

LA GÉOLOGIE DU COMPLEXE IGNÉ DU MONT ROYAL

GÉRARD WOUSSEN¹

Université de Montréal, Montréal, Canada.

RÉSUMÉ

Le Mont Royal (Montréal, Canada) est un massif alcalin de 4 km², d'âge Crétacé, introduit dans des roches sédimentaires du Paléozoïque inférieur.

Des roches mafiques et ultramafiques (pyroxénites, hornblendites, gabbros) occupent 85% de la superficie du massif et représentent des faciès accumulés à partir d'un magma dont la composition approche celle d'un gabbro alcalin. Cette phase est recoupée et fragmentée par des roches siliciques (monzodiorite feldspathoïdale, monzonite feldspathoïdale, syénites feldspathoïdales) qui représentent des stades successifs du magma en voie de différenciation.

L'état thermal des feldspaths de la phase silicique indique que celle-ci a cristallisé à faible profondeur.

ABSTRACT

Mount Royal (Montreal, Canada) is a small Cretaceous alkaline pluton 4 km² in area, which cuts through a sedimentary sequence of lower Paleozoic age.

Mafic and ultramafic rocks (pyroxenites, hornblendites, gabbros) occupy 85% in area of the pluton and represent accumulated facies from an alkaline gabbro parental magma. This unit is brecciated and veined by silicic rocks (feldspathoidal monzodiorite, feldspathoidal monzonite, feldspathoidal syenites) which represent successive stages of differentiation of the magma.

Thermal state of the feldspars of the silicic unit is in agreement with a shallow depth of crystallization.

INTRODUCTION

Le Mont Royal (Fig. 1) est un petit massif alcalin plutonique d'âge Crétacé inférieur situé au cœur de la ville de Montréal (Québec, Canada). Il a une forme vaguement elliptique et il occupe une superficie de 4 km²; à son point le plus élevé il atteint une altitude de 234 mètres au-dessus du niveau de la mer.

Le Mont Royal recoupe une séquence sédimentaire Cambro-Ordovicienne subhorizontale constituée de lits calcaire-dolomitiques et schisteux (Ordovicien), et de lits gréseux (Cambrien). Les sédiments n'ont pas été dérangés par l'intrusion à l'exception de la zone immédiate de contact où un léger plissement peut être observé dans les calcaires de couverture; les contacts roches sédimentaires-roches ignées sont verticaux. L'aurole de métamorphisme n'excède pas 120 mètres (Dolan 1923) et l'inten-

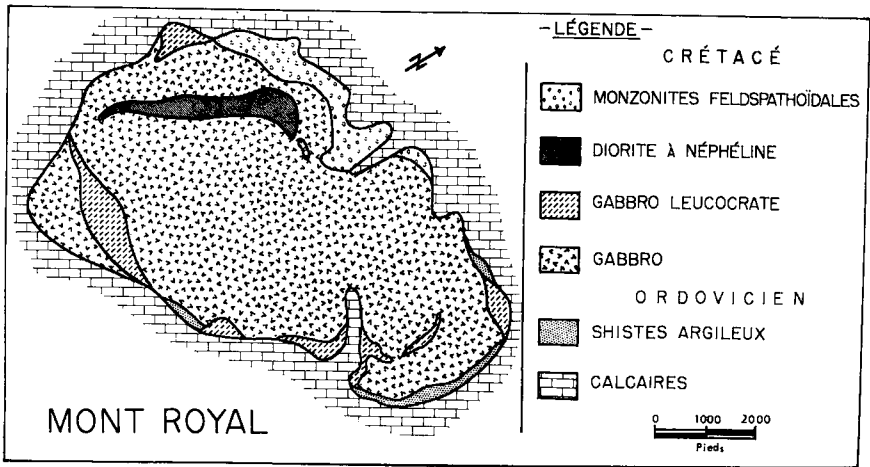


Fig. 1. Carte simplifiée du Mont Royal, tracée à partir d'une carte de Robillard, Gélinas, Woussen, (Robillard 1968).

sité du métamorphisme au contact atteint le faciès "hornblende-hornfels" dans les cornéennes provenant du métamorphisme des schistes argileux. Le Mont Royal offre un bon exemple de roches séparées en profondeur et injectées à différentes époques. La séquence généralisée suivante peut être distinguée :

- 1 — Une intrusion principale hétérogène (phase mafique et ultramafique) qui occupe environ 85% de la superficie du massif.
- 2 — Une série de dykes siliciques dont le type de roche le plus abondant est une monzonite feldspathoïdale (phase monzonitique). Ces roches occupent 12 à 14% de la superficie du massif et forment une unité distincte au nord de celui-ci.
- 3 — Une série de dykes à affinité lamprophyrique (phase lamprophyrique) qui s'introduisent simultanément avec les dykes de la phase monzonitique.

LA PHASE MAFIQUE ET ULTRAMAFIQUE

Cette phase a été diversement nommée, entre autres : essexite par Adams (1913) et Bancroft & Howard (1923), gabbro par Clark (1952). Robillard (1968) après une étude détaillée du massif distingue trois unités qui sont : le "gabbro", le gabbro leucocrate, la diorite à néphéline ; nous adopterons son schéma de classification.

Le "gabbro"

Le terme de "gabbro" ne doit pas être pris dans son sens littéral, c'est un nom pratique pour inclure diverses roches à affinité mafique et ultramafique.

Différents faciès ont été reconnus dans le "gabbro", ce sont : des pyroxénites, des pyroxénites à olivine, des hornblendites, des gabbros à augite, des gabbros à amphiboles ; les types gabbroïques sont les plus abondants. Ces différents faciès sont difficiles à séparer car des gradations atteignant l'échelle décimétrique sont observées entre eux-ci. Ces roches ont des grains de dimensions généralement moyennes ou grossières (1 mm à 3 cm), mais localement des zones pegmatitiques (> 3 cm) et des zones à grains fins (< 1 mm) apparaissent. La grande variété des types de roches résulte de la variabilité des quatre minéraux cardinaux : l'augite titanifère généralement zonée ($2V_z = 44^\circ - 51^\circ$), l'olivine ($Fo_{64} - Fo_{80}$), le plagioclase ($An_{45} - An_{80}$), l'amphibole brune du type kaersutite ($2V_x = 70^\circ - 80^\circ$). Ces minéraux ont des tendances à l'hypidiomorphie et la texture ophitique est d'occurrence fréquente. Les minéraux communs en quantité mineure sont : la biotite, le sphène, les minéraux opaques (magnétite et ilménite).

La diorite à néphéline et le gabbro leucocrate

Robillard (1968) a été le premier à reconnaître le gabbro leucocrate et la diorite à néphéline qui se différencient des autres roches mafiques et ultramafiques par des caractères structuraux et minéralogiques particuliers.

Ces deux unités possèdent généralement un rubanement subvertical provenant de la ségrégation des minéraux mafiques (amphiboles et pyroxènes) et felsiques (plagioclases) en bandes centimétriques. Elles se distribuent à l'intérieur et en bordure du massif en lentilles en forme de croissant concordantes avec les contours du massif. Cette distribution suggère que la mise en place de certaines de ces roches a pu être contrôlée par des "ring dikes"; nous insistons cependant sur la nature encore spéculative de cette hypothèse.

La diorite à néphéline est à grains moyens ou grossiers et possède l'assemblage minéralogique moyen suivant (Robillard 1968, p. 69) : plagioclases zonés (50%, An moyen₄₈), kaersutite (10.8%), augite titanifère (5.6%), biotite (2.7%), orthose (6.7%), néphéline (9.7%), sodalite (3.0%), opaques (6.1%), minéraux accessoires (3.7%). L'assemblage minéralogique du gabbro leucocrate est similaire à celui de la diorite à néphéline ; cependant, l'orthose et les feldspathoïdes qui sont des constituants essentiels de la diorite à néphéline tendent à devenir des consti-

tuants mineurs ou à disparaître dans le gabbro leucocrate, tandis que l'olivine qui est présente dans le gabbro leucocrate tend à disparaître dans la diorite à néphéline.

Différemment des autres roches mafiques grenues du Mont Royal qui, bien que sous-saturées en silice ne possèdent pas de néphéline et d'orthose modales, le gabbro leucocrate et la diorite à néphéline ont une composition minéralogique qui tend vers celle d'un gabbro alcalin.

LA PHASE MONZONITIQUE

Cette unité a généralement été appelée syénite feldspathoïdale (Adams 1903 ; Finley 1930), cependant la prédominance de roches possédant un rapport feldspaths alcalins/plagioclases voisin de 1 a fait préférer le terme de monzonite (Woussen 1969).

La phase monzonitique se présente sous la forme de dykes décimétriques à millimétriques de couleur grise et à grains moyens qui recourent la phase mafique et ultramafique. Par endroits les dykes peuvent devenir si nombreux que l'on passe à des relations de brèches intrusives. Au nord du massif, la phase monzonitique atteignant 50% à 100% des constituants des affleurements, une petite unité distincte a été formée. Les phénomènes d'assimilation et de métasomatose des roches mafiques et ultramafiques par les roches de la phase monzonitique sont peu fréquents mais localement on peut observer des restes fantomatiques de fragments mafiques.

Bien que la phase monzonitique soit constituée principalement de roches sous-saturées, une dizaine de dykes à grains moyens ou grossiers possèdent une quantité mineure de quartz interstitiel ($\leq 1\%$). Ces roches sursaturées ont une couleur rose saumon due à l'altération superficielle et partout où elles ont été observées, elles sont plus jeunes que les roches sous-saturées.

Ces roches ont l'assemblage minéralogique suivant : plagioclases zonés (centre des grains An_{40} , bordure An_{15}), feldspaths alcalins micropertithiques formant une couronne autour des plagioclases. Les deux feldspaths sont dans un rapport 1:1. Les minéraux mafiques sont représentés par de la biotite et un clinopyroxène vert pâle qui constituent moins de 5% en volume. Les minéraux opaques représentent de 1% à 5% en volume. Des minéraux d'altération comme la chlorite et la calcite sont parfois présents. De ces roches on a fait une famille appelée famille des monzonites quartzifères.

Les roches sous-saturées à l'exclusion des roches les plus siliciques possèdent un assemblage minéralogique relativement constant. Il consiste, pour les minéraux majeurs : d'un plagioclase zoné, d'un feldspath alcalin,

d'une amphibole titanifère, d'un clinopyroxène, de néphéline; et pour les minéraux mineurs: d'un grenat brun (ugrandite), de sodalite, du sphène, de l'apatite, du zircon, des minéraux opaques.

Les plagioclases sont zonés et maclés albite et carlsbad, le centre des grains est de l'andésine et la bordure de l'oligoclase. Le feldspath alcalin est microperthitique (Or_{60} - Or_{69}) et il forme généralement une couronne en croissance parallèle autour du plagioclase. L'amphibole est un oxyhornblende titanifère ($2V_x = 74^\circ - 78^\circ$, $ZAC = 16^\circ - 18^\circ$) généralement maclée (010); elle est souvent résorbée en bordure par une amphibole vert bouteille ($2V_x = 0^\circ - 10^\circ$, $ZAC = 8^\circ$) du groupe de la ferrohastingsite, qui peut également former des grains libres maclés (010). L'augite titanifère ($2V_x = 56^\circ$, $ZAC = 40^\circ - 45^\circ$) est parfois résorbée en bordure par un clinopyroxène vert pâle. Tous ces minéraux ont une tendance à l'hypidiomorphie; le pyroxène dans certains cas n'est pas stable dans son environnement et montre des signes évidents de corrosion.

Les roches sous-saturées forment une série différenciée qui est caractérisée par une variation du rapport $Q = \text{feldspaths alcalins/plagioclases}$. Dans les termes les plus basiques (monzodiorites feldspathoidales, $Q < 1/3$) le rapport peut atteindre $1/5$ ce qui fait que ces roches ont un assemblage minéralogique qui se rapproche de celui de la diorite à néphéline, leur plagioclase est cependant plus acide (An_{30}). Les termes intermédiaires (monzonites feldspathoidales, $1/3 < Q < 2/3$) sont les plus abondants d'où le nom de famille des monzonites feldspathoidales pour désigner la série sous-saturée. Certaines roches (syénites calco-alkalines feldspathoidales $Q > 2/3$) font la transition avec celles où le plagioclase devient totalement résorbé par le feldspath alcalin (syénite alcaline feldspathoidale). Ce terme très différencié est peu abondant, c'est une roche leucocrate constituée principalement de feldspaths alcalins et de néphéline, parfois des traces de plagioclases sont encore visibles ($< 1\%$). Les constituants foncés forment moins de 5% en volume.

LA PHASE LAMPROPHYRIQUE

Simultanément avec les roches de la phase monzonitique s'introduisent des dykes microgranulaires dont la largeur dépasse rarement 30 cm. Ces roches montrent un éventail de composition qui va de mafique-ultramafique à silicique, avec toutefois une prédominance des termes mafiques-ultramafiques. Ces roches ont des compositions similaires à celles des roches grenues et comme le propose Clark (1952) il serait sans doute préférable de les nommer d'après le nom du faciès grenu en le faisant précéder du préfixe micro e.g. micro gabbro à amphibole etc. Une de

ces roches est plus fréquemment rencontrée que les autres, elle est caractérisée par des plagioclases basiques et de la kaersutite ; ces deux minéraux peuvent être accompagnés ou non d'augite. Cette roche a souvent été appelée camptonite et une de ses variétés à phénocristaux d'augite titanifère fortement zonés se rencontre comme matrice de brèches.

ÉTAT THERMAL DES FELDSPATHS DE LA PHASE MONZONITIQUE

En 1962, Pouliot fit une étude exhaustive des feldspaths des roches Montérégiennes qui met en évidence la présence généralisée de formes d'état thermal intermédiaire.

Sur le Mont Royal, les dykes de la phase monzonitique dépassent rarement 3 pieds de largeur et de prime abord il semblait douteux que les feldspaths de ces roches ne soient pas caractérisés par un état thermal plus élevé que celui déterminé par Pouliot (1962).

D'autre part, la couronne de feldspaths alcalins autour des plagioclases peut être interprétée comme étant le résultat d'un phénomène purement magmatique mais aussi comme résultant d'un remplacement métasomatique (pris dans un sens large). Dans la deuxième éventualité, les feldspaths seront caractérisés par un état thermal bas, tandis que dans la première, ceux-ci seront de haute température ou de température intermédiaire.

État thermal des feldspaths alcalins

La classification des feldspaths alcalins en différents groupes polymorphiques de Tuttle (1952) a été utilisée. L'angle des axes optiques a été déterminé à la platine Fédorov ; tandis que la composition de la solution solide originelle a été déterminée par diffractométrie (radiation $\text{Cu } K_{\alpha}$ filtre au nickel) selon la méthode préconisée par Orville (1967) (précision $\pm 2\%$ Or).

Les mesures ont été reportées sur un diagramme de Tuttle modifié par Smith & McKenzie (1958) (Fig. 2). De ce diagramme, il ressort que la composition des feldspaths alcalins de la phase monzonitique est relativement constante et que de façon générale ils appartiennent au groupe polymorphique de l'orthose micropertitique. Quelques échantillons montrent une transition possible vers un microcline minimum. L'absence de formes polymorphiques dont la triclinicité dépasse 0.2 (Goldsmith & Laves, 1954) a été confirmée par le non dédoublement des raies caractéristiques 130 et 131 sur des films de poudres de feldspaths alcalins naturels pris à la caméra Guinier.

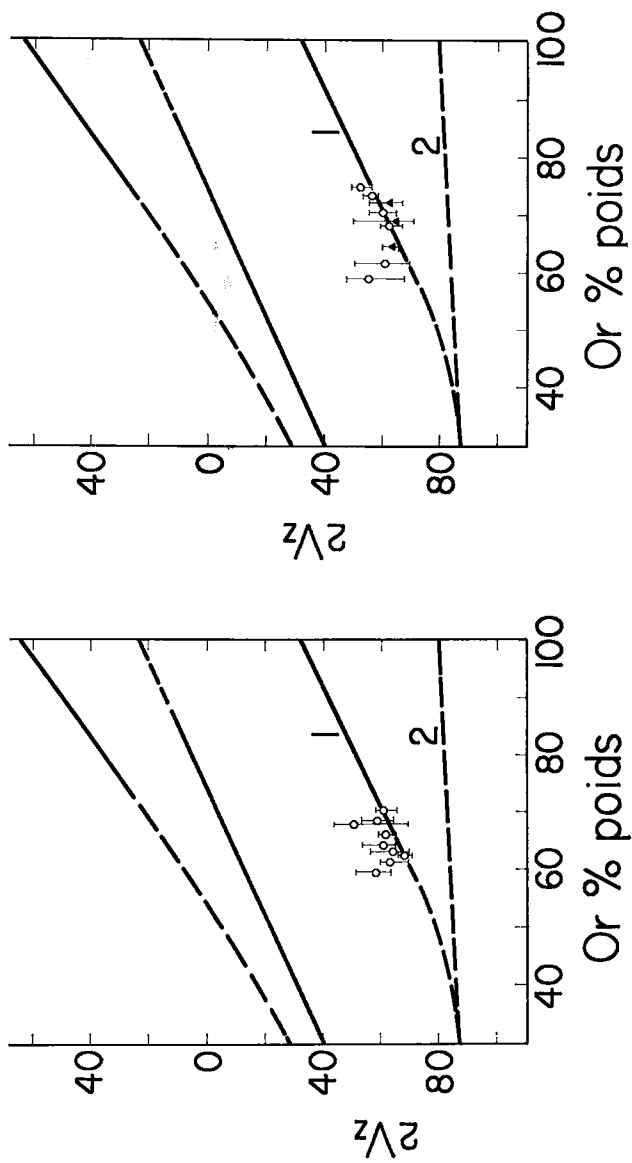


Fig. 2. État thermal des feldspaths alcalins de la phase monzonitique.

- — Famille des monzonites feldspathoïdales.
- — Famille des monzonites quartzifères.
- ▲ — Orthose microperthitique.
- 1 — Microcline microperthitique.
- 2 —

État thermal des plagioclases

Comme en témoignent les histogrammes de la figure 3, les plagioclases de la phase monzonitique sont fortement zonés. Il semblait donc improbable que l'état thermal des plagioclases déterminé à partir des compositions moyennes soit significatif car, comme le montrent les travaux de Phair *et al.* (1962), il est possible de trouver dans un même échantillon des plagioclases zonaires dont l'état thermal peut être bas, intermédiaire ou haut.

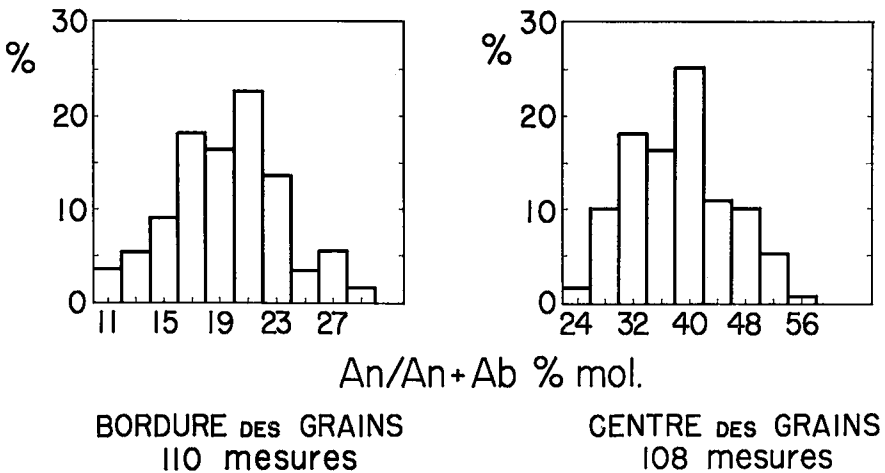


FIG. 3. Zonalité des plagioclases de la phase monzonitique.

Des mesures de l'orientation de l'indicateur sur des zones dont la calcicité décroît du centre à la bordure des grains ont été effectuées à la platine Fédorov sur différents cristaux de six échantillons (précision \pm 3-4% An). Ces mesures ont été reportées sur un diagramme $2V$ /angle d'extinction X^{λ} tr. (010) lorsque [100] vertical. Ce diagramme a été construit à partir des données de Smith (1958) et Bordet (1963) (Fig. 4).

L'état thermal moyen des six échantillons est intermédiaire; certains grains de plagioclases cependant montrent un passage d'un état structural haut ou intermédiaire dans le centre à un état structural bas en bordure. Cette variation de l'état structural des plagioclases du centre des grains à la bordure peut refléter une décroissance de l'état thermal avec la diminution de la température lors de la cristallisation ou résulter d'une plus grande imprécision des mesures dans les zones calciques.

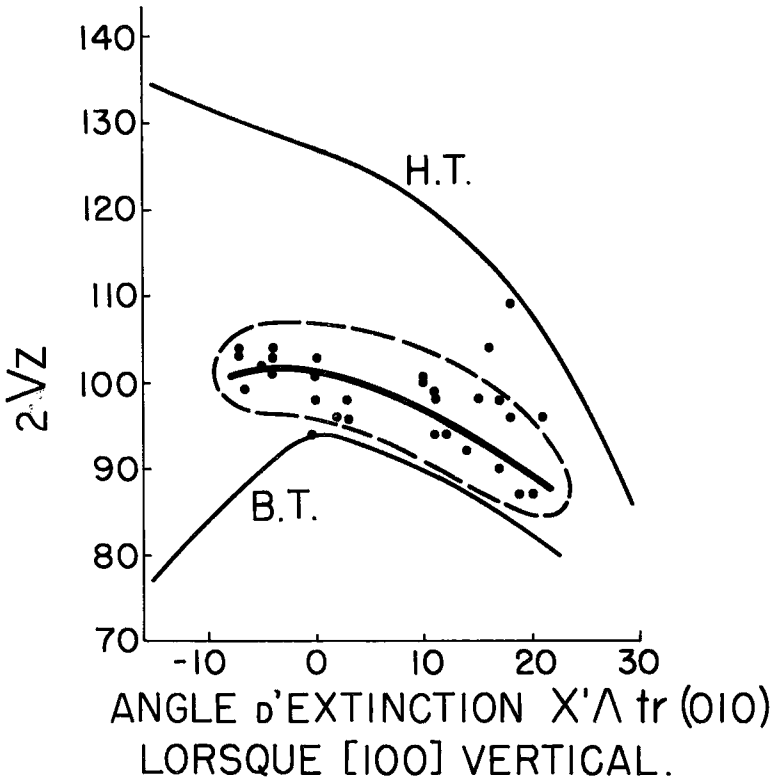


FIG. 4. Variation de l'état thermal des plagioclases de six échantillons de la phase monzonitique.

Conclusions sur l'étude de l'état thermal des feldspaths de la phase monzonitique

La grande majorité des feldspaths de la phase monzonitique sont dans un état thermal intermédiaire, ce qui confirme de façon non équivoque les résultats de Pouliot (1962).

La possibilité de dériver les monzonites par un processus de métasomatose (pris dans un sens large) ou d'expliquer la couronne de feldspaths alcalins autour des plagioclases par un remplacement potassique doivent être exclus de prime abord vu l'état thermal trop élevé des feldspaths.

Étant donné la faible largeur des dykes, nous devons supposer que ceux-ci se sont introduits peu de temps après la phase gabbroïque (qui se trouvait donc encore à une température élevée) empêchant ainsi la préservation de formes polymorphiques de haute température. L'eau lors

de ces processus d'inversion doit être exclue comme phase dans les monzonites. Celle-ci agit en effet comme un catalyseur puissant (Wyart & Sabatier 1956) (Tuttle & Bowen 1958) et accélère considérablement les processus d'ordonnance ("ordering process"); cela aurait donné lieu à la formation de formes de basse température.

LA DIFFÉRENCIATION DES ROCHES DU MONT ROYAL

Ayant éliminé une origine métasomatique possible pour les roches de la famille des monzonites, une hypothèse doit être envisagée afin d'expliquer la séquence de roche trouvée sur le Mont Royal.

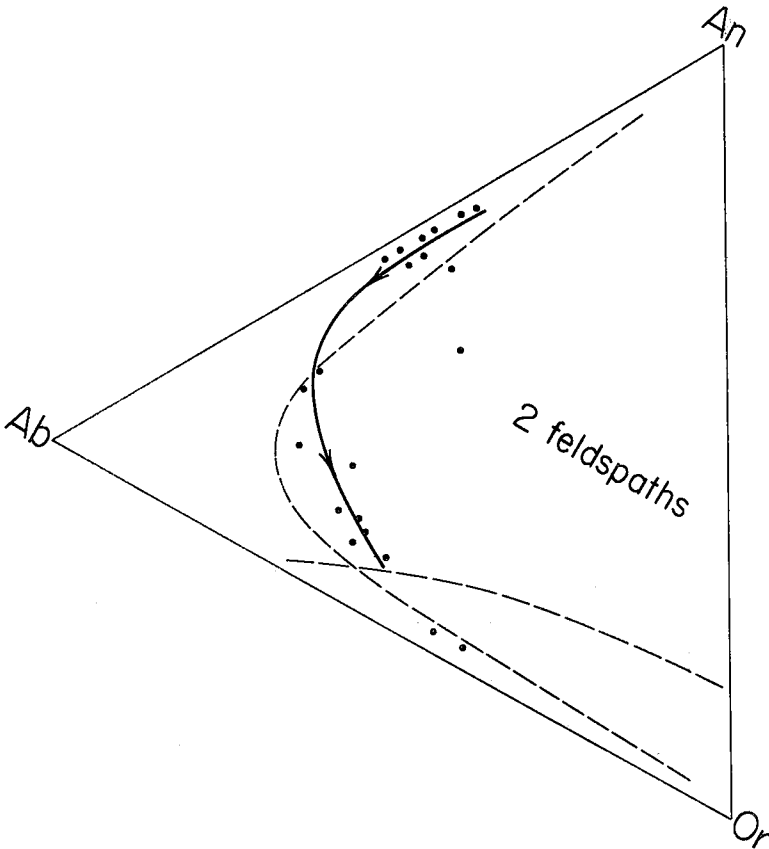


FIG. 5. Courbe de cristallisation des feldspaths de la série : gabbro leucocrate-diorite à néphéline —————> syénites feldspathoïdales. (Les points ont été déterminés à partir des analyses modales du tableau 1).

TABLEAU I. ANALYSES MODALES DES ROCHES DU MONT ROYAL

	2	45	47	54	55	68	139	139	197	197	197	197	213	203	40	40	CI	210	231	209	210	M15
	MRI	MRI	MRI	MRI	MRI	MRI	MR4	MR5	MRI	MRA	MRI	MR	MR	MR2	M7	M7		MR5	MRI	MR8	MRI7	M15
Plagioclases	52.1	50.0	71.8	55.0	51.0	39.7	43.6	33.2	52.5	54.5	32.3	50.4	52.59	34.08	37.12	39.30	29.75	14.33	tr.	tr.	—	27.48
Feldspaths K-Na	2.4	—	2.7	tr.	tr.	—	tr.	tr.	5.6	20.2	7.0	tr.	12.27	20.56	20.00	35.10	44.72	37.71	61.90	66.37	—	25.38
Amphiboles	—	15.0	—	2.0	1.2	9.4	1.0	11.8	10.8	4.3	26.7	3.3	15.51	28.45	17.90	12.60	3.98	14.24	0.48	tr.	tr.	26.14
Pyroxènes	24.1	15.0	10.0	30.8	23.4	28.8	36.8	36.2	tr.	tr.	13.9	14.0	2.63	2.53	1.27	tr.	—	2.50	—	—	1.53	
Olivine	6.0	5.0	tr.	3.7	14.0	1.8	10.0	12.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Biotite	2.4	2.0	4.0	3.1	4.4	17.1	tr.	tr.	5.0	tr.	tr.	6.0	—	tr.	—	—	—	—	—	—	—	1.14
Grenat	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.05	—	0.23	—	—	—	—	—	—	—
Sphère	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.63	1.69	1.94	2.83	2.23	5.04	tr.	tr.	—	—
Feldspathoïdes	1.9	—	—	1.7	tr.	—	tr.	tr.	14.7	14.0	9.2	12.5	6.36	11.83	9.58	7.10	12.09	21.43	33.79	30.97	tr.	2.48
Séricite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.38	—	4.65	2.30	3.50	1.93	2.86	0.88	—	8.78
Cancrinite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	tr.	tr.	0.19	—	—	tr.	tr.	—
Apatite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	tr.	—	tr.	—	—	—	—	—	—	—
Calcite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.58	0.28	1.05	—	—	—	—	—	—	—
Leucoxène	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zircon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Opacques	9.8	5.0	9.7	5.2	5.1	3.0	4.4	4.9	7.7	1.0	3.0	11.1	1.58	0.28	tr.	tr.	tr.	0.14	0.35	—	—	—
Accessoires	1.3	7.0	1.1	tr.	tr.	tr.	1.0	tr.	3.5	5.1	7.2	2.2	—	—	—	1.40	1.27	tr.	tr.	1.77	0.40	
Trous	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.28	—	—	—	—	—	—	6.49
% An/An + Ab	An ₅₂	An ₅₉	An ₅₃	An ₄₆	An ₅₃	An ₅₅	An ₆₁	An ₆₁	An ₅₇	An ₅₆	An ₅₀	An ₅₀	An ₃₃	An ₂₉	An ₂₅	An ₂₀	An ₁₈	An ₂₆	—	—	—	An ₂₂
% Or/Or + Ab	Or ₇₁	—	Or ₆₅	—	—	—	—	—	Or ₆₆	Or ₆₆	Or ₆₈	—	Or ₆₃	Or ₆₉	Or ₅₄	Or ₆₈	Or ₅₉	Or ₅₅	Or ₅₀	—	Or ₅₅	Or ₆₄

2MR1, 45MR1, 47MR1, 54MR1, 55MR1, 68MR1, 139MR4, 139MRS : Gabbro leucocrate (Robillard 1968)
 197MR1, 197MR1*, 197MR4, 213MR : Diorite à néphéline (Robillard 1968) ;
 M7, M15 : Monzonites feldspathoïdales (Pouillot 1962) ;
 203MR2 : Monzodiorite feldspathoïdales (Woussen 1969) ;
 40MR1, Cl, 210MR5 : Monzonites feldspathoïdales (Woussen 1969) ;
 231MR1 : Syénite calco-alcaline feldspathoïdale (Woussen 1969) ;
 209MR8, 210MR17 : Syénites alcalines feldspathoïdales (Woussen 1969).

Deux faits ressortent de l'étude pétrographique :

Les roches qui ont été groupées sous le nom de "gabbro" ont des caractéristiques de faciès résultant de l'accumulation de cristaux. Les variations entre ces différents faciès sont essentiellement discontinues et dérivent probablement d'un remaniement des fractions minéralogiques accumulées dans la chambre magmatique lors de la montée du magma.

La série de roches comprenant le gabbro leucocrate, la diorite à néphéline, la monzodiorite feldspathoïdale, les syénites feldspathoïdales, est caractérisée par des variations essentiellement continues. Ceci se traduit par une diminution du pourcentage de minéraux ferro-magnésiens et du rapport plagioclases/feldspaths alcalins quand on passe des roches basiques aux roches acides.

Une hypothèse impliquant un processus de différenciation magmatique en profondeur par cristallisation fractionnée semblait justifiée pour expliquer la séquence de roches rencontrées sur le Mont Royal.

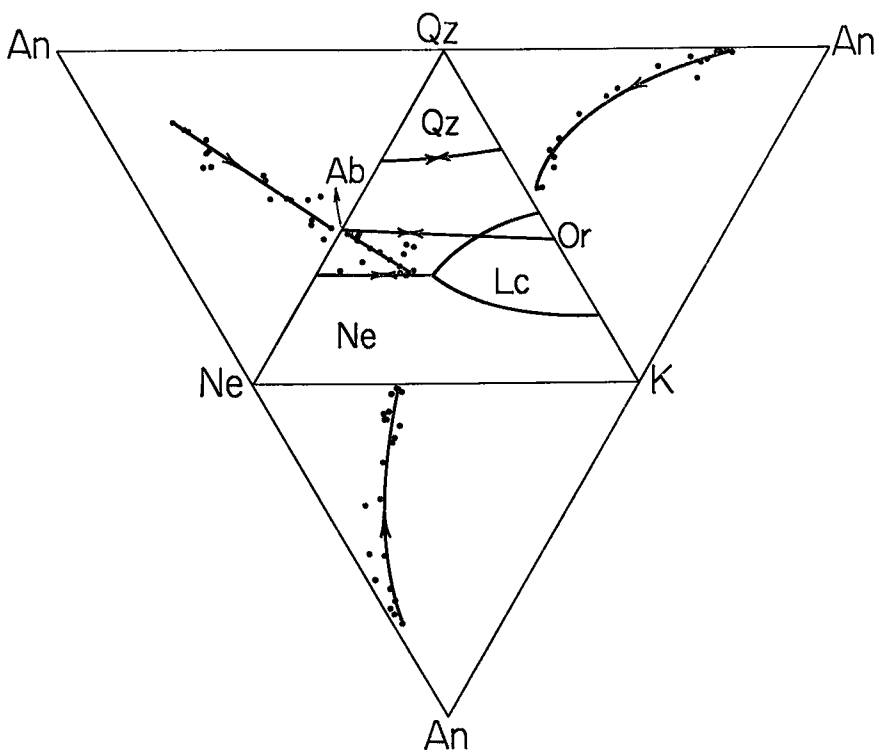


FIG. 6. Courbes de cristallisation de la série : Gabbro leucocrate-diorite à néphéline → syénites feldspathoïdales dans le tétraèdre développé An-Qz-Ne-Ks. (Les points ont été déterminés à partir des analyses modales du tableau 1).

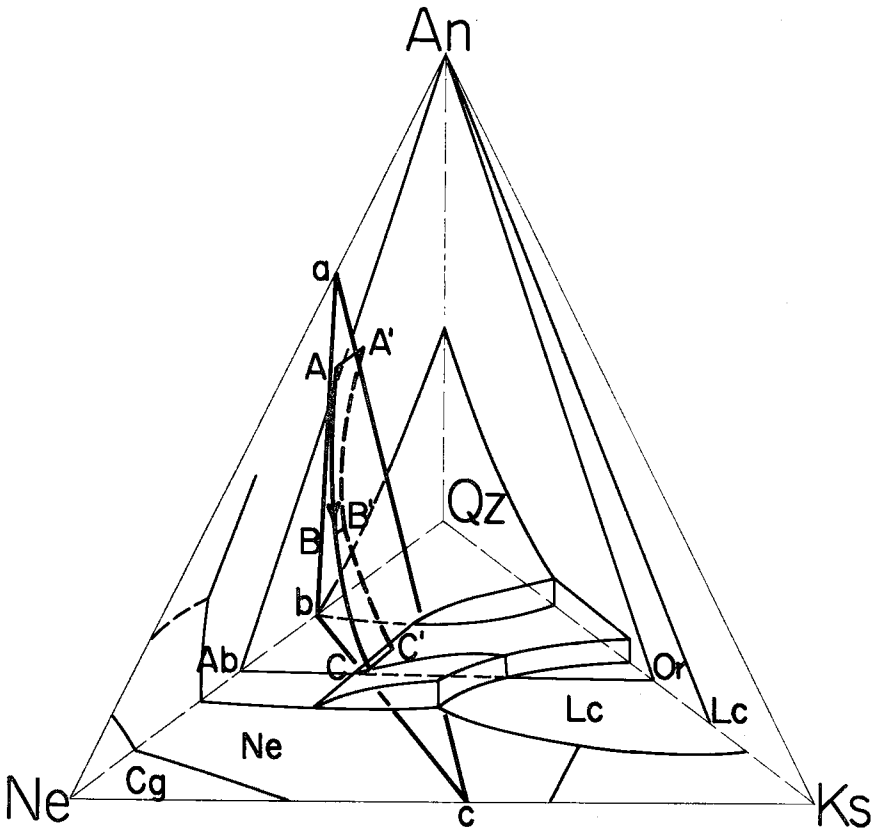


FIG. 7. Courbes de cristallisation de la série : Gabbro leucocrate-diorite à néphéline → syénites feldspathoïdales dans le système An-Qz-Né-Ks. ABC : courbe située dans le plan moyen de cristallisation abc. A'B'C' : projection de la courbe ABC sur le plan des feldspaths An-Or-Ab. (Les points ont été déterminés à partir des analyses modales du tableau 1).

Dans le but de prouver cette hypothèse nous nous sommes servis :

De projections d'analyses modales dans les systèmes Ab-Or-An (Fig. 5), An-Qz-Né-Ks (Fig. 6 et Fig. 7).

De diagrammes pétrochimiques (Fig. 8 et Fig. 9).

Projections d'analyses modales dans les systèmes Ab-Or-An, An-Qz-Né-Ks.

Les analyses modales qui ont été projetées représentent une série de roches allant du gabbro leucocrate aux syénites feldspathoïdales (Tableau 1) et elles sont extraites des travaux de Pouliot (1962), Robillard (1968) et Woussen (1969). Les analyses modales ont été préférées aux

analyses chimiques pour ce genre de projection car les minéraux mafiques possèdent un certain pourcentage d'alcalins et ceci tend à biaiser les projections faites à partir des analyses chimiques. Dans les deux diagrammes, les champs de stabilité des différents minéraux ont été construits en supposant une pression d'eau d'environ 1000 bars. Cette pression est considérée comme acceptable pour les collines Montérégiennes (Pouliot 1962).

La courbe de fractionnement du liquide dans le diagramme Ab-Or-An (Fig. 5) est similaire à celle décrite par Turner & Verhoogen (1960, p. 113). Comme résultat du fort fractionnement (ce qui se traduit par une zonation du plagioclase) la composition du liquide passe du champ de stabilité du plagioclase au champ de stabilité des 2 feldspaths. Lorsque la composition du liquide atteint la ligne cotectique, le feldspath alcalin fait son apparition.

Le phénomène de couronnement du plagioclase par le feldspath alcalin peut être expliqué soit par une résorption, (Tuttle & Bowen, 1958) ou, de façon moins classique, par une cristallisation épitaxiale (Pouliot 1962). Si on se réfère à nouveau à la figure 3, nous voyons que la zone externe des plagioclases a généralement une composition proche de An_{20} . La structure des plagioclases pour une telle composition est voisine d'une structure monoclinique. Ceci pourrait permettre au feldspath alcalin de croître en épitaxie sur le plagioclase alors que la composition du liquide est encore sur la partie de la ligne cotectique située dans le champ de stabilité des deux feldspaths. D'une façon générale, ce phénomène d'épitaxie permettrait un fractionnement encore plus fort en empêchant le plagioclase de réagir avec le liquide. Sur le Mont Royal, le fractionnement a été insuffisant pour permettre au liquide d'atteindre le minimum du système Ab-Or.

Le système Qz-Né-Ks-An étant difficile à visualiser dans l'espace, nous l'avons également représenté en vue développée (Fig. 6 et Fig. 7). Le liquide qui se trouve originellement dans le champ des plagioclases évolue en direction de la surface séparant le champ des plagioclases de celui des feldspaths alcalins (Fig. 7) où le feldspath alcalin fait son apparition. Cette surface peut agir comme une surface de cristallisation ou comme une surface de résorption (ou encore d'épitaxie). Arrivé à ce niveau la précision de nos analyses ne nous permet pas de préciser exactement la course suivie par le liquide. Cependant, si on se réfère aux textures, nous devons supposer que le liquide a traversé la surface séparant le champ des feldspaths alcalins de celui des plagioclases. Il a rejoint la surface séparant le champ de la néphéline de celui des feldspaths alcalins permettant à ces deux minéraux de cristalliser simultanément. Le fraction-

TABLEAU 2. ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DU MONT ROYAL

% poids	1100	1102	1103	1104	1105	1106	1107	1108	1109	1110	1111	1112	1113
SiO ₂	41.40	34.14	39.63	44.61	43.18	43.14	39.75	45.95	41.61	43.35	56.86	51.44	56.45
Al ₂ O ₃	8.06	13.40	18.88	15.85	15.85	12.07	15.11	16.47	13.09	16.56	19.46	19.66	22.43
TiO ₂	2.69	5.27	3.13	3.56	3.98	3.11	3.97	3.38	4.39	3.15	0.99	1.65	0.33
Fe ₂ O ₃	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	0.85
FeO	12.67	15.86	9.37	8.24	10.40	10.97	11.42	8.69	12.73	7.87	2.34	4.50	1.53
MgO	15.32	9.63	9.42	4.71	5.31	10.32	6.45	4.05	6.44	3.44	0.63	1.50	0.43
MnO	0.18	0.19	0.21	0.26	0.21	0.17	0.22	0.22	0.19	0.27	0.16	0.27	0.04
Na ₂ O	0.88	2.21	4.65	5.21	3.92	2.93	3.66	5.10	3.89	6.07	7.57	7.10	9.01
CaO	14.98	13.05	8.56	11.70	11.18	12.72	13.17	10.17	11.59	10.75	3.72	7.26	1.60
K ₂ O	0.33	0.72	1.81	1.87	1.73	0.95	1.80	2.40	2.10	2.80	5.89	3.85	7.07
P ₂ O ₅	0.08	1.77	1.28	1.07	1.07	0.40	1.19	0.60	0.56	0.87	0.12	0.28	0.09
Analyses recalculées en % cationiques													
Si	19.33	15.94	18.51	20.83	20.17	20.14	18.56	21.45	19.43	21.27	26.55	24.02	26.36
Al	4.26	7.08	9.99	8.38	8.38	6.38	7.99	8.71	6.92	8.76	10.29	10.40	11.86
Ti	1.64	3.21	1.91	2.16	2.42	1.80	2.41	2.06	2.61	1.92	0.59	1.00	0.20
Fe tot.	11.22	13.70	8.66	7.78	9.46	9.90	10.25	8.13	11.27	7.49	3.19	4.87	1.77
Mg	9.24	5.80	5.68	2.84	3.20	6.22	3.89	2.44	3.88	2.07	0.38	0.90	0.26
Na	0.63	1.58	3.32	2.54	2.77	2.09	2.61	3.64	2.78	4.33	1.83	5.07	6.43
Ca	10.63	9.31	6.11	8.35	7.98	9.08	9.40	7.26	8.27	7.67	2.65	5.18	1.14
K	0.27	0.60	1.50	1.55	1.43	0.79	1.49	1.99	1.75	2.33	4.90	3.20	5.88
Position	-13.16	-9.20	-4.12	-2.70	-3.03	-7.80	-5.61	-0.56	-3.92	-0.36	10.72	5.12	13.27

Analyses : G. Woussen, B. M. Gunn.

Position : ($\frac{1}{2}$ Si + K) - (Ca + Mg).

Pour la localisation des échantillons, voir fin du texte.

Le fer a été déterminé comme Fe⁺³ mais un pourcentage arbitraire de Fe⁺² égal à 2% a été placé dans chaque analyse.

nement a été insuffisant pour que la composition du liquide atteigne celle du minimum de sous-saturation du système résiduel Né-Ks-Qz.

Évolution chimique des roches du Mont Royal

Une série de 13 roches représentant un éventail assez complet des types pétrographiques présents sur le Mont Royal a été analysée par l'auteur sous la direction du professeur B. M. Gunn de l'Université de Montréal. Les éléments majeurs ($Z < 26$) sauf le phosphore et le sodium ont été déterminés avec un spectrographe Philips 1220 semi-automatique. Le phosphore a été déterminé par colorimétrie et le sodium par absorption atomique.

Les pastilles utilisées en fluorescence —X ont été préparées suivant la méthode de Welday *et al.* (1964) qui recommande une dilution de 1:2 de la poudre de roche (—200 meshes) dans du Li_2BO_4 . Les résultats ont été corrigés pour le temps mort du compteur, pour l'absorption et pour le bruit de fond (lorsque nécessaire) avec un ordinateur (Gunn 1967). Les analyses qui sont données au tableau 2 ont été projetées sur un diagramme combiné A (Na + K) —F (Fe total) —M (Mg), C (Ca) —N (Na) —K (k) (Fig. 8) et les éléments majeurs donnés en pourcentage cationique ont été mis en relation avec l'indice de différenciation de Nockolds & Allen (1953), $(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ (Fig. 8 et Fig. 9). Ce paramètre de différenciation a été utilisé car il exprime assez bien les variations minéralogiques des roches du Mont Royal.

La courbe de variation du diagramme AFM (Fig. 8) montre que la série gabbro leucocrate-diorite néphéline→syénite feldspathoïdale se distribue sur une courbe régulière, tandis que les roches groupées sous le nom de "gabbro" sont caractérisées par une dispersion des points. Ceci vient confirmer l'hypothèse que les roches du "gabbro" sont des faciès "accumulatifs", tandis que la série gabbro leucocrate-diorite à néphéline→syénite feldspathoïdales représente une série différenciée à partir d'une magma parent dont la composition est proche de celle de la diorite à néphéline ou du gabbro leucocrate (Nockolds & Allen 1953). La courbe CNK est caractérisée par un bon alignement des points sur une courbe même pour les roches considérées comme "accumulatives". Le rapport K/Na est tenu constant au début de la cristallisation jusqu'à ce qu'on atteigne un point situé dans le champ des monozonites feldspathoïdales où il augmente.

Les courbes d'évolution des éléments majeurs (Fig. 8 et 9) sont normales pour une série différenciée; avec une augmentation de —5 à +13 de l'indice de différenciation, le silicium, le potassium et l'aluminium augmentent tandis que le magnésium, et le fer total diminuent. Les roches

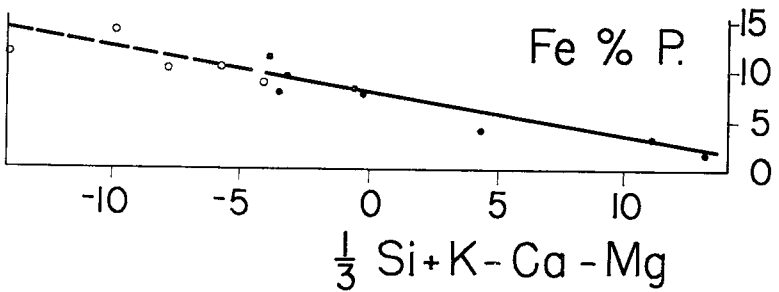
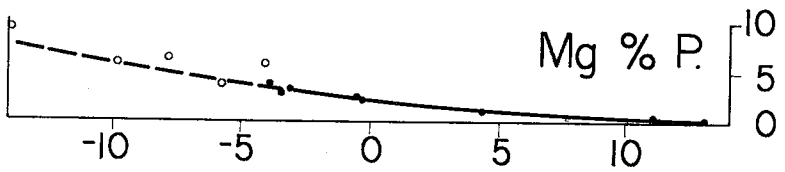
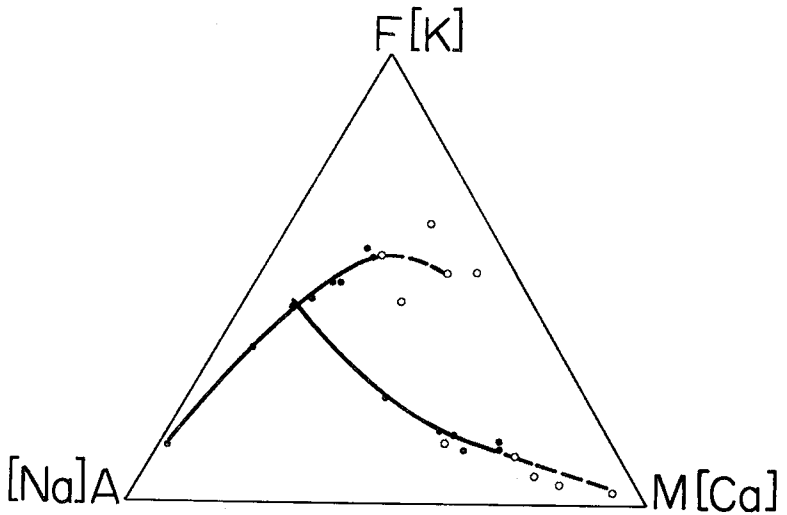


Fig. 8. Diagrammes pétrochimiques des roches du Mont Royal :

- — Roches accumulatives.
- — Roches différenciées.

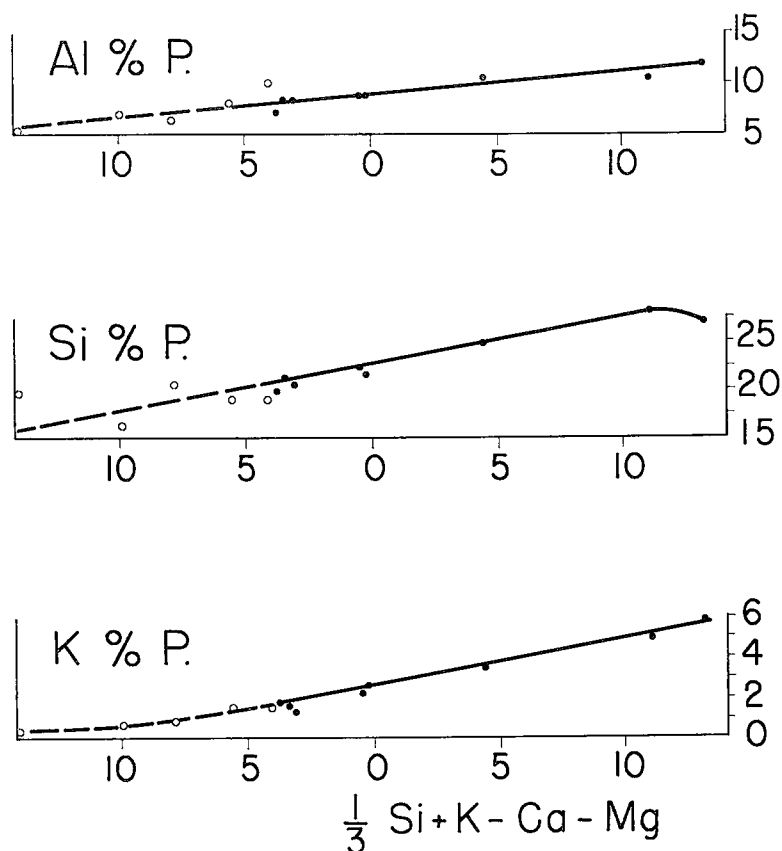


FIG. 9. Diagrammes pétrochimiques des roches du Mont Royal :

- — Roches accumulatives.
- — Roches différenciées.

que nous avons considérées comme “accumulatives” ont un indice de différenciation inférieur à -5 ; dans quelques cas (K et Al) les analyses s'écartent peu de courbes tracées pour la lignée différenciée.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les observations pétrographiques ainsi que les données obtenues en laboratoire semblent indiquer que le Mont Royal est un massif résultant d'un processus de cristallisation fractionnée en profondeur.

Les roches groupées sous le nom de “gabbro” représentent les cristaux accumulés par gravité à partir d'un magma parent ayant la composition

d'un gabbro alcalin. Celui-ci est représenté comme phase intrusive par le gabbro leucocrate et la diorite à néphéline.

La phase monzonitique au contraire représente approximativement les stades successifs de changement de composition de magma qui résultent de la séparation des cristaux qui ont formé le "gabbro". L'évolution magmatique s'est faite en direction du minimum de sous-saturation du système Né-Ks-Qz.

Cette hypothèse aussi satisfaisante soit-elle dans son ensemble ne peut expliquer tous les phénomènes observés sur le Mont Royal. Quelques roches en effet résultent d'un processus de continuation et d'autres d'hybridation. De plus les roches siliciques sursaturées en silice ne peuvent certainement pas être expliquées par un processus de cristallisation fractionnée, la barrière thermique que représente le plan des feldspaths dans le système An-Ne-Ks-Qz ne pouvant être franchie.

REMERCIEMENTS

Le manuscrit que nous présentons n'aurait jamais été entrepris sans les encouragements et l'aide de nombreuses personnes que nous tenons à remercier. Ma plus vive reconnaissance va à monsieur le professeur Gélinas qui est l'initiateur du manuscrit et qui a bien voulu en faire une lecture critique. Nous voulons remercier particulièrement monsieur le professeur Pouliot, pour l'aide précieuse qu'il a apportée à l'auteur dans de nombreuses phases du travail. Monsieur le professeur Gunn doit être remercié pour avoir permis à l'auteur d'effectuer ses analyses chimiques dans son laboratoire et pour avoir bien voulu déterminer quelques éléments pour lui. Je tiens également à remercier les géologues J. Robillard, A. Carpentier et R. Hardy pour leur collaboration lors de la cartographie du massif.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS, F.D. (1903) : "The Monteregian Hills" — A Canadian petrographic province. *J. Geol.*, **11**, 239-282.
- (1913) : "The Monteregian Hills". Excursion in the neighbourhood of Montreal and Ottawa. *Geol. Surv. Can., Guide book 3, excursion A7*, 29-80.
- BANCROFT, J.A. & HOWARD, W.V. (1923) : The essexite of Mount Royal, P.Q. *Roy. Soc. Can. Trans.*, **17**, 13-42.
- BORDET, P. (1963) : Courbes pour la détermination des feldspaths plagioclases de haute température et de basse température dans la zone perpendiculaire à ng (010). *Bull. Soc. franç. min. crist.*, **86**, 206-207.
- CARMICHAEL, I.S.E. (1963) : The crystallisation of feldspars in volcanic acid liquids. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **119**, 95-131.

- (1965) : Trachytes and their feldspars phenocrysts. *Mineral. Mag.* **34**, Tilley vol.
- CLARK, T.H. (1952) : Montreal area, Laval and Lachine Map. *Geol. Surv. Can., Geol. Report* **46**.
- DOLAN, E.P. (1923) : The contact metamorphic zone of Mount Royal, Montreal, P.Q. *Roy. Soc. Can. Trans.*, **17**, 127-151.
- FINLEY, F.L. (1930) : The nepheline syenite and pegmatites of Mount Royal, P.Q. *Can. Jour. Res.* **2**, 231-248.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F. (1954) : The microcline sanidine relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **6**, 100-118.
- GUNN, B.M. (1967) : Matrix correction for x-ray fluorescence by digital computer. *Can. Spectroscopy*, **12**, no. 2, 41-46.
- NOCKOLDS, S.A. & ALLEN, R. (1953) : The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **4**, 105-142.
- ORVILLE, P.M. (1967) : Unit cell parameters of the microcline-low albite solid solution series. *Am. Mineral.*, **52**, 54-86.
- PHAIR, G. & FISHER, F.G. (1962) : Laramide comagmatic series in the Colorado front range : The feldspars. *Geol. Soc. Am. Buddington. vol.*, 479-522
- POULIOT, G. (1962) : The thermal history of the Monteregian intrusives based on the study of the feldspars. *Thèse de Ph.D. non publiée, Université McGill*.
- ROBILLARD, J. (1968) : Étude des roches plutoniques mafiques du Mont Royal. *Mémoire de maîtrise non publiée, Université de Montréal*.
- SMITH, J.R. (1958) : The optical properties of heated plagioclases. *Am. Mineral.*, **43**, 47-68.
- SMITH, J.V. & MCKENZIE, P. (1958) : The alkali feldspars. IV. The cooling history of sodium rich alkali feldspars. *Am. Mineral.*, **43**, 872-889.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1960) : *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill, New York.
- TUTTLE, O.F. (1952) : Optical studies on alkali feldspars. *Am. Jour. Sc., Bowen vol.*
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958) : Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. memoir* **74**.
- WELDAY, B.B., BAIRD, A.K., McINTYRE, D.B. & MADLEW, K.W. (1964) : Silicate sample preparation for light elements analysis by x-ray spectrography. *Am. Mineral.*, **49**, 889-903.
- WOUSSEN, G. (1969) : Les monzonites du Mont Royal. *Thèse de maîtrise non publiée, Université de Montréal*. 152 p.
- WYART, J. & SABATIER, W. (1956) : Mobilité des ions alcalins et alcalins terreux et les cristaux de feldspaths. *Bull. Soc. franç. min. crist.*, **7**, 444-448.

LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS DU TABLEAU 2

- MR 1100 : Pyroxénite à olivine, est du lac des Castors.
- 1102 : Gabbro à hornblende, Bv. Camillien-Houde.
- 1103 : Diorite à néphéline foliée, 200 verges à l'est de l'École Polytechnique.
- 1104 : Diorite à néphéline massive, 200 verges à l'est de l'École Polytechnique.
- 1105 : Gabbro leucocrate folié, pied de l'escalier mobile de l'Université de Montréal.
- 1106 : Camptonite à augite, 150 verges à l'est du lac des Castors.
- 1107 : Camptonite à augite, 150 verges à l'est du lac des Castors.
- 1108 : Dyke de microdiorite (6" de large), parking de l'École Polytechnique.
- 1109 : Dyke de microdiorite (1" de large), Bv. Camillien-Houde.
- 1110 : Diorite, proche du contact Gabbro/utica.
- 1111 : Monzonite feldspathoïdale, chemin du centre social de l'Université de Montréal.
- 1112 : Monzonite feldspathoïdale, parking de l'École Polytechnique.
- 1113 : Syénite feldspathoïdale, même localisation que 1112, plus vieille que celle-ci.