les labradorites porphyriques à tendance doléritique.* — On a affaire, ici, à des roches généralement plus basiques que les précédentes et qui s'en distinguent également par leur plus grande cristallinité, et par suite, par leur apparence grenue. Largement porphyriques, elles contiennent, en moyenne, 30 % de grands prismes, souvent agrégés entre eux, d'augite d'un violet brunâtre, de labrador et de cristaux allongés d'olivine. L'apatite en prismes courts, contenant de nombreuses inclusions violettes est également abondante dans le premier temps de consolidation. Par contre, la hornblende, n'est généralement pas représentée dans ces variétés.

Les minéraux du deuxième temps de la cristallisation sont surtout des feldspaths et de l'augite. De plus une biotite, très polychroïque, se présentant en petites plages à bords déchiquetés, a pris naissance tardivement.

L'épaisse coulée qui est intercalée dans la masse des cinérites et qui affleure le long du chemin des Artistes, sous le Capucin, constitue un type parfait de ces labradorites porphyriques (Tableau XXXIV).

1. Caractères macroscopiques.

Les échantillons présentent deux aspects très différents de la magnifique texture porphyrique de ces roches selon qu'ils sont frais ou altérés. Dans le premier cas, on aperçoit une multitude de baguettes feldspathiques blanches, plus ou moins parallèles entre elles flottant dans une pâte sombre, noir violacé, semée par ailleurs de cristaux plus foncés d'augite, cette dernière pouvant présenter parfois, des teintes d'irisation (fig. 26). C'est à cette opposition de noir et de blanc, que la roche doit d'avoir été appelée d'abord *mélaphyre demi-deuil* par Lecoq et Bouillet (1830) puis, ultérieurement *basalte demi-deuil* par Aug. Michel-Lévy. Quand la roche est décomposée par les agents atmosphériques, elle se rubéfie et, dans ce cas, l'augite se détache seule, en noir, sur un fond blanchâtre ou rougeâtre, dans lequel pâte et plagioclases ne sont plus discernables. Les anciens noms de *basalte pyroxénique* (Lecoq) et de *porphyre augitique* (von Lasaulx, 1875) s'appliquaient plus spécialement à ce faciès.

Ajoutons que le basalte demi-deuil a, en géné-

TABLEAU XXXIV.

Comparaison des analyses modale et chimique de la labradorite porphyrique du Capucin.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Analcime		1,8	0,90	0,45					0,38	0,07		
Labrador An ₅₅	20,7		10,14	6,42				2,28	1,65	0,21		
Andésine An ₃₀		35,1	18,95	9,13				2,11	4,40	0,51		
Sanidine Or ₆₀		4,0	2,40	0,80					0,32	0,48		
Augite	6,7		2,42	0,90	0,38	0,22	1,24	1,25	0,13	0,02	0,14	
Olivine		17,9	6,65	2,49	1,00	0,33	3,22	2,88	0,55	0,18	0,60	
Biotite	1,3	3,7	1,48	0,11	0,20	0,49	2,54	0,14			0,04	
Apatite		2,6	0,83	0,43	0,60	0,18	0,16	0,02	0,08	0,20	0,10	
Minéraux opaques ..	1,2							0,72				0,48
Sat. — 3 ; Col. 38 ;	0,3	4,7			0,97	3,23					0,80	
Felds. 7	30,2	69,8	43,77	20,73	3,15	4,45	7,16	9,40	7,51	1,67	1,68	0,48
Analyse chimique,												
n° 54, en cations												
%			45,02	18,51	3,71	5,01	6,52	9,02	7,36	2,57	1,68	0,61

III. — LES BASALTES DEMI-DEUIL.

Les basaltes à structure trachy-doléritique, appelés aussi localement « basaltes demi-deuil » forment l'une des plus belles formations pétrographiques d'Auvergne.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 1961.

ral, une texture bulleuse. Sa pâte est parsemée de pores de différentes grosseurs, ronds ou un peu allongés, toujours dépourvus de remplissage secondaire.

L'aspect macroscopique des basaltes demi-deuil rend bien compte de l'exceptionnelle cris-

tallinité de leur premier temps de consolidation. Durant ce premier stade ont pris naissance, en effet, de 35 à 50 % de phénocristaux, très largement développés. Les cristaux d'augite, à formes parfaites, ont ordinairement de 1 mm à 1 cm de longueur et les poutrelles plagioclasiques atteignent 5 mm. A côté de ces cristaux, les plus

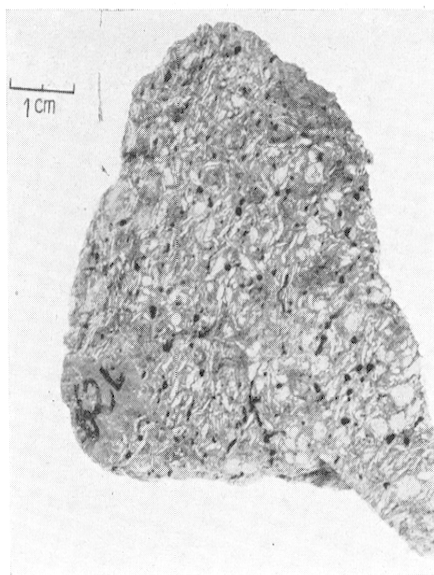


FIG. 26. — Échantillon à texture alvéolaire de basalte demi-deuil montrant les poutrelles plagioclasiques blanches et les prismes d'augite noire dans une pâte grisâtre. *Basalte demi-deuil du Puy Loup.*

facilement distinguables, l'on peut également reconnaître l'existence de grains d'oxyde de fer, à reflets métalliques, ainsi que des formes globuleuses et millimétriques d'olivine, colorée en rouge vif par des minéraux d'altération.

Entre les produits de la cristallisation intratellurique et ceux qui ont pris naissance au cours de la phase effusive, la différence de dimension est considérable, la taille des minéraux tombent brusquement dans le rapport de 15 à 1.

2. Caractères microscopiques.

L'observation au microscope permet d'ajouter l'apatite à la liste des phénocristaux d'augite, d'olivine, de titanomagnétite et de labrador, signalés ci-dessus. Dans la seconde phase de la cristallisation apparaissent, outre les minéraux précédents, des cristaux de biotite ainsi qu'un verre brun, chargé de cristallites.

a) *La structure.* — Tous ces minéraux sont groupés de façon à engendrer une structure

trachy-doléritique. Cette dernière est caractérisée par la forme en baguettes des plagioclases et leur présence à l'état d'inclusions dans les pyroxènes (fig. 27 et 28), ce qui donne au basalte décrit, une structure rappelant celle des dolérites (*Basaltes ophitiques* de Michel-Lévy et *Basaltes doléritiques* de Glangeaud). Mais comme il s'agit d'une lave présentant nettement deux temps de cristallisation, dans la nomenclature actuelle, les qualificatifs « d'ophitique » et de « doléritique » ne peuvent pas lui être attribués. A de telles structures, intermédiaires entre la structure microlitique et la structure doléritique, ont été donnés

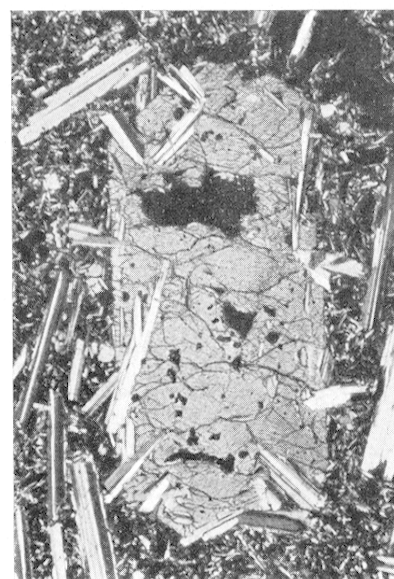


FIG. 27. — Section basale de pyroxène montrant l'arrangement des microlites feldspathiques inclus (L. P. $\times 12$). Dans le basalte demi-deuil des sources des Mottes de May.

récemment les noms de structures *trachy-doléritiques* (Elliot, 1952) et de structures *sporophytiques* (Walker, 1957). C'est le premier de ces deux termes que nous conserverons ici.

Ajoutons que les basaltes possédant une telle structure ont été autrefois appelés *anamesites* par von Leonhard (1832).

b) *Les feldspaths.* — Les feldspaths se présentent en prismes légèrement aplatis selon (010) et allongés selon l'axe *a*. La croissance préférentielle suivant l'axe *a* est toutefois beaucoup plus accusée dans les microlites que dans les phénocristaux et, pour les plus épais d'entre ces derniers, le développement selon l'axe *c* devient même prépondérant. En général, les relations d'accroissement selon les trois axes cristallographiques sont les suivantes :

TABLEAU XXXV.

Dimensions relatives des phénocristaux et des microlites de labrador suivant les trois axes cristallographiques.

Axes	Phénocristaux ou microlites géants	Microlites
—	—	—
<i>a</i>	9	7
<i>b</i>	1	1
<i>c</i>	6	2

Les phénocristaux de basalte demi-deuil sont maclés selon les lois de l'albite et de Carlsbad alors que, parmi les microlites, la loi d'association la plus fréquemment réalisée est celle d'Albite-Ala B. Tous ces plagioclases ont une basicité qui varie peu et un zonage peu marqué. Les plus grands phénocristaux sont du labrador An_{62} et les plus petits du labrador An_{56} . Quant aux microlites, ils ne sont que légèrement plus acides et restent voisins du labrador An_{52} .

c) *Les pyroxènes.* — Les pyroxènes cristallisent en prismes courts, à face (100) très développée. La macle (100) y est fréquente, alors que les macles en croix selon (122) sont plus rares. Ils contiennent, à l'état d'inclusions, des grains de titanomagnétite et d'olivine ainsi que des baguettes de plagioclases. Ces baguettes sont parfois disposées de façon quelconque mais, le plus souvent, *elles sont disposées parallèlement aux faces d'accroissement du cristal* (fig. 28).

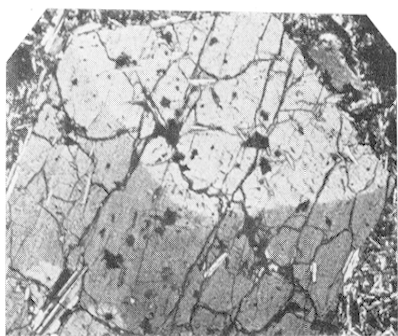


FIG. 28. — Pyroxène à structure « en sablier » montrant l'arrangement des microlites feldspathiques parallèlement aux faces du cristal-hôte. Dans le basalte demi-deuil de La Banne d'Ordanche (L. P. $\times 20$).

d) *Les cristallites du verre.* — En général, la pâte contient un verre brun qui, dans certains cas, prend une grande importance (50 %). Dans ce verre apparaissent d'intéressantes formations

dendritiques. Les unes sont opaques, brunes et montrent des arborisations pennées ou digitées. Les autres, un peu plus grandes, forment de fines lamelles naissantes de mica noir. Ces petites plages ont 0,03 mm de diamètre et sont très peu épaisses (200 μ environ).

e) *L'olivine.* — Rappelons que l'olivine est, dans les basaltes demi-deuil, exceptionnellement riche en fer puisqu'elle contient jusqu'à 32 molécules de fayalite pour 68 de forstérite.

3. Ordre de cristallisation.

L'ordre de cristallisation des basaltes demi-deuil est très différent de celui des autres roches basaltiques et c'est en partie à cela, que ces laves doivent leur singularité (Tableau XXXVI).

TABLEAU XXXVI.

Ordre de cristallisation des minéraux au cours du premier temps de consolidation des basaltes demi-deuil.

—————	Minéraux opaques
—————	Olivine
—————	Labrador
—————	Augite

Les octaèdres de titanomagnétite cristallisent les premiers et on les retrouve, soit isolés, soit en inclusions dans tous les minéraux qui leur succèdent. Viennent ensuite les prismes d'olivine dont on sait qu'ils sont exceptionnellement riches en fer. Ils sont partiellement contemporains des plagioclases car, à leur contact, ils restent xénomorphes alors que, libres, ils acquièrent leurs formes propres. La précipitation de l'augite termine cette première phase alors que les baguettes du labrador continuent encore à cristalliser. En résumé, *la formation des plagioclases précède d'abord celle des pyroxènes, puis il y a cristallisation simultanée de ces deux minéraux.*

4. Composition minéralogique quantitative.

La composition des basaltes demi-deuil est remarquablement constante. Nous pouvons en donner la composition moyenne ci-dessous, en négligeant les constituants secondaires, constituants dont la somme n'excède pas 10 % (Tableau XXXVII).

TABLEAU XXXVII.

Composition minéralogique moyenne des basaltes demi-deuil.

	Moyenne	Écarts
Plagioclases.....	55 %	(50 à 61 %)
Pyroxènes	25 %	(20 à 30 %)
Olivine.....	6,5 %	(3,5 à 8 %)
Rapport : $\frac{\text{Pyr.} \times 100}{\text{Pyr.} + \text{Plag.}}$..	31	(26 à 38)

La structure trachy-doléritique est certainement liée à une certaine composition modale déterminée, car les résultats que nous venons de donner sont très voisins de ceux qui caracté-

risent un grand nombre de dolérites (Walker, 1957 ; Barth, 1936) (Tableau XXXVIII).

On voit que, dans tous les cas, le pourcentage des plagioclases est voisin de 50 et que le rapport, $\text{Pyr}/\text{Pyr} + \text{Plag}$, est compris entre 32 et 42.

Il y a lieu d'ajouter que cette détermination de la composition minéralogique n'est pas la seule en cause pour imposer une structure doléritique car, dans notre région, d'autres roches ont à peu près la même composition, sans toutefois présenter cette structure (Tableau XXXIX). Une longue évolution intratellurique du magma, se traduisant par un fort pourcentage en phénocristaux, semble être également une condition nécessaire à la réalisation d'une telle structure.

TABLEAU XXXVIII.

Composition minéralogique moyenne des roches à structure doléritique.

	Résultats de Walker, obtenus par mesure directe		Résultats de Barth, obtenus par calcul de la norme	
	Dolérites sous-saturées (19 examinées)	Dolérites saturées (43 examinées)	Roches à précipitation simultanée de plag. et ferromagnésiens	Roches à précipitation primaire de plag.
Plagioclases.....	52,7	48,3	47,8	63,7
Pyroxènes	25,2	35,2		
Olivine.....	14,9	1,5	42,9	28,3
$\frac{\text{Pyr.} \times 100}{\text{Pyr.} + \text{Plag.}}$	32,2	42,1	44,7	31,4

TABLEAU XXXIX.

Comparaison des compositions minéralogiques des divers basaltes.

	Basaltes pauvres en olivine	Anka- ramites	Labradorites		Basaltes demi-deuil	Basaltes riches en olivine
			aphyriques	porphy- riques		
Plagioclases.....	45	34	58	60	55	51
Pyroxènes	37	44	27	25	25	27
$\frac{\text{Pyr.} \times 100}{\text{Pyr.} + \text{Plag.}}$	45	56	31	30	31	34
% phénocristaux	9	24	9	29	41	30
Structure.....	à tendance microlitique		à tendance trachy-doléritique			

5. Type des basaltes demi-deuil.

Les basaltes demi-deuil forment des coulées d'une grande étendue mais de faible épaisseur, au nord du massif du Mont-Dore. Pour type, nous choisirons la coulée supérieure de la Banne d'Ordanche dont nous donnons ci-dessous l'analyse chimique (Tableau XL).

se confondent facilement avec la pâte. L'éclat métallique et bleuté des magnétites est, en outre, dans certains cas, très bien visible.

Les minéraux ferro-magnésiens forment, avec le labrador, l'essentiel des deux phases de consolidation. Par ailleurs, il existe dans la pâte de ces roches, de la biotite et de l'apatite qui ont un développement relativement important.

TABLEAU XL.

Comparaison des analyses modale et chimique du basalte demi-deuil de la Banne d'Ordanche.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Labrador An ₅₉ ...	21,8		10,66	6,93				2,45	1,57	0,19		
Labrador An ₅₂ ...		39,1	19,39	11,89				4,07	3,01	0,74		
Augite.....	8,5	15,9	9,07	3,39	1,34	0,45	4,39	3,93	0,76	0,25	0,82	
Olivine.....	3,9	4,2	2,70			2,05	3,35					
Apatite.....	0,7	0,3						0,60				0,40
Minéraux opaques	1,1	4,5			0,73	3,61					1,26	
Col. 40.....	36,0	64,0	41,82	22,21	2,07	6,11	7,74	11,05	5,34	1,18	2,08	0,40
Analyse chimique, n° 44, en cations %			44,60	19,13	1,78	5,84	8,25	10,97	5,49	2,02	1,81	0,12

IV. — LES BASALTES SENSU STRICTO.

Nous appellerons *basaltes* sensu stricto, les variétés de roches appartenant à la famille basaltique qui possèdent une structure microlitique et qui présentent un caractère mésocrate.

Ces roches sont de couleur noire et de forte densité. Elles laissent apparaître de grands cristaux d'olivine, jaune verdâtre, alors que les prismes d'augite, de teinte foncée et plus petits,

Lorsque l'on veut pousser la précision plus loin, il faut utiliser le compteur de points. On peut alors reconnaître l'existence de deux variétés de ces basaltes, les uns riches, les autres pauvres en olivines. Dans les *basaltes dits pauvres en olivine*, l'indice périclitique est compris entre 15 et 25 alors que dans les *basaltes, riches en olivines*, il est supérieur à 30.

Il est à remarquer *qu'entre ces deux groupes il n'y a pas de continuité*. Tout au moins on

TABLEAU XLI.

Comparaison des analyses modale et chimique du basalte pauvre en olivine de la Cascade du lac Guéry.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Labrador An ₅₀ ...		4,4	2,20	1,32				0,44	0,39	0,05		
Andésine An ₄₀ ...		39,6	20,59	11,09				3,17	4,16	0,59		
Augite.....	1,7	35,8	15,64	3,24	1,87	0,49	7,01	7,38	0,94	0,22	0,71	
Olivine.....	7,4	2,7	3,29	0,20	0,51	0,52	5,45	0,10			0,03	
Apatite.....		0,8						0,48				0,32
Biotite.....		1,0	0,30	0,20	0,20	0,05	0,05		0,05	0,15		
Minéraux opaques	0,1	6,5			2,94	2,56					1,10	
	9,2	90,8	42,02	16,05	5,52	3,62	12,51	11,57	5,54	1,01	1,84	0,32
Analyse chimique, n° 19, en cations %			40,34	15,13	5,97	4,07	11,66	11,50	6,63	2,13	1,87	0,70

peut affirmer qu'il existe, entre eux, un minimum de fréquence.

Par ailleurs, du point de vue structural, les basaltes pauvres en olivine ont une structure microlitique fluidale et ne contiennent que peu de phénocristaux (moins de 10 %) tandis que les basaltes riches en olivine ont une structure à tendance trachy-doléritique et sont riches en phénocristaux (de 25 à 30 %).

Les tableaux XLI et XLII donnent, à titre d'exemple, les compositions chimique et modale des types représentatifs des deux basaltes.

V. — LES MÉLABASALTES.

Les mélabasaltes se distinguent des basaltes précédents en ce qu'ils renferment plus de minéraux noirs que de plagioclases, autrement dit, qu'ils appartiennent au groupe des roches mélanocrates.

Les mélabasaltes ont été divisés par Lacroix, en *ankaramites*, riches en pyroxènes et en océanites, riches en olivines. Dans le massif du Mont-Dore, seule la première variété est représentée.

TABLEAU XLII.

Comparaison des analyses modale et chimique du basalte riche en olivine de la coulée inférieure de Charlannes.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Labrador An ₅₅ ...	1,3	49,6	24,94	14,78	1,00			5,60	3,77	0,81		
Augite.....	10,8	15,9	9,94	3,06	1,37	0,40	4,60	4,70	0,82	0,20	1,61	
Olivine.....	14,4	—	4,32	0,23	0,73	1,44	7,61				0,07	
Biotite.....		0,2	0,06	0,04	0,04	0,01	0,01		0,01	0,03		
Apatite.....		1,6						0,96				0,64
Calcite.....	2,1							2,10				
Minéraux opaques.	0,8	3,3			0,45	2,83					0,82	
	29,4	70,6	39,26	18,11	3,59	4,68	12,22	13,36	4,60	1,04	2,50	0,64
Analyse chimique n° 12, en cations %			39,91	15,65	3,59	5,81	9,13	14,46	5,88	1,44	3,40	0,33

Comme nous le verrons par la suite, la distinction de ces deux sortes de basaltes prend une grande importance du point de vue pétrogénétique. Ils n'appartiennent pas, en effet, aux mêmes séries de différenciation magmatique.

Ce sont des roches noires, d'aspect porphyrique. Elles contiennent jusqu'à 30 % de grands phénocristaux de titanaugite, d'olivine, de titanomagnétite et de labrador. Dans ces roches, les minéraux du deuxième temps sont générale-

TABLEAU XLIII.

Comparaison des analyses modale et chimique de l'ankaramite de la Banne d'Ordanche.

Analyse modale	Phén.	Pâte	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Labrador An ₆₀ ..	1,1		0,53	0,35				0,13	0,07	0,02		
Labrador An ₅₀ ..		29,4	14,70	8,82				2,94	2,44	0,50		
Augite.....	12,4		5,23	1,03	0,52	0,13	2,42	2,31	0,35	0,09	0,32	
Olivine.....		30,0	12,51	2,59	1,49	0,39	5,62	5,90	0,75	0,18	0,57	
Biotite.....	10,6	4,4	5,28		1,08	1,28	7,31				0,05	
Apatite.....		4,5	1,43	0,74	1,16	0,54	0,04	0,04	0,14	0,25	0,16	
Minéraux opaques		1,0						0,60				0,40
	1,5	5,1			0,25	4,65					1,70	
	25,6	74,4	39,68	13,53	4,50	6,99	15,39	11,92	3,75	1,04	2,80	0,40
Analyse chimique n° 17, en cations %			40,37	14,09	3,05	6,69	13,76	12,74	4,31	1,76	2,80	0,43

ment très petits. Les microlites feldspathiques ont, par exemple, dans l'ankaramite du sommet de la Banne d'Ordanche, de 10 à 150 microns de longueur (axe *a*) et de 2 à 25 microns d'épaisseur (axe *b*). La croissance de ces microcristaux n'est généralement pas régulière et l'on note souvent un développement préférentiel des sommets en pointes effilées ce qui crée des formes microlitiques fourchues. Ajoutons qu'à la fin de la cristallisation, prennent naissance des paillettes de biotite et des aiguilles d'apatite. Un verre résiduel se forme aussi généralement lors de cette ultime phase de consolida-

tion. Dans un certain nombre de cas (coulée de la Fougère) ce verre prend même une importance considérable.

L'indice périclitique des mélabasalts du Mont-Dore est peu élevé. Il reste compris entre 15 et 30. Ces roches sont donc à rapprocher des basaltes pauvres en olivines, dont elles ne diffèrent que par leur teneur, plus élevée, en minéraux noirs et par leur plus fort pourcentage en phénocristaux.

Nous avons choisi, pour type de ces ankaramites, la roche qui forme le sommet bien connu de la Banne d'Ordanche (Tableau XLIII).

BIBLIOGRAPHIE

- BANNISTER, F. A. (1931). — *Amer. Mineral.*, 16, 194.
- BARTH, T. F. W. (1927). — *Vid. Akad. Skr. Oslo* (8).
- BARTH, T. F. W. (1932, a). — *Amer. Mineral.*, 17, 466.
- BARTH, T. F. W. (1932, b). — *Z. Kristallogr., Dtsch.* 83, 495.
- BARTH, T. F. W. (1936). — *Amer. J. Sci.*, 31, 321.
- BARTH, T. F. W. (1952). — *Theoretical Petrology*, J. Wiley, New York.
- BENTON, Y. K. (1954). — *Bull. Serv. Carte Géol., Fr.*, 52, (242), 433 p.
- BERTHIER, P. (1824). — *Ann. Mines, Fr.*, 2, 260.
- BLACK, G. P. (1954). — *Geol. Mag., G. B.*, 30, 518.
- BORDET, P. (1951). — *Mém. Serv. Carte géol., Fr.*
- BOUT, P. (1951, a). — *C. R. somm. Soc. Géol., Fr.*, 12.
- BOUT, P. (1951, b). — *C. R. somm. Soc. Géol., Fr.*, (6).
- BOWEN, N. L. (1935). — *Amer. Mineral.*, 29, 161.
- BOWEN, N. L. et TUTTLE, O. F. (1950). — *J. Geol., U. S. A.*, 58, 489.
- BRAUNS, R. (1922). — *Die Mineralien der Niederrheinischen Kalkengebiet*, Stuttgart.
- BRÖGGER, W. C. et BÄCKSTRÖM, M. (1890). — *Z. Kristallogr., Dtsch.*, 18, 209.
- BROUSSE, R. (1954). — *Mém. Soc. Géol., Fr.*, 33, (70).
- BROUSSE, R. (1958). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, 112.
- BROUSSE, R. (1959). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 248, 1545.
- BROUSSE, R. (1960). — *Description géologique du massif volcanique du Mont-Dore. Présentation d'une carte au 1/20 000^e de la partie ouest de ce massif*, 2^e thèse, Paris.
- BROUSSE, R. (1961). — *Bull. Serv. Carte géol., Fr.*, 268 (263).
- BROWN, G. et STEPHEN, I. (1959). — *Amer. Mineral.*, 44, 251.
- CICERI, E. (1958). — *Dipl. Études sup.*, Clermont-Ferrand.
- DEER, W. A. et WAGER, L. R. (1939). — *Amer. Mineral.*, 24, 18.
- DONNAY, G. et DONNAY, J. D. H. (1952). — *Amer. J. Sci.*, vol. Bowen, 115.
- ELLIOTT, R. B. (1952). — *Mineral. Mag., G. B.*, 29, 925.
- FAIRBAIRN, H. W. et PODOLSKY, T. (1951). — *Amer. Mineral.*, 36, 823.
- FLÖRKE, O. W. (1955). — *Ber. dtsch. Keram. Gesellschaft.*, 32, 369.
- FLÖRKE, O. W. (1956). — *Naturwissenschaften, Dtsch.*, 43, 419.
- FOUQUÉ, F. (1892). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 15, 196.
- FOUQUÉ, F. (1894). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 17, 283.
- GAUBERT, P. (1905). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 28, 184.
- GAY, R. (1949). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 72, 251.
- GLANGEAUD, L. (1943). — *Bull. Soc. Géol., Fr.*, 13, 419.
- GLANGEAUD, Ph. (1911). — *C. R. Assoc. franç. Avanc. Sci.*
- GONNARD, F. (1876). — *Minéralogie du département du Puy-de-Dôme*, Savy, Paris.
- GONNARD, F. (1893). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 117, 854.
- GONNARD, F. (1898). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 126, 1048.
- GONNARD, F. (1912). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 35, 517.
- GONNARD, F. et BARBIER, Ph. (1911, a). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 34, 228.
- GONNARD, F. et BARBIER, Ph. (1911, b). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 34, 235.
- HALLIMOND, A. F. (1943). — *Amer. Mineral.*, 28, 65.
- HESS, H. H. (1949). — *Amer. Mineral.*, 34, 621.
- HURLBUT, C. S. (1936). — *Amer. Mineral.*, 21, 727.
- IDDINGS, J. P. (1890). — *Amer. J. Sci.*, 11, 75.
- INGERSON, E. (1952). — *Amer. J. Sci.*, vol. Bowen 189.
- JAEGER, F. M. (1929). — *Akad. Amsterdam Versl.* (32).
- JAEGER, F. M. (1930). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 53, 183.
- JUNG, J. (1946). — *Mém. Serv. Carte géol., Fr.*, 372 p.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. (1939). — *Classification*

- modale des roches éruptives, Masson, Paris.
- KOSMANN, B. (1864). — *Z. dtsh. geol. Gesellsch.*, 16, 644.
- KUELLMER, F. J. (1960). — *J. Geol.*, U. S. A., 68, 307.
- LACROIX, A. (1890). — *Bull. Soc. géol.*, Fr., 18, 845.
- LACROIX, A. (1891, a). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 113, 751.
- LACROIX, A. (1891, b). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 14, 10.
- LACROIX, A. (1891, c). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 14, 15.
- LACROIX, A. (1891, d). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 14, 318.
- LACROIX, A. (1892). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 15, 11.
- LACROIX, A. (1893). — *Les enclaves des roches volcaniques*, Masson, Paris.
- LACROIX, A. (1905). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 28, 56.
- LACROIX, A. (1908). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 31, 323.
- LACROIX, A. (1910, a). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 33, 86.
- LACROIX, A. (1910, b). — *Minéralogie de la France*, Raudry, Paris.
- LACROIX, A. (1916). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 39, 154.
- LACROIX, A. (1917). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 164, 581.
- LACROIX, A. (1923). — *Minéralogie de Madagascar*, Soc. Ed. Géogr., Marit. et coloniales, 3 vol.
- LACROIX, A. (1933). — *Bull. Serv. géol.*, Indochine, 20, (3).
- LAIZER, M. DE (1808). — *J. Mines*, Fr., 23, 407.
- LARSEN, E. S. ; IRVING, J. ; GONYER, F. A. (1936-1938). — *Amer. Mineral.*, 21, 679 ; 22, 889 ; 23, 227 et 417.
- LASAUUX, A. VON (1875). — *Mém. Acad. Sci.*, Clermont-Ferrand.
- LECOQ, H. (1867). — *Les époques géologiques de l'Auvergne*, Baillière, Paris, 5 vol.
- LECOQ, H. et BOUILLET, J.-B. (1830). — *Vues et coupes des principales formations géologiques du département du Puy-de-Dôme*, Levraut, Paris.
- LEONHARD, K. C. VON (1832). — *Die Basaltgebilde*, 1, 150. Stuttgart.
- MACHATSCHKI, F. (1934). — *Centr. Miner.*, Dtsch., A, 141.
- MICHEL-LÉVY, Aug. (1890). — *Bull. Soc. géol.*, Fr., 18, 743.
- MICHEL-LÉVY, Mir. (1948). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 226, 1455.
- MICHEL-LÉVY, Mir. (1949). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 72, 362.
- MING-SHAN SUN (1957). — *Amer. Mineral.*, 42, 525.
- MOITESIER, A. (1861). — *Mém. Acad. Sci. Lettres*, Montpellier.
- MOROZEWICZ, J. (1899). — *Tsch. Miner. Petrogr. Mitt.*, Dtsch., 18, 105.
- MUAN, A. (1958). — *Amer. Mineral.*, 256, 171.
- MUIR, I. D. (1951). — *Mineral. Mag.*, G. B., 29, 690.
- OEBBEKE, K. (1885). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 8, 56.
- POLDERVAART, A. et HESS, H. H. (1951). — *J. Geol.*, U. S. A., 59, 472.
- PRÉVOST, C. (1833). — *Bull. Soc. géol.*, Fr., 4, 49.
- SEGNIT, E. R. (1953). — *Mineral. Mag.*, G. B., 30, 218.
- SMITH, J. V. (1959). — *Amer. Mineral.*, 44, 437.
- SMITH, J. V. et MACKENZIE, W. S. (1958). — *Amer. Mineral.*, 43, 872.
- SMITH, J. V. et SAHAMA, T. G. (1958). — *Mineral. Mag.*, G. B., 30, 439.
- SPENCER, E. (1937). — *Mineral. Mag.*, G. B., 24, 453.
- SPENCER, E. (1939). — *Mineral. Mag.*, G. B., 167, 425.
- TOMKEIEFF, S. I. (1939). — *Mineral. Mag.*, G. B., 25, 229.
- TRÖGER, W. E. (1952). — *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Stuttgart.
- TUTTLE, O. F. (1952). — *Amer. J. Sci.*, vol. Bowen, 553.
- WALKER, F. (1957). — *J. Geol.*, U. S. A., 65.
- WEIL, R. (1934). — *Bull. Assoc. Phil. Alsace-Lorraine* 8, (2).
- WEIL, R. (1942). — *Rev. Sci. Nat., Auvergne*, 8, (1).
- WILSHIRE, H. G. (1958). — *Amer. Mineral.*, 43, 120.
- WYART, J. et CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, Mir. (1955). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 78, 577.
- YODER, Jr. H. S. et SAHAMA, Th. G. (1957). — *Amer. Mineral.*, 42, 475.