

DPV 679

GEOCHIMIE ET GEOCHRONOLOGIE DES ROCHES GRANITOIDES ET PARAGNEISSIQUES DU MASSIF DE DUXBURY (REGION DE LA RIVIERE EASTMAIN INFERIEURE)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



**MINISTÈRE
DES RICHESSES
NATURELLES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

**GÉOCHIMIE ET GÉOCHRONOLOGIE
DES ROCHES GRANITOÏDES ET PARAGNEISSIQUES
DE LA RÉGION DE LA
Rivière Eastmain inférieure**

P. Verpaelst, C. Brooks, A. Franconi

MINISTERE DES RICHESSES NATURELLES DU QUEBEC
DIRECTION GENERALE DE LA RECHERCHE
GEOLOGIQUE ET MINERALE
DIRECTION DES LEVES GEOSCIENTIFIQUES

GEOCHIMIE ET GEOCHRONOLOGIE
DES ROCHES GRANITOIDES ET PARAGNEISSIQUES
DU MASSIF DE DUXBURY
(REGION DE LA RIVIERE EASTMAIN INFERIEURE)

PIERRE VERPAELST
UNIVERSITE DE MONTREAL

CHRISTOPHER BROOKS
UNIVERSITE DE MONTREAL

ANTOINE FRANCONI
MINISTERE DES RICHESSES NATURELLES

RESUME

Le massif de Duxbury est une unité intrusive tonalitique complexe, dans la partie inférieure de la rivière Eastmain. Cette unité se divise en une zone de bordure homogène de granodiorite (âge isochrone Rb/Sr: 2500 ± 85 Ma; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial = 0.0723 ± 0.0003) et une zone centrale hétérogène de tonalite (âge errorchrone: 3060 ± 180 Ma; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial = 0.7014 ± 0.0003). Les données cartographiques, pétrographiques et isotopiques corroborent l'hypothèse d'un modèle de remobilisation, durant l'orogène kénoréenne (2500 Ma), d'un socle sialique d'un âge minimum de 3100 Ma. Le matériel sialique, de composition tonalitique à l'origine, n'a probablement jamais été enfoui à une profondeur supérieure à 15-20 km et a été remobilisé à l'état sub-solidus plastique à cassant. L'étude des fractions minéralogiques indique que les 3100 Ma de la tonalite sont un âge métamorphique. Ainsi l'étude isotopique du Sr permet de dire que la genèse primaire de ce matériel peut remonter à un temps entre 3500 et 3600 Ma. Le massif de Duxbury a donc gardé l'empreinte des épisodes successifs du développement d'une croûte sur une période couvrant un minimum de 600 Ma et dépassant peut-être 1000 Ma. Ces résultats peuvent s'appliquer sur une plus grande échelle à plusieurs massifs tonalitiques régionaux de la province de Supérieur et d'ailleurs.



TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
Remerciements	1
Géologie régionale	1
Massif de Duxbury	1
ECHANTILLONNAGE ET TECHNIQUES D'ANALYSE	6
RESULTATS ET TRAITEMENT	7
Eléments majeurs	7
Données isotopiques	12
DISCUSSION	17
Intrusions successives	18
Contaminations	18
Métamorphisme et métasomatisme	19
Isochrone de la croûte	19
Remobilisation	19
IMPLICATIONS	20
Conditions de formation du massif de Duxbury	20
Implications régionales	21
Temps de résidence dans la croûte	21
CONCLUSION	22
BIBLIOGRAPHIE	22
ANNEXES	25
1 - Préparation des échantillons	25
2 - Méthodes d'analyse chimique	26
3 - Analyses isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	28
4 - Ages et rapports $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	29
5 - Norme C.I.P.W. des échantillons	31

TABLEAUX

1 - Analyse modale de la tonalite et de la granodiorite	6
2 - Analyses chimiques et normes représentatives des roches totales	8
3 - Coefficients de corrélation; oxydes pour les roches totales tonalitiques et granodioritiques	10
4 - Données Rb-Sr pour les roches totales et les fractions minéralogiques	13
5 - Résultats d'analyse par régression	15

FIGURES

1 - Carte géologique régionale	2
2 - Situation géologique du massif de Duxbury ...	3
3 - Roches du massif de Duxbury	5
4 - Diagramme K_2O vs Na_2O ; distribution des échantillons du massif de Duxbury	8
5 - Diagrammes Q-P-F et AFM pour les roches totales et les fractions minéralogiques	9
6 - Diagrammes de variation; roches totales	11

7 - Diagrammes isochrones Rb-Sr; roches tonalés et fractions minéralogiques du massif et du paragneiss à biotite	14
8 - Diagrammes isochrones Rb-Sr; fractions minéralogiques des tonalites	16
9 - Diagramme isochrone Rb; fractions minéralogiques	17

INTRODUCTION

A l'Archéen, les complexes gneissiques ont généralement une composition tonalitique. Ils sont assez hétérogènes et sont ordinairement métamorphisés au faciès des amphibolites et des granulites. La présence de reliques dont l'horloge radiométrique n'a pas été changée est un aspect important de l'hétérogénéité de ces complexes. Par exemple, dans des gneiss précambriens de l'Ouest du Groënland, on a enregistré des âges entre 3.8 et 4.2 Ma (Moorbath et al., 1972; Baadsgaard, 1976).

Dans la province du Lac Supérieur, les complexes gneissiques sont communs et forment des bandes qui alternent avec les zones métavolcaniques-granitiques. Toutefois, il existe très peu de données sur ces gneiss pour la partie est de la province du Lac Supérieur (Québec). C'est pourquoi nous avons choisi un complexe typique, le massif de Duxbury, à l'est de la baie de James, pour en examiner la nature et l'origine, en nous servant de la cartographie, de la pétrographie, de la géochimie et de la géochronologie par la méthode Rb-Sr. L'étude du gneiss du massif de Duxbury nous permettra d'établir un modèle de remobilisation d'un socle sialique de plus de 3100 Ma durant un événement kénoréen à 2500 Ma. Ces résultats ont des implications importantes pour les modèles d'évolution d'une croûte ancienne, non seulement dans la province du Lac Supérieur mais dans tous les boucliers anciens.

REMERCIEMENTS

Cette étude résulte d'un travail de recherche par l'un des auteurs (Verpaelst) dans le cadre d'une maîtrise ès sciences aux laboratoires de géochimie iso-

topique de l'Université de Montréal. Le travail de laboratoire a été rendu possible grâce à une subvention du C.N.R. (no A-5581) accordée à C. Brooks. Le travail de terrain a été subventionné par le ministère des Richesses naturelles du Québec.

Nous tenons à remercier sincèrement J. Ludden pour la critique du manuscrit.

GEOLOGIE REGIONALE

On trouve plusieurs masses régionales de gneiss tonalitique au nord de la bande métavolcanique de l'Abitibi, à l'est de la baie de James (figure 1). Dans la région de la rivière Eastmain, l'une de ces masses forme un lobe antiformal plongeant vers l'est. Nous l'avons appelée **massif de Duxbury** pour la raison que le lac de même nom se trouve en son centre (figure 2). Cette appellation inclut la partie en continuité structurale et lithologique avec le lobe. Si la cartographie ultérieure permet d'étendre cette continuité, le terme pourra s'appliquer à toute la masse. Le terme "massif" a été adopté plutôt que "pluton", "complexe" ou "batholithe", etc., en raison des implications génétiques, comme nous le verrons plus loin.

MASSIF DE DUXBURY

Le massif de Duxbury est limité au nord et au sud par une bande volcanosédimentaire; on trouve des paragneiss plus au sud. Régionalement, il est concordant avec les horizons volcanosédimentaires. Cependant, le faciès de bordure recoupe la roche encaissante par endroits. De plus, des enclaves métavolcaniques d'une longueur atteignant 1 m sont conservées près du contact. Ainsi, le massif montre des indica-

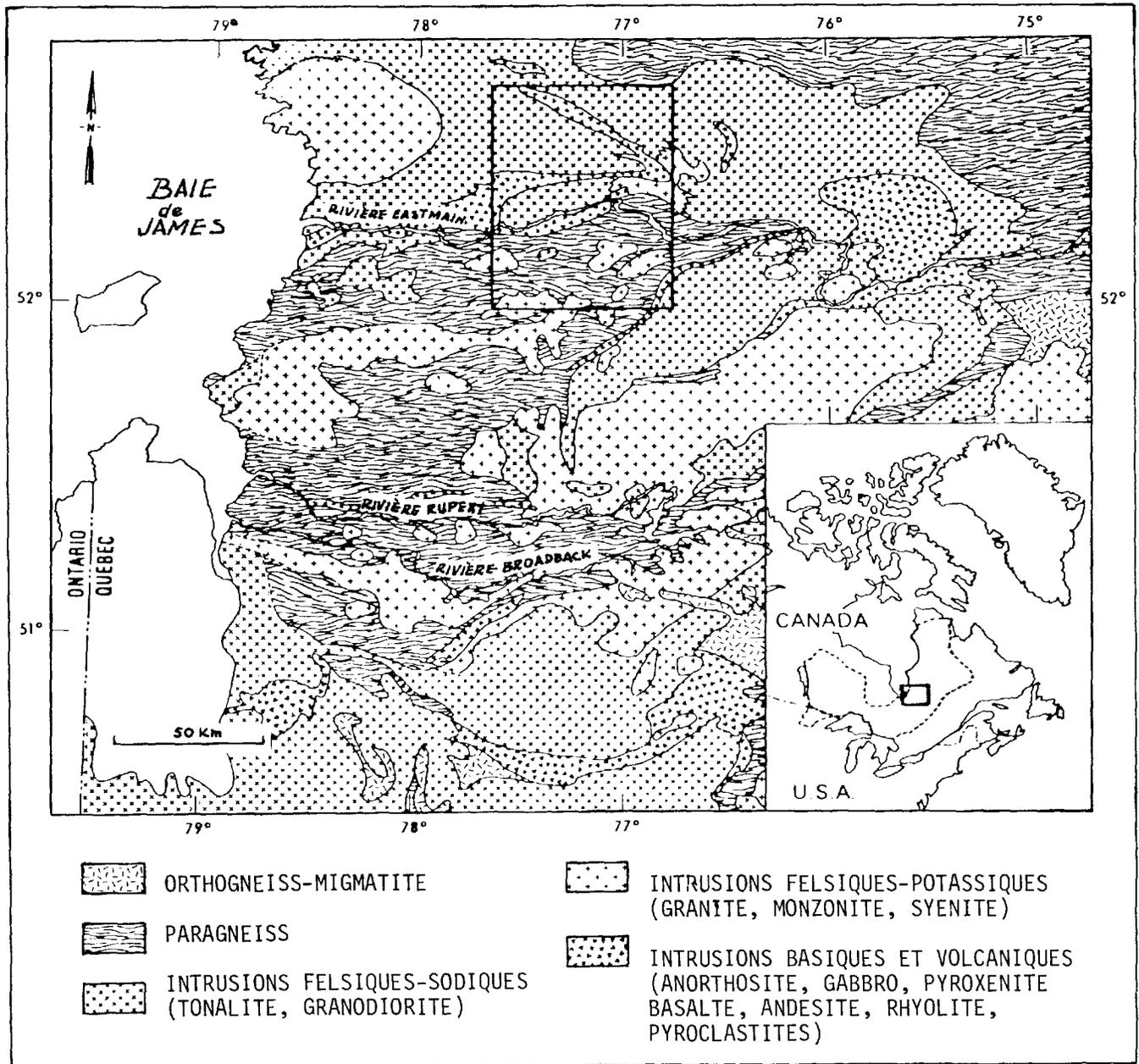


FIGURE 1 - Carte géologique régionale de la partie inférieure de la rivière Eastmain.

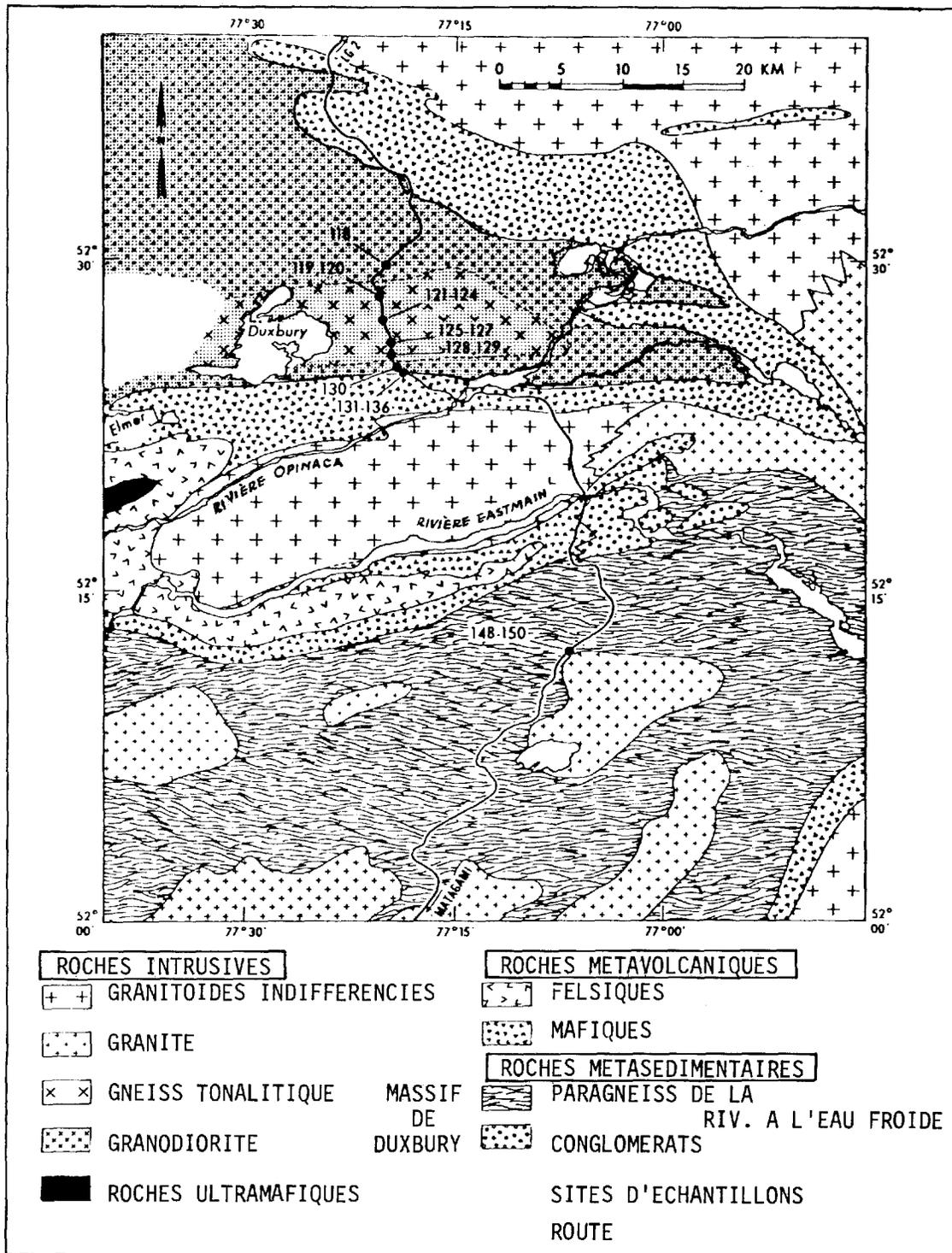


FIGURE 2 - Situation géologique du massif de Duxbury et localisation des échantillons analysés.

tions d'une mise en place postérieure à celle des roches métavolcaniques.

Le grain structural de la région - ENE - est typique de l'orogène kénoréenne. La foliation principale dans le massif, le plan axial de l'antiforme, la direction des contacts intrusifs avec les roches métavolcaniques, ainsi que la direction de la foliation dans les roches métavolcaniques et paragneissiques sont aussi à l'ENE. Le massif est donc plus ancien que la déformation kénoréenne et son âge radiométrique constituerait alors un âge maximum (ou synchrone) pour le temps de la déformation. La foliation est absente dans les pegmatites blanches, les pegmatites roses et les monzonites quartziques mises en place après la déformation. Ces intrusions sont communes au nord et au sud du massif.

Nous avons pu délimiter deux zones dans le massif en nous fondant sur la présence ou l'absence de feldspath potassique: une zone de bordure de granodiorite et une zone centrale de tonalite (figure 2). Le contact granodiorite-tonalite n'est pas bien exposé mais il semble graduel sur une distance d'environ 300 m.

La présence ou l'absence de feldspath potassique n'est pas le seul critère de distinction entre la tonalite et la granodiorite. La première contient plusieurs enclaves mafiques déformées, étirées et fragmentées. A l'exception des rares xénolites amphibolitiques près du contact externe avec les roches métavolcaniques, la granodiorite ne contient que quelques petits fragments d'enclaves mafiques, fortement affectés par la foliation (figure 3f). Mais la granodiorite se distingue surtout par son homogénéité, et la tonalite par son hétérogénéité. Cette hétérogénéité est accentuée par l'abondance des enclaves

mafiques et aussi par la composition minéralogique. La granodiorite est de grain moyen à grossier, massive et foliée uniformément (figure 3f). Le minéral mafique dominant est l'amphibole. Par contre, la tonalite varie entre un grain fin et un grain grossier. Le minéral mafique dominant est ici l'amphibole, là la biotite. La texture est variable; elle est massive en certains endroits mais en d'autres elle passe de massive à gneissique à migmatitique.

Un examen détaillé de la tonalite permet de la diviser en trois types. Le type dominant (type I) est une tonalite de grain moyen à grossier qui ressemble plutôt à une roche ignée qu'à une roche métamorphique. Ce type, que nous avons appelé **tonalite massive**, ne montre pas de texture gneissique (figure 3a). Cependant, des variations irrégulières de couleur (de gris clair à gris foncé) indiquent des hétérogénéités mineures de composition. Celles-ci sont dues à l'incorporation et à l'assimilation d'enclaves ou à des variations originelles de la composition minéralogique. Le minéral mafique dominant est l'amphibole. Le deuxième type (type II), que nous avons appelé **tonalite gneissique**, est un peu rubané avec des bandes de 1 à 3 cm, dont la composition varie de felsique (sans minéraux mafiques) à intermédiaire (minéraux mafiques = minéraux felsiques; figure 3b). Les bandes intermédiaires sont dominantes et lithologiquement semblables à la tonalite massive. Le minéral mafique dominant est l'amphibole.

Le troisième type (type III), que nous avons appelé **gneiss tonalitique**, est fortement rubané. On y observe de la biotite et de l'amphibole. Les bandes felsiques montrent des plagioclases formant des textures porphyroblastiques et pegmatoïdes (figure 3c, 3d, 3e). La composition

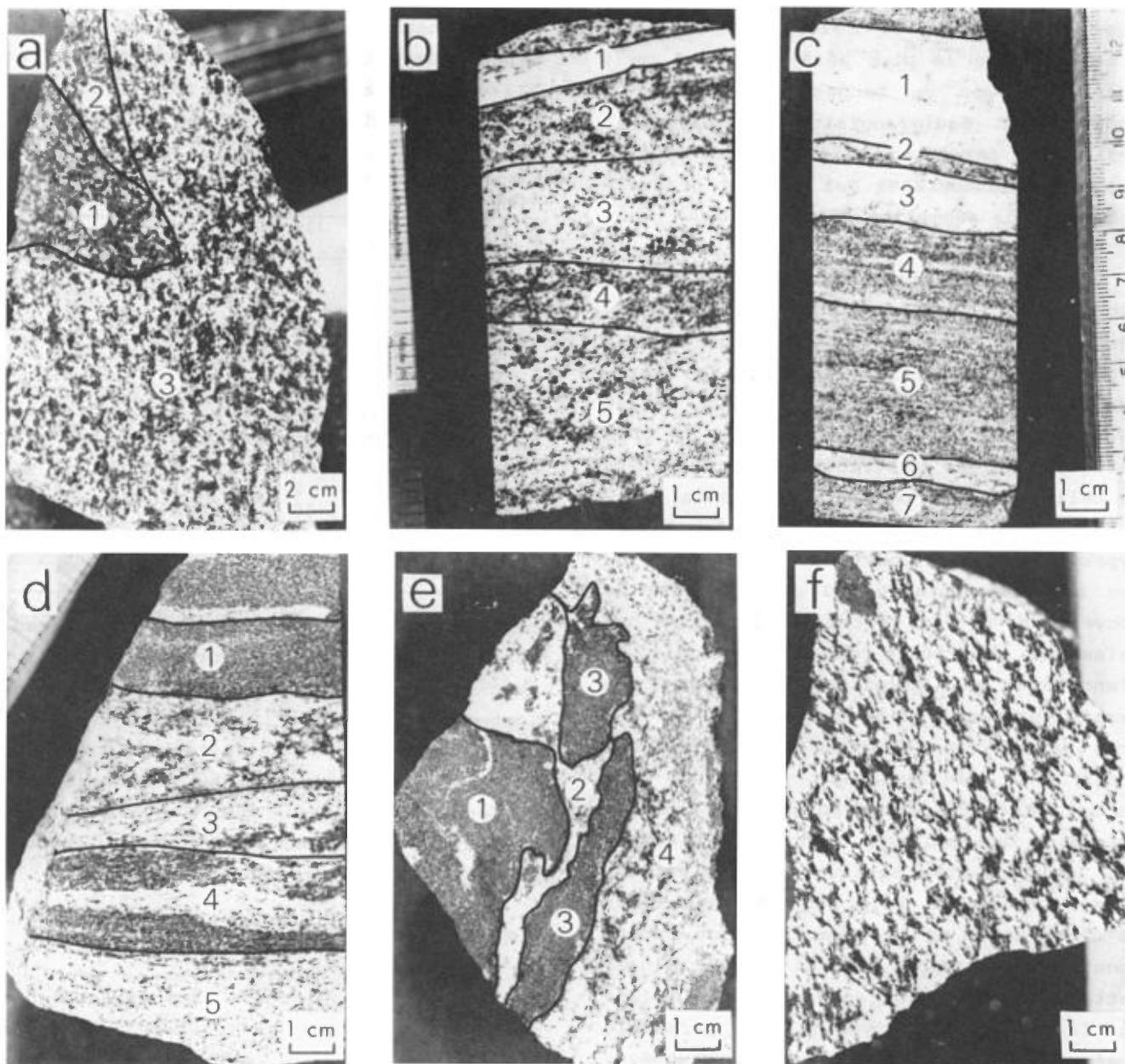


FIGURE 3 - Roches du massif de Duxbury.

A - Tonalite massive (no 120) où la texture gneissique est absente. Les fractions minéralogiques sont délimitées.

B - Tonalite gneissique (no 126) montrant des fractions minéralogiques.

C - Gneiss tonalitique (no 128) montrant des bandes de composition différente plus prononcées qu'en 3b. Les fractions minéralogiques sont délimitées.

D - Gneiss tonalitique (no 121) montrant le développement des porphyroblastes de plagioclase. Les fractions minéralogiques sont délimitées. La bande felsique dans la fraction 4 n'a pas été incluse dans cette fraction.

E - Gneiss tonalitique (no 122) montrant le matériel mafique déformé et disloqué, et développement de plagioclase porphyroblastique. Les fractions minéralogiques sont délimitées.

F - Granodiorite (no 130) montrant une texture équi-granulaire, une foliation et une inclusion fragmentée (partie supérieure gauche).

des bandes varie de felsique à mafique. C'est le type le plus hétérogène, et on y note très peu de bandes tonalitiques à grain moyen équigranulaire. Localement, les bandes felsiques de ces gneiss forment des zones leucocrates qui passent graduellement à une pegmatite d'exsudation.

La structure antiforme du massif plonge vers l'est, ce qui veut dire que, vers l'ouest, des sections de plus en plus profondes du massif affleurent. La cartographie du coeur du massif n'a pas révélé de diminution de l'abondance des enclaves mafiques, ni de distribution particulière de celles-ci. On peut trouver de la tonalite massive n'importe où, comme les autres types. Nous concluons donc que les enclaves mafiques ne sont pas des lambeaux de couverture ni des restes de la roche encaissante incorporée dans la coupole de l'antiforme mais qu'elles appartiennent au massif lui-même. Ceci est typique des autres massifs tonalitiques de la région à l'est de la baie de James. Si l'on se fonde sur le degré d'incorporation et de déformation des enclaves mafiques, il semble que les tonalites massives et gneissiques soient primitives (i.e. non dérangées par la déformation ou la remobilisation subséquentes) par rapport au gneiss tonalitique. Cette hypothèse est renforcée par le fait que la foliation du type III est parallèle à l'arrangement de la déformation kénoréenne, alors que la foliation des types I et II ne suit aucunement cet arrangement kénoréen.

Les lames minces de la granodiorite et des types tonalitiques confirment, sur le plan de la pétrographie, la différence établie sur le terrain. Les échantillons de granodiorite contiennent tous au moins 5% de feldspath potassique. Les analyses modales de ces échantillons apparais-

sent au tableau 1. Le plagioclase dans les types tonalitiques (surtout les types I et II) est généralement frais mais montre des clivages courbes. Dans la granodiorite,

TABLEAU 1 - Analyse modale de la tonalite et de la granodiorite du massif de Duxbury (1000 points par échantillon).

TONALITE	Echantillon	119	123	124	125	127	128
	Type de tonalite	II	III	III	I	I	IV
	Quartz	28	31	35	20	27	27
	Plagioclase	48	57	45	64	43	54
	Feldspath-K	1	4	--	--	--	1
	Amphibole	12	4	5	11	16	9
	Biotite	10	3	11	1	8	7
Epidote	1	1	3	4	4	1	
Apatite	--	--	1	--	2	1	
GRANODIORITE	Echantillon	118	130	131	134	135	136
	Quartz	21	23	17	22	21	20
	Plagioclase	45	43	57	53	51	49
	Feldspath-K	8	9	5	5	5	5
	Amphibole	15	15	12	13	15	19
	Biotite	9	10	9	7	8	6
	Epidote	2	--	--	--	--	--
Apatite	--	--	--	--	--	--	

ependant, le plagioclase est normalement saussuritisé et souvent corrodé au contact avec le microcline. Donc, malgré le développement général de la foliation kénoréenne, la tonalite a manifestement connu une déformation antérieure à la déformation kénoréenne, déformation qui a été oblitérée dans la granodiorite par recristallisation et développement tardif du microcline.

ECHANTILLONNAGE ET TECHNIQUES D'ANALYSE

La localisation des échantillons du massif de Duxbury prélevés le long de la route entre Matagami et le complexe hydro-électrique de la Baie de James apparaît à la figure 2. Nous avons adopté deux méthodes d'échantillonnage dans le choix, pour fins d'analyse, des roches de ces sites. Nous avons d'abord recueilli de gros échantillons (jusqu'à 10 kg) de roches totales d'affleurements récemment dynamités. Parfois, un seul affleurement était assez étendu pour qu'on puisse ramasser plusieurs échantillons. Le deuxième type d'échantillonnage a consisté dans la cueillette de

gros échantillons (5-10 kg) dont l'hétérogénéité prononcée (rubanement, texture gneissique, etc.) permettait d'utiliser la technique d'analyse de plaques (fractions minéralogiques) de Krogh et Davis (1969). Dans cette technique, un seul échantillon est découpé en plaques de minéralogie différente de sorte qu'une plaque ou fraction minéralogique est typiquement mafique, une autre felsique, ou intermédiaire. Cette technique est particulièrement utile dans l'étude de terrains gneissiques où les corrélations entre les échantillons de différents affleurements sont incertaines. Comme nous n'avons pas eu de difficulté dans l'établissement des corrélations, nous avons utilisé cette technique comme complément à la géochronologie des roches totales des types de gneiss tonalitique.

Les éléments majeurs des échantillons des roches totales et des fractions minéralogiques ont été mesurés par fluorescence X avec un appareil Phillips PW 1200 contrôlé par ordinateur (Gélinas et al., 1977). Les matières volatiles (CO_2 et H_2O) ont été déterminées par chromatographie de gaz (Brooks et al., 1969). Des mesures précises des teneurs en Rb et Sr et des rapports Rb/Sr ont été obtenues par fluorescence X en adoptant un temps de comptage répété de 100 secondes. La précision du rapport est estimée à $\pm 1.5\%$ (1σ). Les compositions isotopiques du Sr ont été déterminées par le spectromètre de masse NBS de 12 pouces modifié et automatisé à l'Université de Montréal. Les rapports isotopiques, précis à 0.01% (1σ), ont été normalisés par rapport à l'étalon de SrCO_3 de Eimer et Amend, lequel a une valeur de 0.70800. L'erreur expérimentale de la mesure de ce rapport est de 0.02% . On trouvera les détails dans Brooks et Hart (1978).

Le traitement statistique appliqué aux données de Rb/Sr est celui suggéré par Brooks et al. (1972). Lorsque les résultats donnent une régression linéaire dans les limites de l'erreur expérimentale, on obtient un isochrone; lorsque la dispersion des résultats dépasse l'erreur expérimentale à cause d'effets géologiques, on obtient un errorchrone (Brooks et al., 1972). Tous les âges ont été calculés en utilisant la valeur la plus récente de la constante de désintégration du Rb^{87} ($1.42 \times 10^{-11}/\text{an}$).

RESULTATS ET TRAITEMENTS

ELEMENTS MAJEURS

Les résultats d'analyse des éléments majeurs des roches totales sont présentés au tableau 2 (les analyses des éléments majeurs des fractions minéralogiques sont présentées à l'annexe 5). Lorsque les analyses sont reportées sur un diagramme K_2O vs Na_2O (Harpum, 1963), toutes les roches totales entrent dans le domaine de la tonalite (figure 4). Cependant, sur le diagramme Quartz-Plagioclase-Feldspath potassique de Carmichael et al. (1974), la phase plus potassique de la bordure du massif entre dans le domaine de la granodiorite (figure 5b). Les échantillons pauvres en K_2O , qui représentent la partie principale du massif, se trouvent à la limite ou dans le domaine des tonalites. Ainsi, la chimie confirme les divisions faites sur le terrain et nous continuerons l'utilisation des termes granodiorite et tonalite (au sens large, la tonalite inclut la tonalite, la tonalite gneissique et le gneiss tonalitique) en parlant des deux phases. Il faut noter la tendance des échantillons à partir du domaine des gabbros jusqu'à celui des granodiorites, en passant par les tonalites et les diorites.

TABLEAU 2 - Quelques analyses chimiques et compositions normatives CIPW représentatives des roches totales du massif de Duxbury (GD = granodiorite, TON = tonalite).

Echantillon Type	118 GD	119 TON- I	120 TON- I	122 TON- III	126 TON- II	128 TON- III	132 GD	133 GD	134 GD	135 GD
SiO ₂	64.39	61.46	58.64	57.47	59.91	71.78	62.15	57.72	61.51	62.89
Al ₂ O ₃	16.96	17.38	17.04	15.33	20.93	15.14	16.45	16.60	16.08	16.41
TiO ₂	0.57	0.66	0.71	0.82	0.43	0.28	0.60	0.74	0.72	0.58
Fe ₂ O ₃	1.11	0.68	0.71	2.81	0.84	0.74	1.12	1.55	1.66	1.10
FeO	2.96	3.66	4.70	5.98	2.47	1.77	3.35	4.44	3.42	3.34
MnO	0.05	0.05	0.07	0.11	0.04	0.02	0.06	0.08	0.06	0.05
MgO	2.94	3.45	4.88	4.88	1.92	0.92	3.53	5.03	3.92	3.47
CaO	4.74	5.83	6.51	7.02	7.88	3.52	5.55	7.19	5.43	5.13
Na ₂ O	4.24	4.67	4.42	3.47	4.12	4.35	4.56	4.62	4.16	4.50
K ₂ O	2.48	1.29	1.32	1.02	0.76	0.91	1.79	1.18	2.01	1.68
P ₂ O ₅	0.17	0.21	0.22	0.17	0.04	0.12	0.16	0.21	0.19	0.16
H ₂ O	0.34	0.47	0.68	0.85	0.60	0.37	0.62	0.58	0.75	0.63
CO ₂	0.05	0.19	0.08	0.07	0.06	0.08	0.06	0.06	0.09	0.06
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Rb (ppm)	119	29.3	31.3	53.4	15.4	35.6	43.4	25.0	51.0	66.7
Sr (ppm)	615	897	847	401	273	275	795	809	739	760
Rb/Sr	0.195	0.033	0.037	0.133	0.057	0.129	0.055	0.031	0.069	0.087
K/Rb	173	366	350	159	410	203	340	392	326	209
Qz	14.6	10.2	14.7	9.8	11.7	31.3	10.9	3.9	11.5	12.7
Or	14.7	7.5	7.2	7.1	4.5	5.4	10.5	6.9	11.9	9.8
Ab	38.0	41.8	36.4	32.0	37.0	39.5	40.8	41.2	37.4	40.4
An	17.2	22.7	20.8	23.3	36.3	17.2	19.2	21.0	19.4	19.6
Cor	--	--	--	0.1	--	0.9	--	--	--	--
Cpx	132	15.8	18.5	19.7	9.0	4.4	16.3	24.0	16.7	15.2
Ol	--	--	0.4	4.2	--	--	--	--	--	--
Mt	1.2	0.7	0.7	1.6	0.8	0.8	1.2	1.6	1.7	1.2
Il	0.8	0.9	0.9	1.3	0.6	0.4	0.8	1.0	1.0	0.8
Ap	0.3	0.4	0.4	0.9	0.1	0.1	0.3	0.4	0.4	0.3

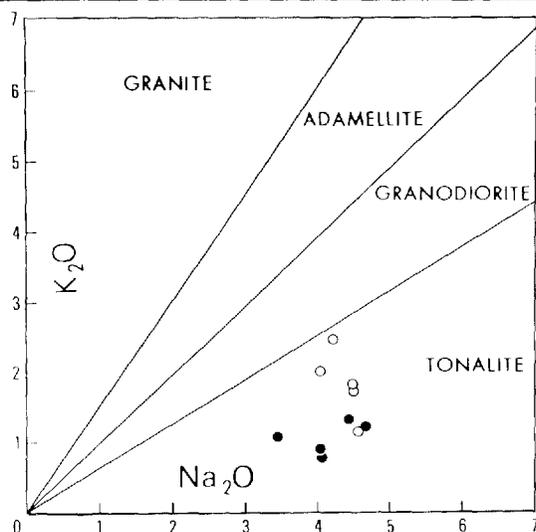


FIGURE 4 - Diagramme K₂O versus Na₂O de Harpum (1963) montrant la distribution des échantillons du massif de Duxbury. Les cercles fermés représentent des tonalites et les cercles ouverts des granodiorites (% en poids).

Les échantillons de roches totales les plus basiques de la phase tonalitique sont les échantillons 119, 120 et 126 (tableau 2). Nous les avons précisément identifiés comme étant les plus primitifs, sur la base de leur texture et structure. Les fractions minéralogiques, sur un même diagramme (figure 5a), montrent que la variation de composition augmente à partir des tonalites massives et gneissiques jusqu'aux gneiss tonalitiques. Cette tendance s'accompagne d'une augmentation en K₂O et SiO₂; les tonalites gneissiques et les gneiss tonalitiques montrent, au point de vue composition, des affinités avec les roches appelées granodiorites.

Il semble que, selon le diagramme

TABLEAU 3 - Coefficients de corrélation entre les oxydes pour les roches totales tonalitiques et granodioritiques du massif de Duxbury (pour les deux groupes d'échantillons : N = 5).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	
TONALITE	SiO ₂	-0.66	-0.85	-0.70	-0.99	-0.97	-0.99	-0.98	-0.53	-0.73	-0.83	NS	NS	SiO ₂
	Al ₂ O ₃	NS	-0.53	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0.98	NS	Al ₂ O ₃
	TiO ₂	0.83	NS	0.97	0.78	0.83	0.88	0.77	NS	-0.55	0.92	0.53	0.62	TiO ₂
	Fe ₂ O ₃	NS	NS	0.58	0.60	0.66	0.73	0.59	NS	NS	0.87	0.55	0.75	Fe ₂ O ₃
	FeO	-0.77	NS	0.97	0.72	0.94	0.98	0.99	0.60	-0.90	NS	NS	NS	FeO
	MnO	-0.77	NS	-0.61	0.81	0.98	0.95	0.98	0.50	-0.77	0.85	NS	NS	MnO
	MgO	-0.81	NS	0.97	0.50	0.95	0.89	0.97	NS	-0.86	0.89	NS	NS	MgO
	CaO	-0.90	NS	0.52	NS	0.53	NS	NS	0.62	-0.87	0.80	NS	NS	CaO
	Na ₂ O	NS	NS	NS	-0.93	-0.54	0.70	NS	NS	-0.80	NS	NS	NS	Na ₂ O
	K ₂ O	NS	NS	0.62	NS	NS	0.67	NS	NS	NS	NS	NS	NS	K ₂ O
	P ₂ O ₅	NS	-0.56	0.68	NS	NS	0.72	NS	NS	0.96	NS	NS	NS	P ₂ O ₅
	H ₂ O	0.84	NS	0.79	0.76	0.93	0.79	0.73	-0.77	NS	NS	NS	0.81	H ₂ O
	CO ₂	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0.61	0.61	0.54	NS	NS	CO ₂

NS : non significatif à 2 σ.

AFM (figure 5d), le massif de Duxbury soit d'affinité calco-alcaline avec un net enrichissement en alcalis. Cette tendance globale est confirmée par les tendances d'enrichissement en alcalis des fractions minéralogiques des différents types de tonalite (figure 5c). Les diagrammes de variation de la figure 6 confirment les observations de terrain et les déterminations pétrographiques, i.e. que la granodiorite est plus homogène que la tonalite. Dans tous les cas où sont impliqués les éléments les plus mobiles (CaO, MgO, FeO total, alcalis, etc.), les roches totales de granodiorite montrent une corrélation simple et forte (tableau 3). D'autre part, les échantillons de tonalite définissent des domaines plutôt que des tendances, quoique ces domaines soient surtout allongés dans la même direction que celle des tendances respectives des granodiorites. Les diagrammes de variation des fractions minéralogiques, non présentés dans ce rapport, corroborent nos conclusions sur l'hétérogénéité des tonalites.

La composition chimique des éléments majeurs permet de comparer les deux phases du massif de Duxbury. En effet, pour certains éléments, les données sur les roches totales définissent des tendances hautement corrélatives: les deux phases se mélangent au lieu de définir des champs séparés et distincts. Ceci est évident sur les diagrammes FeO total et MgO vs TiO₂ (figure 6, b et a). La bonne corrélation de H₂O avec SiO₂, TiO₂, FeO, Fe₂O₃ et MgO n'est pas le fait de l'altération secondaire mais probablement celui de la présence de minéraux hydratés tels que biotite et/ou amphibole.

Le rapport K/Rb varie entre 175 et 390 dans la granodiorite, entre 350 et 410 dans les tonalites massives et gneissiques, et entre 150 et 200 dans le gneiss tonalitique. Ces données, qui confirment encore l'hétérogénéité de la tonalite sur le terrain, montrent que la granodiorite est peut-être plus hétérogène que ne le laissent paraître les tendances des éléments

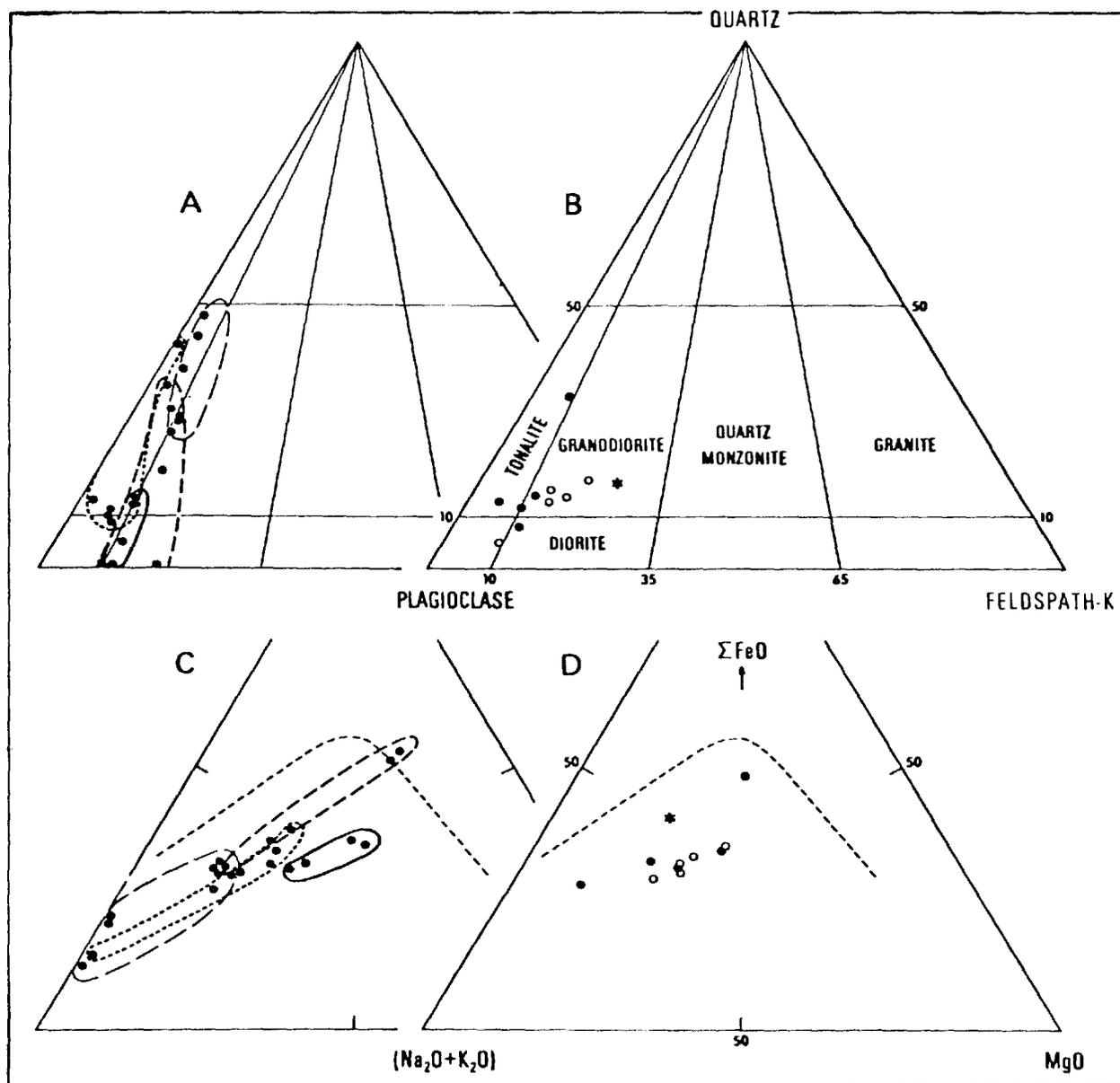


FIGURE 5 - Diagrammes quartz-plagioclase-feldspath potassique et AFM pour les roches totales et les fractions minéralogiques du massif de Duxbury (% en poids).

A - Diagramme Q-P-F pour les fractions minéralogiques: ligne continue: tonalite massive; ligne pointillée: tonalite gneissique; lignes tiretées; différents gneiss tonalitiques.

B - Diagramme Q-P-F pour les roches totales. Mêmes symboles qu'à la figure 4. L'astérisque représente le paragneiss à biotite (moyenne).

C - Diagramme AFM pour les fractions minéralogiques. Même légende que la figure 5a.

D - Diagramme AFM pour les roches totales montrant un enrichissement en alcalis dans le domaine calco-alcalin.

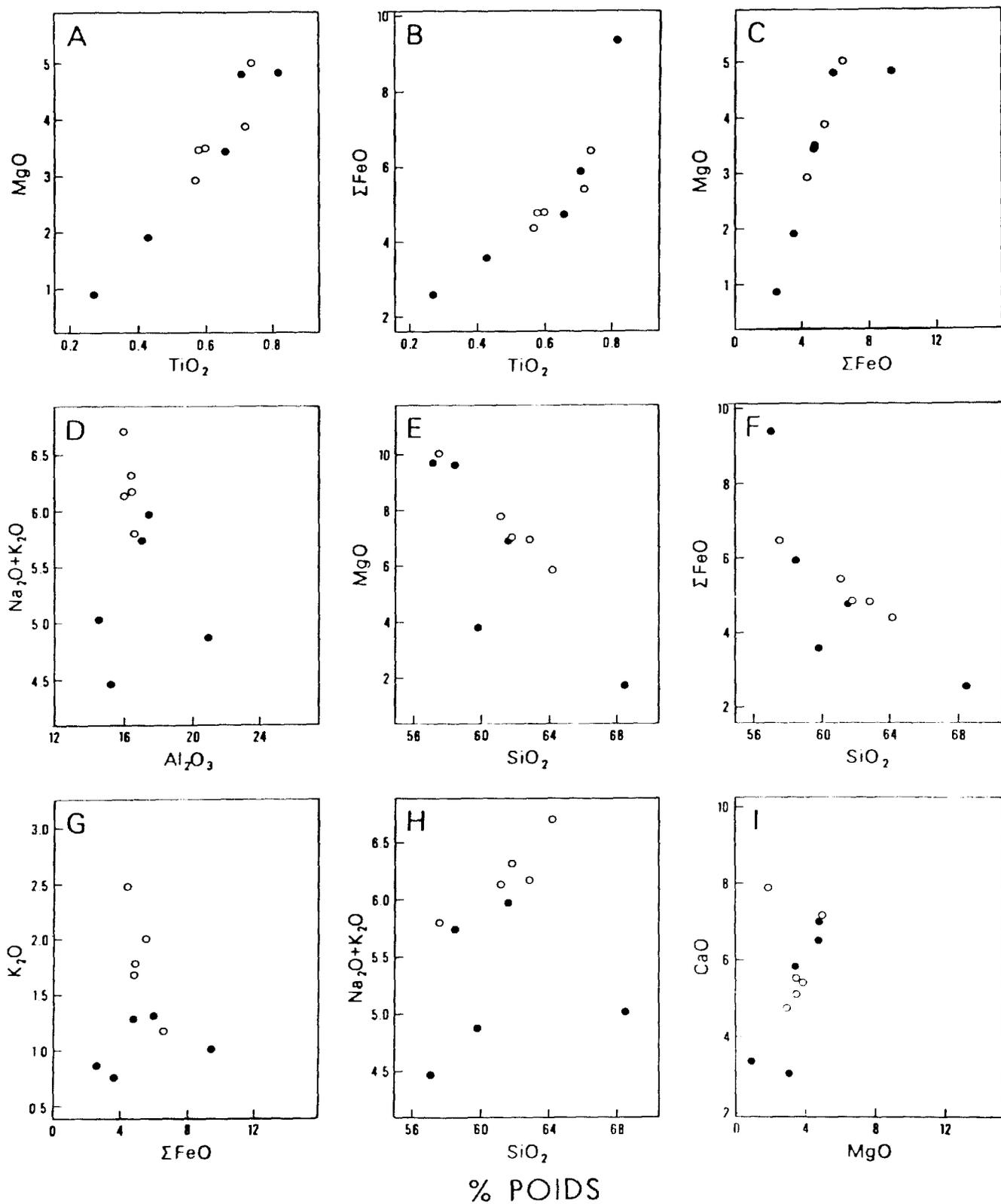


FIGURE 6 - Quelques diagrammes de variation pour les roches totales du massif de Duxbury. Mêmes symboles qu'à la figure 4.

majeurs. Le plus fort rapport K/Rb a été mesuré dans l'échantillon 126, lequel possède aussi la plus haute teneur en Al_2O_3 . Le rapport K/Rb moyen de la granodiorite (280) est plus faible que celui de la tonalite massive et gneissique (380). On a là l'indication d'un enrichissement possible en Rb par rapport à K lors de la formation de la granodiorite. Si la granodiorite et la tonalite sont des phases différentes du même magma, les rapports K/Na et K/Rb indiquent que la granodiorite est une phase plus différenciée que la tonalite. Il est important de noter que le type de tonalite identifié comme étant plus jeune (gneiss tonalitique) possède un rapport K/Rb plus faible (180) que ne le montrent les tonalites massives et gneissiques, ce qui indique un enrichissement important en Rb par rapport au K dans le type gneissique.

DONNEES ISOTOPIQUES

Treize échantillons de roche totale du massif de Duxbury ont été analysés pour déterminer les rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$. Ces échantillons comprennent six tonalites et sept granodiorites. Les données sont présentées au tableau 4, et sur le diagramme isochrone de la figure 7a. Par l'analyse régressive de toutes les roches totales, on obtient un errorchrone avec un MSWD ("Mean square of weighed deviates"; McIntyre et al., 1966) élevé (tableau 5). En séparant les données sur la base des critères pétrographiques déjà étudiés, et en les traitant par analyse régressive, on note que les roches totales granodioritiques produisent un isochrone (figure 7d) très différent de l'errorchrone obtenu à partir des roches totales tonalitiques (figure 7c; tableau 5). L'analyse statistique indique que la droite obtenue pour toutes les données a, de façon significative, une variance résiduelle qui n'est

pas plus grande que la somme des variances résiduelles des lignes prises séparément. Ce qui veut dire que, malgré les données cartographiques, pétrographiques et géochimiques qui nous ont amenés à distinguer les deux phases, il faut un plus grand nombre de données isotopiques pour confirmer cette distinction, en particulier dans les tonalites qui donnent un errorchrone. L'errorchrone des roches totales tonalitiques donne un âge et un rapport initial qui diffèrent de façon significative de l'âge et du rapport initial des roches totales granodioritiques (à un niveau de confiance de 99.7% (3σ)). Mais ces données sont insuffisantes et nous devons étudier les fractions minéralogiques pour trouver d'autres critères de distinction.

Ving-deux fractions minéralogiques ont été découpées dans quatre grosses roches totales représentatives des trois types de tonalites (figure 3). Les mesures des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont données au tableau 4. Chaque fraction minéralogique a été reportée sur les diagrammes isochrones de la figure 8 avec l'isochrone des roches totales tonalitiques comme isochrone de référence. Une étude attentive de ces diagrammes révèle qu'un seul ensemble de fractions minéralogiques (126-1 à 126-5, figure 8c) définit un grand âge. Cet âge, ainsi que le rapport initial, ne diffèrent pas notablement de l'âge et du rapport initial des roches totales tonalitiques. Cet échantillon à plusieurs fractions minéralogiques est une tonalite gneissique échantillonnée sur un grand affleurement. Sur cet affleurement nous avons aussi prélevé deux échantillons de roches totales (125 et 127) qui sont, par leur texture et leurs caractères géochimiques, représentatifs de l'un des types de tonalites primitives. Les valeurs des rapports isotopiques mesurés dans ces roches

TABLEAU 4 - Données Rb-Sr pour les roches totales et les fractions minéralogiques du massif de Duxbury et des paragneiss de la Rivière à l'Eau Froide.

Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{87}{86}\frac{Rb}{Sr}$	$\frac{87}{86}\frac{Sr^*}{Sr}$	Graphique No.
<u>MASSIF DE DUXBURY</u>					
<u>Tonalite (roches totales)</u>					
119	29.3	897	0.095	0.70573 ± 9	1
123	48.5	504	0.278	0.71215 ± 9	2
124	27.9	357	0.226	0.71195 ± 7	3
125	0.1	343	0.010	0.70169 ± 8	4
127	21.5	297	0.210	0.71023 ± 7	5
129	35.6	275	0.356	0.71788 ± 7	6
<u>Granodiorite (roches totales)</u>					
118	114	615	0.534	0.72158 ± 9	7
130	68.5	687	0.290	0.71313 ± 7	8
132	43.4	795	0.158	0.70784 ± 7	9
133	25.0	809	0.090	0.70561 ± 7	10
134	51.0	739	0.201	0.70963 ± 8	11
135	66.7	760	0.255	0.71099 ± 7	12
136	68.6	762	0.261	0.71184 ± 7	13
<u>Tonalite (fractions minéralogiques)</u>					
120 - 1	32.4	826	0.114	0.70601 ± 5	14
120 - 2	30.4	794	0.111	0.70607 ± 8	15
120 - 3	30.9	877	0.102	0.70583 ± 8	16
121 - 1	30.6	322	0.276	0.71266 ± 6	17
121 - 2	116	593	0.566	0.72211 ± 9	18
121 - 3	55.3	493	0.325	0.71463 ± 7	19
121 - 4	90.1	463	0.565	0.72154 ± 9	20
121 - 5	46.1	573	0.233	0.71061 ± 8	21
122 - 1	30.7	281	0.317	0.71474 ± 12	22
122 - 2	23.0	486	0.137	0.70800 ± 10	23
122 - 3	180	303	1.725	0.73849 ± 7	24
122 - 4	96.5	534	0.524	0.72024 ± 6	25
126 - 1	1.13	328	0.010	0.70174 ± 7	26
126 - 2	16.2	393	0.120	0.70672 ± 7	27
126 - 3	4.36	442	0.029	0.70311 ± 7	28
126 - 4	26.6	409	0.189	0.70930 ± 9	29
126 - 5	24.4	392	0.180	0.70970 ± 7	30
128 - 1	9.4	297	0.091	0.70782 ± 7	31
128 - 2	103	374	0.821	0.73073 ± 7	32
128 - 3	34.9	370	0.274	0.71061 ± 9	33
128 - 6	21.6	394	0.159	0.70948 ± 8	34
128 - 7	103	477	0.629	0.72475 ± 9	35
<u>PARAGNEISS DE LA RIV. A L'EAU FROIDE</u>					
<u>Roches totales</u>					
150	39.5	314	0.365	0.71567 ± 7	44
<u>Fractions minéralogiques</u>					
148 - 1	70.5	401	0.510	0.72077 ± 7	36
148 - 2	53.3	374	0.414	0.71711 ± 7	37
148 - 3	75.2	505	0.432	0.71755 ± 7	38
149 - 1	136	316	1.248	0.74605 ± 7	39
149 - 2	181	451	1.171	0.74620 ± 7	40
149 - 3	106	312	0.992	0.73810 ± 7	41
149 - 4	124	344	1.050	0.74050 ± 7	42
149 - 5	183	426	1.247	0.74537 ± 7	43

* ± indique l'erreur à deux écarts-types sur la dernière décimale du rapport.
Toutes les valeurs sont normalisées selon la valeur de l'étalon E & A (0.70800).

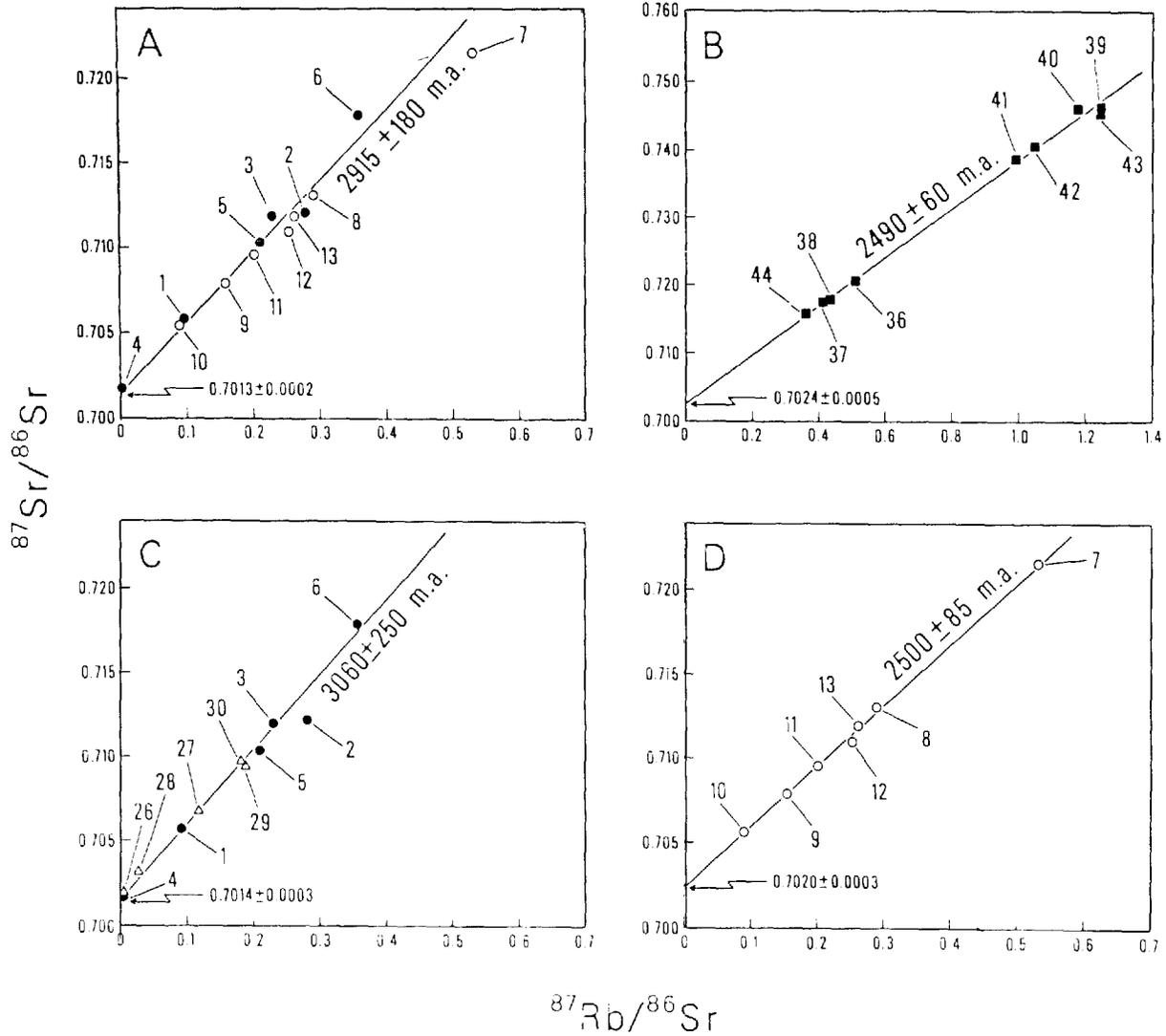


FIGURE 7 - Diagramme isochrone Rb-Sr pour:

A - Les roches totales du massif de Duxbury (mêmes symboles qu'à la figure 4). Voir les numéros des combinaisons au tableau 5.

B - Les roches totales et les fractions minéralogiques du paragneiss à biotite.

totales se trouvent exactement sur l'isochrone défini par les fractions minéralogiques (figure 8c), ce qui signifie que les fractions minéralogiques et les roches totales avaient la même composition isotopique en Sr, il y environ 3.0 Ga. Ces données apportent un argument de poids à l'hypothèse que l'âge des roches totales ton-

C - Les roches totales (cercles fermés) et les fractions minéralogiques (triangles ouverts).

D - Les roches totales granodioritiques du massif de Duxbury.

litiques correspond à un événement réel et n'est pas l'effet d'un mélange de phases.

Les roches totales reportées avec les fractions minéralogiques sur la figure 8 (a à d) ne sont pas des roches totales découpées comme les fractions mais plutôt des roches totales prélevées sur un même

TABLEAU 5 - Résultats d'analyse par régression pour le massif de Duxbury de la Rivière à L'Eau Froide.

IDENTIFICATION	Echantillons*	AGE** (m.a.)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Initial	N	MSWD	F***	MODEL****
PLUTON DE DUXBURY							
Toutes roches totales	1-13	2915 ± 180	0.7013 ± 0.0002	13	18.5	3.6	II - Err.
Roches totales tonalitiques	1-6	3060 ± 250	0.7013 ± 0.0002	6	19.7	4.1	II - Err.
Roches totales granodioritiques	7-13	2500 ± 85	0.7023 ± 0.0003	7	3.1	4.0	I - Iso.
Fractions minéralogiques tonalitiques							
Fractions avec $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 0.5$	18,20,25,32,35	2500 ± 260	0.7014 ± 0.0022	5	1.8	4.4	I - Iso.
Fractions avec $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 0.2$	17-22,25,32,33,35	2350 ± 200	0.7029 ± 0.0013	10	17.5	3.7	III - Err.
Fractions avec $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0.2$	14-16,23,26-30,34	3060 ± 300	0.7015 ± 0.0005	10	13.5	3.7	IV - Err.
Tonalite massive	1,14-16	1220 ± 500	0.7041 ± 0.0008	4	0.3	4.7	I - Iso.
Gneiss tonalitiques	2,3,17-23	2290 ± 280	0.7036 ± 0.0010	9	12.9	3.8	II - Err.
Tonalite gneissique	4,5,26-30	2960 ± 230	0.7015 ± 0.0004	7	7.7	4.0	IV - Err.
Gneiss tonalitique	6,31-35	2250 ± 380	0.7043 ± 0.0025	6	90.4	4.1	III - Err.
Roches totales et fractions tonalitiques choisies	1,3-6,26-30	3080 ± 180	0.7014 ± 0.0003	10	6.9	3.7	IV - Err.
PARAGNEISS DE LA RIV. A L'EAU FROIDE							
Affleurement 148	36-44	2490 ± 60	0.7024 ± 0.0005	9	2.9	3.8	I - Iso.

* Voir colonne "Graphique No.", Tableau IV. ** Toutes les erreurs sont données au niveau de confiance 2σ .
 *** La variable F est donnée pour N-2, 7 degrés de liberté. **** Voir Brooks *et al.* (1972).
 Iso. = Isochrone; Err. = Errorchrone.

affleurement. Si l'on admet cependant que ces roches totales représentent la composition moyenne de l'ensemble des fractions minéralogiques, il ressort que l'échantillon 128 montre des indications de gain et de perte de Sr radiogénique dans différentes fractions; il en résulte donc une rotation de l'isochrone qui donnera ainsi un âge anormalement jeune. Dans le cas présent, l'échantillon a apparemment perdu du Sr radiogénique dans ses fractions riches en biotite alors que les fractions riches en plagioclase ont acquis du Sr radiogénique. Ce cas classique a été noté dans plusieurs roches ignées contenant du feldspath et de la biotite (p. ex. Arriens *et al.*, 1966). Dans les deux autres diagrammes (8a et 8b), les échantillons de roches totales ne semblent pas représentatifs des fractions minéralogiques, probablement à cause de l'hétérogénéité de l'affleurement.

Lorsqu'on les reporte sur un même diagramme isochrone (figure 9), les frac-

tions minéralogiques définissent une ligne courbe. La partie inférieure de la courbe donne un âge qui ne diffère pas de façon significative de l'âge obtenu avec l'échantillon 126-1 à 126-5 ou avec les roches totales tonalitiques. Nous reconnaissons que cette partie de la courbe est influencée par les cinq fractions minéralogiques de l'échantillon 126, mais nous soumettons que sept fractions minéralogiques d'autres échantillons sont aussi incluses dans cette partie. Donc, ces échantillons (120, 121, 122, 128) donnent aussi un vieil âge, le même que pour la tonalite.

Les échantillons qui définissent la partie supérieure de la courbe donnent un âge errorchrone de 2350 ± 200 Ma. L'étude statistique montre que cet âge n'est pas différent de celui de la granodiorite. La valeur du rapport Rb/Sr est proportionnelle à la teneur en biotite dans ces fractions. L'une de celles-ci (122-3) contient plus de 30% de biotite. La partie infé-

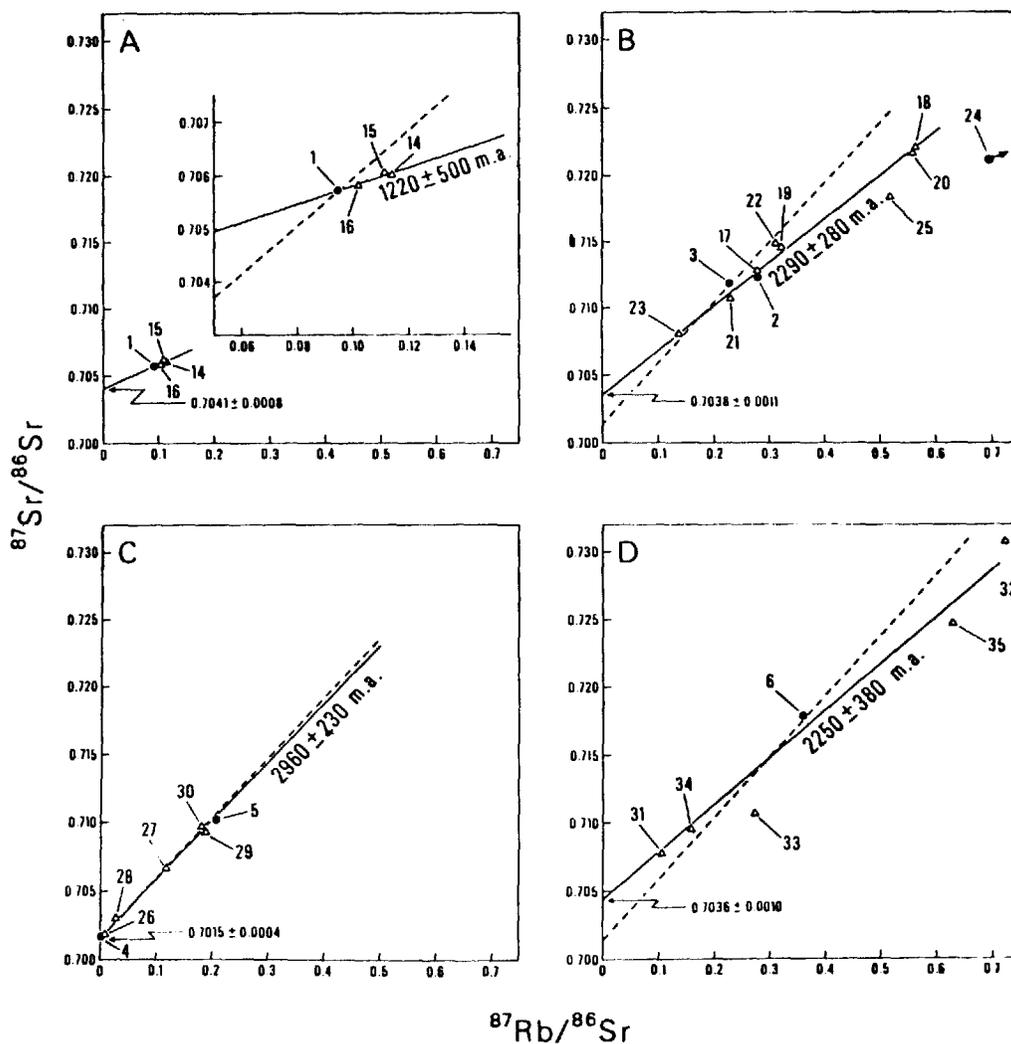


FIGURE 8 - Diagrammes isochrones Rb-Sr pour les fractions minéralogiques des tonalites du massif de Duxbury. La ligne tiretée représente l'isochrone de référence des roches totales tonalitiques. (triangles ouverts: fractions minéralogiques; cercles fermés: roches totales d'un même affleurement).

A - Echantillon no 120; tonalite massive (voir figure 3a).

B - Echantillons no 121-122; gneiss tonalitiques (voir figures 3d et c).

C - Echantillon no 126; tonalite gneissique (voir figure 3b).

D - Echantillon no 128; gneiss tonalitique (voir figure 3c).

rieure de la courbe de l'isochrone a un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7015 ± 0.0005 ; cette valeur ne diffère pas de façon significative du rapport initial déterminé à partir des roches totales tonalitiques. A la figure 8 (d), une rotation de la droite isochrone s'effectue autour de la

valeur de la roche totale. Pour les fractions minéralogiques, la rotation se fait généralement autour des petits valeurs de Rb/Sr des fractions. Il y a aussi la possibilité que les fractions minéralogiques riches en biotite aient des valeurs faibles en $\text{Sr}^{87/86}$ à cause de l'altéra-

tion qui semble sans effet apparent dans les fractions riches en plagioclase (donc riches en Sr). Il semble qu'on ait le même effet pour les fractions minéralogiques qui donnent de mauvais errorchrones (p.ex. 121, 122) avec des âges encore plus récents que l'orogène kénoréenne. Mais nous ne disposons pas d'indications pétrographiques suffisantes pour étayer cette hypothèse.

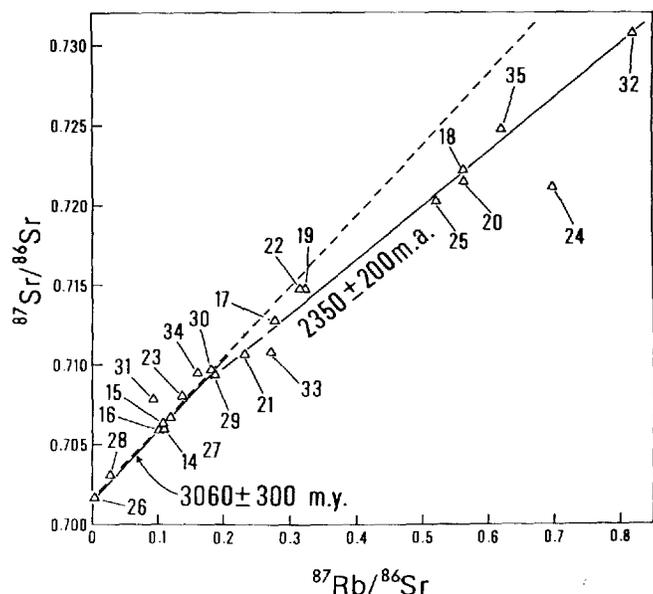


FIGURE 9 - Diagramme isochrone Rb-Sr pour les fractions minéralogiques du massif de Duxbury. La ligne tiretée présente l'error-chronne de référence des roches totales tonalitiques.

Dans l'étude isotopique des roches totales et des fractions minéralogiques, c'est la combinaison de toutes les roches totales (sauf le 123) et de toutes les fractions minéralogiques de l'échantillon 126 qui donne la meilleure estimation de l'âge et du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de la tonalite. L'échantillon 123 a été exclu car il présente des taches, à texture saccharoïde, de fusion partielle qui oblitèrent la texture gneissique originale. D'ailleurs cet échantillon se trouve exactement sur l'isochrone de la granodiorite. La meilleure estimation pour la tonalite est obtenue par un errorchronne avec un âge de 3.08 ± 0.18 Ga et un rapport ini-

tial de 0.7014 ± 0.0003 (à un niveau de confiance de 95%). Ces valeurs diffèrent de celles obtenues pour la granodiorite à tous les niveaux de confiance.

Nous avons analysé un échantillon de paragneiss à biotite fortement folié (foliation parallèle à l'arrangement de la déformation kénoréenne) pour avoir plus de renseignements différents sur les effets de l'orogène kénoréenne dans la région. L'échantillon est localisé à la figure 2. Les données sont présentées au tableau 4 et reportées sur le diagramme isochrone de la figure 7 (b). Le traitement par régression de cet échantillon donne un isochrone avec un âge de 2.49 ± 0.06 Ga et un rapport initial de 0.7024 ± 0.0005 (tableau 5). Ces paramètres isochrones sont presque identiques à ceux des roches totales granodioritiques et indiquent un lien génétique possible entre les deux types de roches.

DISCUSSION

L'étude isotopique Rb-Sr des roches totales du massif de Duxbury donne un âge de 2.92 ± 0.18 Ga et un rapport initial de 0.7013 ± 0.0002 . Cependant, lorsqu'on sépare les échantillons à partir de critères cartographiques et pétrographiques, on obtient deux phases - granodiorite et tonalite - qui donnent des âges et des rapports initiaux vraiment différents. Les valeurs de la granodiorite se présentent sur une droite isochrone avec un âge de 2.5 ± 0.09 Ga, alors que celle de la tonalite donnent un errorchronne avec un âge de 3.06 ± 0.25 Ga. La validité de l'âge des roches totales tonalitiques est confirmée par l'étude des fractions minéralogiques, dont les fractions à faible rapport Rb/Sr ($\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86} < 0.2$) et cinq fractions d'un échantillon (126) sont colinéaires avec l'errorchronne des roches totales tona-

litiques. Il reste à examiner les implications des deux âges dans le massif de Duxbury.

Au moins cinq mécanismes géologiques peuvent avoir causé cette distribution bimodale d'âges dans un pluton unique tel que celui du lac Duxbury. Ces mécanismes, dont certains sont plus plausibles que les autres, sont:

- 1 - L'intrusion successive de deux magmas d'âge différent;
- 2 - Le métamorphisme et le métasomatisme d'un pluton;
- 3 - Une situation d'isochrone de la croûte équivalente à l'isochrone du manteau;
- 4 - Des contaminations diverses durant l'ascension du pluton dans la croûte;
- 5 - Une remobilisation de matériel sialique ancien.

Les mécanismes 1 et 2 impliquent que l'arrangement bimodal d'âge résulterait d'une cause *in situ*; les autres auraient agi avant la mise en place. Nous allons examiner chaque mécanisme en détail.

INTRUSIONS SUCCESSIVES

Ce mécanisme impliquerait que la granodiorite, la phase la plus récente, aurait pénétré, par intrusion, dans une tonalite cristalline plus vieille, à 2.5 Ga. Les relations lithologiques sur le terrain font rejeter cette hypothèse. La distribution de la granodiorite implique que celle-ci se serait mise en place sous forme de dyke conique autour de la tonalite, possibilité écartée par la nature antiforme du lobe. Ce qui n'exclut toutefois pas qu'un dyke granodioritique se soit mis en place au contact entre la tonalite et la roche encaissante et que la configuration actuelle résulte d'un mouvement ascensionnel de l'ensemble du massif. Le contact graduel

granodiorite-tonalite et le contact net granodiorite-roche encaissante pourraient même s'expliquer par un tel mécanisme, si la tonalite était en fusion lors de l'intrusion de la granodiorite. Ce qui est plus difficile à expliquer est le fait que plusieurs tonalites de la région ont une bordure granodioritique, ce qui suppose la mise en place d'un magma granodioritique régional sous forme de dyke en bordure des intrusions tonalitiques. Cette hypothèse est très peu probable.

CONTAMINATIONS

Ce mécanisme impliquerait que l'âge réel du pluton serait celui de la granodiorite et que la contamination serait responsable d'un noyau correspondant à la phase tonalitique. De fait, la tonalite contient plusieurs enclaves amphibolitiques qui présentent des hétérogénéités isotopiques et chimiques évidentes. Cette explication devient plus réaliste si l'on conçoit que la tonalite, en surface, représente une zone, près de la couverture du massif, où l'on peut s'attendre à trouver plusieurs lambeaux de couvertures et d'enclaves. Cependant, bien que le massif plonge vers l'est et que les affleurements les plus à l'ouest montrent ainsi des sections de plus en plus profondes du pluton, on n'observe nulle part de différence systématique dans le nombre d'enclaves mafiques dans la tonalite. Ceci nous amène à conclure que ces enclaves mafiques dans la tonalite, xénolitiques ou non, faisaient partie du pluton avant son ascension et sont des éléments intégrants de l'intrusion. La présence de nombreux petits fragments dans la phase granodioritique, fragments que l'on suppose être de petites enclaves brisées de même nature que celles observées dans la tonalite, vient à l'appui de cette hypothèse. Le vieil âge trouvé pour ces

enclaves mafiques confirme qu'elles sont bien partie intégrante du pluton.

METAMORPHISME ET METASOMATISME

Ce mécanisme implique que l'âge réel du massif est plus vieux que celui de la granodiorite, laquelle aurait subi une modification chimique (addition de K) et connu un rééquilibrage isotopique durant l'orogène kénoréenne (2.5 Ga). L'objection majeure à cette hypothèse réside dans la possibilité de produire une granodiorite *in situ* par le métamorphisme de la tonalite sans affecter de façon notable les roches métavolcaniques hydratées encaissantes. Nous croyons que cette hypothèse est insoutenable.

ISOCHRONE DE LA CROUTE (EQUIVALENT A L'ISOCHRONE DU MANTEAU)

Cette hypothèse implique que le massif Duxbury aurait un âge de 2.5 Ga. L'âge isotopique de 3.1 Ga de la tonalite résulterait de l'héritage isotopique de la région source. Cet héritage, ou effet de mémoire, serait semblable aux relations isotopiques anormales des isochrones du manteau déterminés dans les roches basiques (Brooks et al., 1976 et 1978). Mais, dans ce cas-ci, le mécanisme causal implique des roches granitiques dont la région source serait la croûte inférieure; de tels cas ont été notés dans des roches granitiques intrusives (p.ex. les batholithes de Californie). Cependant un échantillon tonalitique (no 126), divisé en ses cinq fractions minéralogiques définies par la texture gneissique, possède des paramètres isotopiques qui ne diffèrent pas de façon significative des paramètres des roches totales tonalitiques (tableau 5). Les différentes fractions minéralogiques étaient donc en équilibre isotopique avec les ro-

ches totales avoisinantes à 3.0 Ga et nous avons ainsi des indications que toute la tonalite n'est pas le produit d'une fusion partielle à 2.5 Ga, avec conservation des hétérogénéités de la région source comme dans le cas des magmas basaltiques qui produisent des isochrones du manteau. Le seul échantillon tonalitique qui possède des propriétés acquises après le développement de la texture gneissique est le no 123; cette roche totale montre des valeurs isotopiques en accord avec l'isochrone de la granodiorite plutôt qu'avec l'isochrone de la tonalite.

REMOBILISATION

Ce mécanisme implique une remobilisation de matériel sialique ancien, telle qu'une relique de ce matériel est conservé dans la zone centrale (tonalite) sans rééquilibration, zone entourée par un matériel qui a subi des modifications chimiques et une rééquilibration durant le processus de remobilisation (granodiorite).

S'il n'y a eu aucune contamination durant la remobilisation, la granodiorite devrait alors montrer une évolution du Sr reliée à la composition isotopique initiale de la roche primaire. Ainsi, si l'on considère la composition moyenne de la tonalite comme la meilleure estimation de la composition du matériel primaire (âge = 3.1 Ga; rapport initial = 0.7014; Rb/Sr = 0.06), après 600 Ma, la remobilisation et la rééquilibration de la tonalite produiraient une roche avec un rapport initial de 0.7028, lequel est comparable au rapport initial mesuré dans la granodiorite (0.7023). Il y a donc un lien génétique possible entre la tonalite et la granodiorite. Nous considérons que la remobilisation est le mécanisme qui explique le mieux les résultats obtenus. Ce mécanisme expli-

querait l'hétérogénéité géochimique et isotopique de la tonalite par rapport à la granodiorite et confirmerait le caractère primaire des enclaves mafiques dans la tonalite. Celles-ci, dont certaines ont le même âge que les roches totales tonalitiques, seraient des fragments de roches-sources hétérogènes conservées dans la tonalite à toutes les échelles.

IMPLICATIONS

CONDITIONS DE FORMATION

Les données géochronologiques montrent que certaines parties du massif de Duxbury n'ont pas été modifiées depuis leur métamorphisme à 3.1 Ga, à part leur dérangement accompagné d'un fluage plastique. Il importe de déterminer si le métamorphisme à ce temps était prograde ou régressif si l'on veut retracer l'histoire du segment de croûte qui contient le massif. L'examen de certains gneiss progrades des faciès des amphibolites et des granulites révèle qu'ils ont généralement des rapports $FeO/Fe_2O_3 > 1$, alors que les gneiss régressifs ont des rapports $FeO/Fe_2O_3 < 1$. Dans le processus régressif par lequel un gneiss à biotite amphibolitique est produit par hydratation d'une granulite, il semble que la fugacité de l'oxygène soit assez élevée pour donner des conditions oxydantes. La diffusion de l'hydrogène hors du système, aidée par le changement de volume occasionné par l'hydratation, pourrait causer un accroissement de la fugacité de l'oxygène durant ces processus régressifs. On pourrait, à titre de suggestion, interpréter le rapport élevé FeO/Fe_2O_3 des roches du massif de Duxbury comme étant une indication que ces gneiss sont progrades et n'ont jamais été dans le faciès des granulites, même avant la remobilisation. La profondeur d'enfouissement de ces roches

n'a donc jamais été assez grande pour produire des assemblages du faciès des granulites, ou pour les déshydrater. D'autres régions cratoniques ont aussi des assemblages où la roche granitique dominante à la surface est un produit de haute température et de basse pression. Certains échantillons de tonalite de Duxbury montrent des indications de début de fusion; il semble que la température à laquelle s'est faite (ou a commencé) la remobilisation des roches sources était près de celle du solidus du granite et que la courbe de fusion minimum du diagramme de phases (Qu-Or-Ab) a été atteinte (550-650°C). Pour un gradient géothermique de 35°C/km à l'Archéen, on peut atteindre la courbe de fusion minimum à une profondeur de 15 à 20 km à une température d'environ 630°C. Nous considérons comme raisonnable cette approximation de la profondeur maximum d'enfouissement des roches sources du massif de Duxbury.

Ce matériel remobilisé à cette profondeur représente-t-il la base de la croûte à 3.1 Ga ou tout simplement un horizon tonalitique à l'intérieur de la croûte à cet âge? Windley et Davis (1978) estiment, en tenant compte de l'escarpement des volcans, que l'épaisseur de la croûte dans la région de l'Abitibi était de 35 à 45 km à 2.7 Ga. D'autres estimations basées sur les valeurs géochimiques des roches métavolcaniques (Hart et al., 1970) pointent à une épaisseur de 15 à 20 km pour la croûte à ce temps. L'évaluation de Windley et Davies peut aussi représenter les derniers stades d'épaississement de la croûte à la fin du cycle orogénique qui va de 2.8 à 2.5 Ga. Cette estimation serait en accord avec les estimations de Gunn (1975) qui a proposé que les tonalites se sont formées dans une croûte plus mince que 15 km et que les séries potassiques post-orogéniques se sont formées dans une croûte

de plus de 50 km d'épaisseur. Avec autant d'incertitude, il est impossible de déterminer sans équivoque si le massif de Duxbury provient de la base ou d'une section moins profonde de la croûte à 3.1 Ga. Cependant, comme une remobilisation de ce type semble une caractéristique régionale des terrains archéens, comme ceux du Québec, nous trouvons plus probable d'associer cette remobilisation aux effets des conditions physiques qui prévalaient près de la base ou à la base même de la croûte entre 2.7 et 3 Ga, ce qui est en accord avec l'estimation basée sur la composition géochimique des metabasaltes.

IMPLICATIONS REGIONALES

Les terrains archéens du Québec montrent une dichotomie marquée dans la distribution des gneiss et des roches métavolcaniques. Les roches métamorphisées au faciès des granulites dominent dans la partie nord du Québec (Ungava) alors que, dans la partie sud, les roches atteignent rarement un faciès métamorphique plus élevé que le faciès moyen des amphibolites. Parallèlement, les roches métavolcaniques sont communes et bien développées au sud et presque absentes au nord. Ces tendances pourraient être associées à un soulèvement accru de la croûte vers le nord du Québec. Dans ce cas, le métamorphisme au faciès des granulites et le soulèvement doivent être contemporains ou postérieurs à la mise en place du massif de Duxbury en tant que socle gneissique prograde remobilisé. Il n'y a pas encore de données géochronologiques pour étayer cette hypothèse, quoique les granulites de la province de Nain donnent des âges préliminaires entre 1800 et 2600 Ma (Wanless et Loveridge, 1979).

TEMPS DE RESIDENCE DANS LA CROUTE

Moorbath (1975a, b) a utilisé les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les gneiss anciens pour montrer que les complexes gneissiques anciens ne proviennent pas toujours de la remobilisation du matériel plus ancien de la croûte. Il est d'avis que ces gneiss sont des additions primaires à la croûte continentale en plein développement et que leur âge correspond à celui de ces additions primaires. Le massif de Duxbury ne suit pas cette règle. Son rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est trop élevé, en comparaison avec la valeur du rapport trouvé dans le manteau entre 3.2 et 2.5 Ga (Hart et Brooks, 1977) pour être du matériel juvénile. Sa valeur correspond à celle qu'aurait atteint un matériel juvénile mis en place à 3.5 - 3.6 Ga. Donc, si le massif de Duxbury provient directement du manteau, il ne peut y avoir été extrait après 3.5 - 3.6 Ga. On aurait alors une histoire de remobilisation de la croûte d'une durée de près de 1 Ga. Si le massif est, comme nous le croyons, typique des autres masses tonalitiques régionales de la province de Supérieur du Canada, l'histoire archéenne de ce segment de la croûte est différente de celle des autres cratons, ou encore l'explication des faibles rapports isotopiques de Sr fournie par Moorbath (1975a, b) n'est pas valable. Bridgwater et Collerson (1977) ont déjà étudié certains aspects de ce problème dans les gneiss Amitsoq et Uivak du Groënland. Nos observations s'accordent avec leurs idées, à l'effet qu'on peut trouver des vestiges d'une vieille croûte associés à des additions primaires plus jeunes en se basant sur l'étude des rapports isotopiques du Sr.

Les tentatives, sans doute intéressantes, de discussion sur l'origine ul-

time du matériel tonalitique du massif de Duxbury ne résultent qu'en un éventail de possibilités. L'analyse des éléments en trace n'éclaire pas plus la discussion. L'affinité calco-alcaline des échantillons du massif de Duxbury impose certaines restrictions sur la composition de la roche-mère qui était probablement un matériel igné de composition tonalitique (diorite, diorite quartzique) comme source la plus probable avant la remobilisation.

CONCLUSION

On peut retracer les épisodes de l'histoire de la croûte dans la région de la rivière Eastmain en se basant sur l'étude du massif de Duxbury.

1 - Formation d'un socle sialique (matériel tonalitique - addition primaire provenant du manteau): 3500-3600 Ma.

2 - Métamorphisme du socle sialique (par enfouissement dans la croûte qui s'épaissit): 3060 Ma.

3 - Remobilisation du socle sialique et injection dans les séries de la croûte près de la surface pour former le massif de Duxbury. La déformation kénoréenne est complétée à 2500 Ma.

4 - Erosion de la surface du massif tonalitique qui affleure; dépôt de matériel dans le bassin adjacent suivi de métamorphisme pour donner le paragneiss à 2490 Ma.

5 - Fin des effets thermiques de l'orogène kénoréenne à 2400 Ma environ.

La similitude des lithologies et des structures sur une grande partie de la province de Supérieur du Québec, de l'Ontario et du Manitoba donne à penser que cette série d'événements est applicable à une grande partie de la province de Supérieur du Canada.

BIBLIOGRAPHIE

ARRIENS, P.A. - BROOKS, C. - BOFINGER, V.M. - COMPSTON, W., 1966 - *The discordance of mineral ages in granitic rocks resulting from the redistribution of Rb and Sr*; Journal of Geophysical Research; 71, 4981-4994.

BAADSGAARD, H. - LAMBERT, R. ST. J. - KRUPICKA, J., 1976 - *Mineral isotopic age relationships in the polymetamorphic Amitecq gneisses, Godthaab district, West Greenland*; Geochimica et Cosmochimica Acta; 40, 513-527.

BRIDGWATER, D. - COLLERSON, K.D., 1977 - *On the origin of early Archean gneisses: a reply*; Contributions to Mineralogy and Petrology; 62, 179-191.

BROOKS, C., 1978 - *Minimizing secondary alteration effects in Rb-Sr geochronology: application to Archean igneous rocks, Chibougamau, Québec*; Journal canadien des Sciences de la Terre (sous presse).

BROOKS, C. - KROGH, T.E. - HART, S.R. - DAVIS, G.L., 1969 - *Carbonate contents and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of calcites from Archean metavolcanics*; Earth and Planetary Science Letters; 6, 35-38.

BROOKS, C. - HART, S.R. - WENDT, I., 1972 - *Realistic use of two-error regression treatments as applied to Rb-Sr data*; Reviews of Geophysics and Space Physics; 10, 551-577.

BROOKS, C. - HART, S.R., 1978 - *Rb-Sr mantle isochrons and variations in the chemistry of Gondwanaland's lithosphere*; Nature; 271, 220-223.

BROOKS, C. - HART, S.R. - HOFMANN, A. - JAMES, D.E., 1967a - *Rb-Sr mantle isochrons from oceanic regions*; Earthland Planetary Science Letters; 32, 51-61.

BROOKS, C. - JAMES, D.E. - HART, S.R., 1976b - *Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism*; Science; 193, 1086-1094.

CARMICHAEL, I.S.E. - TURNER, F.J. - VERHOOGEN, J., 1974 - *Igneous Petrology*; McGraw-Hill, New York.

GELINAS, L. - BROOKS, C. - PERRAULT, G. - CARRIGNAN, R. - TRUDEL, P. - GRASSO, F., 1977 - *Chemostratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Québec*; in *Volcanic Regimes in Canada* (édité par W.R. Baragar); Association géologique du Canada; Special Paper 16, 265-295.

GUNN, B.M., 1975 - *Inferences on Archean granitic suites based on modern orogenic*

andesite data; Geological Society of America; Abstracts with Programs; 770.

HARPUM, J.R., 1963 - *Petrographic classification of granitic rocks by partial chemical analysis*; Tanganyika Geological Survey Report 10, 80-88.

HART, S.R. - BROOKS, C., 1977 - *The geochemistry and evolution of Early Precambrian Mantle*; Contributions to Mineralogy and Petrology; 61, 109-128.

HART, S. - BROOKS, C. - KROGH, T.E. - DAVIS, G.L. - NAVA, D., 1970 - *Ancient and Modern Volcanic Rocks: A trace element model*; Earth and Planetary Science Letters; 10, 17-28.

KROGH, T.E., DAVIS, G.L., 1969 - *Old isotopic ages in the NW Grenville Province, Ontario*; Association géologique du Canada; Special Paper 5, 189-192.

KROGH, T.E. - HARRIS, N.B.W. - DAVIS, G.L., 1976 - *Archean rocks from the eastern Lac Seul region of the English River Gneiss Belt, NW Ontario, part 2: geochronology*; Journal canadien des Sciences de la Terre; 13, 1212-1215.

McINTYRE, G.A., - BROOKS, C., - COMPSTON, W.-TURCK, A. 1966 - *The Statistical Assessment of Rb-Sr Isochrons*; Journal of Geophysical Research; 71, 5459-5468.

MOORBATH, S., 1975 - *Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence*; Nature; 254, 395-398.

_____ 1976 - *Age and isotope constraints for the evolution of Archean crust; in The early History of the Earth* (édité par B.F. Windley); John Wiley and Sons; 351-360.

MOORBATH, S. - O'NIONS, R.K. - PANKHURST, R.J. - GALE, N.H. - MCGREGOR, V.R., 1972 - *Further Rb-Sr age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaad district, West Greenland*; Nature; 240, 78-82.

WANLESS, R.K. - LOVERIDGE, W.D., 1978 - *Rb-Sr isotopic age studies; report 2 (Canadian Shield)*; Commission géologique du Canada; 77-14, 1-70.

WINDLEY, B.F. - DAVIES, F.B., 1978 - *Volcano spacing and lithosphere (crustal thickness in the Archean)*; Earth and Planetary Science Letters; 38, 291-297.

ANNEXE 1

PREPARATION DES ECHANTILLONS POUR FIN D'ANALYSES CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

ANALYSES CHIMIQUES

Nous avons traité divers types d'échantillons, dont des roches totales et des fractions minéralogiques. Pour les échantillons ayant plusieurs fractions, nous avons d'abord procédé à la séparation de ces différentes fractions à la scie à diamant. Par la suite, les fractions furent traitées comme les échantillons massifs.

Après avoir été nettoyés de toute trace de contamination et d'altération, les échantillons furent réduits à la dimension d'un poing, avec une masse, avant réduction plus grande avec le piston hydraulique. Il nous a fallu utiliser le broyeur à mâchoires pour certains échantillons particulièrement durs et en quantité assez grande pour que la contamination par le broyeur soit négligeable. Les échantillons furent ensuite passés dans l'appareil à quartage (rock splitter) afin d'obtenir 250 g de matériel pour chacun. Ce matériel fut broyé jusqu'à ce que les particules soient inférieures à 80 microns.

Pour l'analyse des *éléments en trace*, nous avons, pour chaque échantillon, placé 3 g de poudre séchée à l'intérieur d'un cylindre d'acier inoxydable, auxquels nous avons ajouté trois gouttes d'alcool polyvinylique comme liant. Ces préparations furent soumises à une pression de 8 tonnes/pouce carré en utilisant une gaine

d'acide borique (environ 5 g) comme support. Les pastilles ainsi obtenues étaient alors prêtes pour analyse par fluorescence des rayons X.

La méthode de préparation des échantillons pour l'analyse des *éléments majeurs* varie d'un laboratoire à l'autre, suivant les installations de chacun. La méthode décrite ici a été mise au point par le Laboratoire de Géochimie analytique de l'Ecole Polytechnique de Montréal; elle exige, pour analyse par fluorescence des rayons X, la préparation de pastilles de verre à partir de poudres. Pour chaque échantillon, nous avons procédé comme suit:

Séchage de l'échantillon pendant une période de 6 à 8 heures dans un four à 110°C, sous vide partiel, pour faire évaporer l'eau résiduelle (H_2O^+);
Pesée de 1 g d'échantillon;
Ajout de 5 g de métaborax, plus l'équivalent en métaborax de la quantité de volatiles (H_2O et CO_2) appelée à disparaître lors de la fusion (les échantillons auront été analysés au préalable pour leurs teneurs en H_2O et CO_2). A noter ici que le métaborax sert de fondant pour l'échantillon, tout en atténuant les différences de matrice existant entre les différents échantillons.

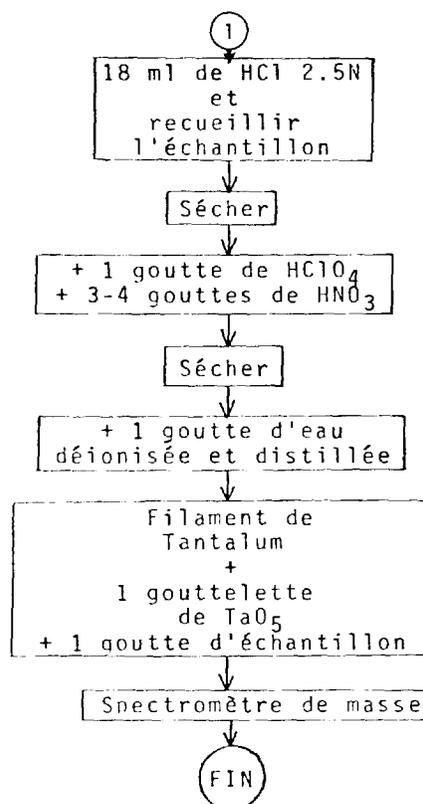
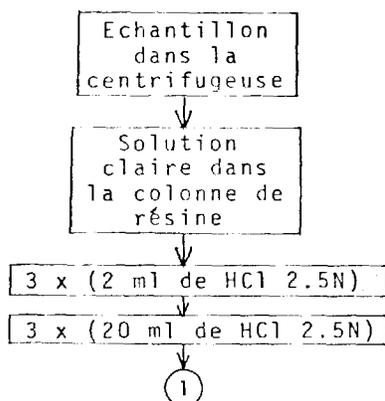
Ajout de 3 mg (± 1 mg) d'agent non-collant. Ces préparations, fondues avec le fluxeur Claisse, dans un creuset de platine constamment agité et chauffé à très haute température (900 - 1000°C), étaient ensuite versées et refroidies dans un moule de platine de 3 cm de diamètre environ. Nous obtenions

ainsi des pastilles de verre à surface uniforme, ne nécessitant aucun polissage susceptible de les casser.

ANALYSE ISOTOPIQUE

Après réduction en poudre, 0.25 g de chaque échantillon fut dissous pour isoler le strontium. Le schéma de dissolution et de préparation de l'échantillon est présenté au tableau A-1.

TABLEAU A-1 Schéma de préparation des échantillons pour l'analyse isotopique.



ANNEXE 2

METHODES D'ANALYSE CHIMIQUE

ELEMENTS MAJEURS

Les éléments majeurs ont été analysés par fluorescence des rayons X (FRX), par voies chimiques et par absorption atomique. Le tableau A-2 montre les éléments analysés, la méthode employée, ainsi que la précision de chaque analyse. Il est à noter que les analyses furent jugées acceptables lorsque la somme des pourcentages d'oxydes se situait entre 99.30 et 100.70.

Toutes les analyses ont été effectuées au Laboratoire de Géochimie analytique de l'Ecole Polytechnique de Montréal, sauf l'analyse des volatiles qui a été ef-

fectuée à l'Université de Montréal sur un chromatographe de gaz Hewlett-Packard C-H-N Analyzer 185 B. Le spectromètre à FRX de l'Ecole Polytechnique est un Philips semi-automatic X-Ray spectrometer PW 1220. Les échantillons-étalons de l'Ecole Polytechnique sont des échantillons étalonnés à partir de courbes de calibrations obtenues à partir d'étalons du United States Geological Survey (BCR-1, PCC-1, G-2, DTS-1, GSP-1 et AGV-1), du Centre de Recherche pétrologique et pétrochimique de Nancy (VB-N, GH, BR, GA et DRN) et du Canadian Standard Reference Materials Project (MRG-1, S-3, VM-1, VM-2 et VM-4), (Gélinas *et al.*, 1976).

Tableau A-2. Méthodes d'analyses chimiques.

Oxyde	Méthode	Précision (± 1)
SiO ₂	FRX	0.23
Al ₂ O ₃	FRX	0.19
TiO ₂	FRX	0.03
Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ =Fe total - FeO x 0.7773/0.6994. Fe total mesuré par FRX	
FeO	Titration	0.09
MnO	Absorption atomique	3 ppm
MgO	FRX	0.18
CaO	FRX	0.07
Na ₂ O	Absorption atomique	0.02
K ₂ O	FRX	0.04
P ₂ O ₅	Calorimétrie	
CO ₂	Chromatographie des gaz.	0.17
H ₂ O	Chromatographie des gaz	0.08
Rb	FRX	1.4 %
Sr	FRX	0.25%

ELEMENTS EN TRACE

Les seuls éléments en trace analysés furent le Rb et le Sr. Les analyses ont été effectuées par FRX sur un spectromètre Philips à l'Université McGill; la géochronologie a été faite selon la méthode RB-Sr.

Nous avons utilisé une pastille de poudre de AGV-1 (échantillon-étalon d'andésite du United States Geological Survey) comme étalon, de même que GSP et BCR (également étalons du U.S.G.A.) comme étalons de vérification. Chaque échantillon a été analysé trois fois pour le pic de Compton du molybdène, le pic du Sr, le bruit de fond et le pic du Rb; l'étalon était vérifié après chaque série de quatre analyses.

Dans le calcul des concentrations, nous avons tenu compte du temps mort (1.5 microsecondes, ou 1.5 secondes pour 10⁶ comptes) et de la dispersion des radiations X émises par le Rb et le Sr par une correction faite en fonction du pic de Comp-

ton du molybdène, qui se fait comme suit:

1 - Calcul des intensités nettes du Rb et du Sr de l'étalon

$$a) (\text{Pic}_{\text{Sr}} - \text{bruit de fond}) = \text{Sr}$$

$$(\text{Pic}_{\text{Rb}} - \text{bruit de fond}) = \text{Rb}$$

$$b) \text{Sr} / \text{Pic de Compton} = f_{\text{Sr}}$$

$$\text{Rb} / \text{Pic de Compton} = f_{\text{Rb}}$$

Ces facteurs sont équivalents aux concentrations en ppm du Sr et du Rb dans l'étalon, puisque 1 ppm de Sr est équivalent à :

$$\frac{\text{Intensité nette du pic Sr}}{\text{Pic de Compton}} \times \frac{1}{\text{Concentration de Sr (ppm)}}$$

2 - Calcul des concentrations dans les inconnues:

$$(\text{Pic}_{\text{Sr}} - \text{bruit de fond}) / \text{Pic de Compton}$$

qu'on divise par f_{Sr} pour obtenir la concentration de Sr en ppm pour l'inconnue. Nous avons procédé de la même façon pour le Rb.

La précision et la justesse des analyses furent calculées à partir des étalons de vérification GSP et BCR. Ces échantillons furent analysés trois fois, au début de chaque routine d'analyses. Nous avons utilisé AGV comme étalon et considéré GSP et BCR comme des inconnus. Les résultats sont présentés au tableau A-3.

La composition moyenne des échantillons en Rb est de 69 ppm (± 50.4) et en Sr, de 494.2 (± 200.3) ppm. Cette composition approche sensiblement celle de l'étalon BCR. Nous avons appliqué ces écarts-types aux inconnus où la précision dans la détermination du rapport Rb/Sr était $\pm 1.4\%$.

La justesse est également remarquable pour la détermination du Sr et du Rb pour l'étalon BCR. L'erreur, en effet, est de 1.8% pour le Sr et de 2.6% pour le Pb.

TABLEAU A-3. Précision et justesse des analyses des éléments trace Rb et Sr.

Ech.	Eléments	Analyses (en ppm)			Moyenne	Ecart-type	Conc.vraie
		1	2	3			
GSP	Rb	284.52	285.11	280.69	283.44	0.85% (*)	251 (#)
	Sr	237.47	236.72	236.32	236.83	0.25%	236
BCR	Rb	47.94	48.28	47.02	47.75	1.4 %	49
	Sr	341.67	342.78	341.42	341.96	0.21%	336
AGV	Rb						69
	Sr						667

(*) Les écarts-type sont donnés au seuil de signification de 1σ .

(#) Les concentrations vraies sont celles utilisées au laboratoire de géochimie du département de Géologie de l'Université de Montréal (Gunn, 1974, données non publiées), sauf celles de l'échantillon-étalon AGV, dont les valeurs ont été mesurées par dilutions des isotopes par Hart (1975, comm. pers.).

ANNEXE 3

ANALYSES ISOTOPIQUES

Les analyses isotopiques du Sr ont été effectuées au département de Géologie de l'Université de Montréal, suivant la méthode mise au point par Brooks (1974, communication personnelle). Nous avons utilisé un spectromètre de masse de 12 pouces - 60° construit par le N.B.S. (Washington), reconstruit à l'Université de Montréal et couplé à un ordinateur PDP-11.

La méthode analytique comprend la répétition périodique d'un échantillon-étalon E et A (un SrCO_3 du N.B.S.) à toutes les dix analyses environ. Il est important de noter que chaque échantillon a été soumis successivement à plusieurs analyses traitées statistiquement. Au terme

d'une série de six analyses, nous obtenions six rapports ($\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$) n dont nous calculions la moyenne et l'écart-type à 2σ ; nous recommencions ainsi jusqu'à obtenir, pour la moyenne de toutes les analyses, un écart quadratique moyen (standard error) inférieur à 0.010%, soit environ 7 pour 70 000 pour un intervalle de 2σ . Le tableau VI-3 du chapitre VI montre les résultats obtenus.

Ces valeurs ont été normalisées par rapport à l'étalon E et A. La précision des analyses faites au spectromètre de masse a été déterminée par Brooks (1976, communication personnelle) à $\pm 0.01\%$ (1σ).

ANNEXE 4

CALCUL DES AGES ET DES RAPPORTS Sr^{87}/Sr^{86}

Ces calculs sont ceux effectués dans les programmes de traitements des données de McIntyre *et al.* (1969).

On sait que le nombre d'atomes de Sr^{87} radiogénique (isotope-fille) formé par désintégration du Rb, est égal au nombre d'atomes de Rb^{87} (isotope-mère) présent lors de la formation de la roche, moins le nombre d'atomes de Rb^{87} (isotope-mère) présent dans la roche aujourd'hui.

Comme il est plus facile de déterminer des rapports que les valeurs absolues de Sr^{87} et de Rb^{87} en laboratoire, nous avons divisé l'équation (6) par Sr^{86} , qui est un isotope stable, pour obtenir:

$$\left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}\right)_{total} = \left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}\right)_{initial} + \left(\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}\right)_{aujourd'hui} (e^{\lambda t} - 1); \quad (7)$$

on obtient l'âge par l'équation

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{(Sr^{87}/Sr^{86})_t - (Sr^{87}/Sr^{86})_i}{(Rb^{87}/Sr^{86})} + 1 \right] \quad (8)$$

Dans cette équation:

- . $(Sr^{87}/Sr^{86})_t$ est mesuré au spectromètre de masse;
- . $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ est l'ordonnée à l'origine de la droite sur le diagramme isochrone;
- . $Rb^{87} = \frac{Rb \text{ total}}{306.886}$;
- . $Sr^{86} = \frac{Sr \text{ total}}{(Sr^{87}/Sr^{86}) \times 828.5}$

$$\begin{aligned} -\frac{dN}{dt} &= \lambda N \quad (\text{Loi de désintégration}) & (1) \\ \Rightarrow N &= N_0 e^{-\lambda t} & (2) \\ *D &= N_0 - N \quad \longrightarrow \quad *Sr^{87} = Rb_0^{87} - Rb^{87} \text{ aujourd'hui} & (3) \\ D &= D_0 + *D \quad \longrightarrow \quad Sr^{87} \text{ total} = Sr_0^{87} + *Sr^{87} & (4) \\ \Rightarrow D &= D_0 + N_0 - N \quad \longrightarrow \quad Sr^{87} \text{ total} = Sr_0^{87} + Rb_0^{87} - Rb^{87} \text{ aujourd'hui} & (5) \\ D &= D_0 + N (e^{\lambda t} - 1) \quad \longrightarrow \quad Sr^{87} \text{ total} = Sr_0^{87} + Rb^{87} (e^{\lambda t} - 1) & (6) \end{aligned}$$

où λ est la constante de désintégration, et t , le temps.

ANNEXE 5

TABLEAU A-4 - Analyses chimiques et norme C.I.P.W. de tous les échantillons.

Ech.	7	1	14	15	16	22	23	24	25	26	27	28	29	Ech.
	118	119	120-1	120-2	120-3	122-1	122-2	122-3	122-4	126-1	126-2	126-3	126-4	
SiO ₂	64.32	61.68	54.47	57.11	61.54	49.83	71.32	49.44	64.87	74.72	57.54	60.32	57.81	SiO ₂
Al ₂ O ₃	15.94	17.44	17.37	16.58	16.97	14.43	14.72	14.86	17.02	15.20	20.79	22.12	21.61	Al ₂ O ₃
TiO ₂	0.57	0.66	0.80	0.77	0.64	1.15	0.24	1.15	0.54	0.08	0.53	0.19	0.55	TiO ₂
Fe ₂ O ₃	1.11	0.68	1.39	1.28	0.12	5.24	0.80	4.00	-	0.38	1.24	0.68	0.80	Fe ₂ O ₃
FeO	2.96	3.67	5.33	4.89	4.25	7.72	1.93	8.75	4.56	0.26	3.28	1.67	2.76	FeO
MnO	0.05	0.05	0.09	0.08	0.06	0.16	0.03	0.15	0.05	0.00	0.05	0.03	0.04	MnO
MgO	2.94	3.45	6.46	5.36	3.67	7.31	1.17	7.33	2.44	0.08	2.47	1.23	2.36	MgO
CaO	4.73	5.86	7.34	7.15	5.80	9.52	4.10	8.29	4.72	5.03	8.38	8.29	7.99	CaO
Na ₂ O	4.23	4.69	4.40	4.23	4.50	2.86	4.14	2.66	4.27	3.41	3.92	4.64	4.22	Na ₂ O
K ₂ O	2.48	1.29	1.38	1.32	1.29	1.04	0.48	1.85	1.46	0.00	0.82	0.29	1.01	K ₂ O
P ₂ O ₅	0.16	0.21	0.25	0.23	0.19	0.78	0.25	0.09	0.05	0.00	0.05	0.02	0.09	P ₂ O ₅
H ₂ O	0.34	0.47	0.83	0.81	0.56	1.19	0.26	1.35	0.52	0.06	0.74	0.48	0.70	H ₂ O
CO ₂	0.05	0.19	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	CO ₂
Qz	14.57	10.25	-	3.93	10.32	-	32.54	-	16.13	41.83	8.55	11.69	7.29	Qz
Or	14.68	7.51	8.06	7.79	7.57	6.15	2.89	11.17	8.62	0.00	4.87	1.64	5.90	Or
Ab	37.96	41.76	39.06	37.87	40.43	25.87	37.76	24.32	38.32	31.31	35.37	41.18	37.72	Ab
An	17.23	22.66	23.31	22.39	22.34	23.80	19.00	23.70	22.93	25.60	36.84	38.39	37.04	An
C	-	-	-	-	-	-	0.63	-	-	0.51	-	-	-	C
Px	13.27	15.79	21.16	25.15	17.93	31.22	5.46	23.74	13.14	0.24	12.24	6.11	10.28	Px
Ol	-	-	5.34	-	-	6.91	-	12.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ol
Mt	1.15	0.70	1.44	1.34	0.13	2.78	0.85	2.79	0.00	0.41	1.31	0.69	0.83	Mt
Il	0.80	0.91	1.10	1.06	0.89	1.61	0.34	1.62	0.74	0.11	0.74	0.26	0.76	Il
Ap	0.34	0.42	0.52	0.48	0.40	1.65	0.53	0.17	0.10	0.00	0.11	0.04	0.17	Ap
Ech.	30		31	32	33	19	20	34	35	9	10	11	12	44
	126-5	126-6	128-1	128-2	128-3	128-4	128-5	128-6	128-7	132	133	134	135	150
SiO ₂	58.86	59.56	79.57	69.25	74.27	68.71	69.95	76.98	67.63	61.92	57.66	61.25	62.95	60.47
Al ₂ O ₃	20.96	20.93	12.45	15.75	14.88	15.93	15.39	15.15	16.44	16.39	16.59	16.01	16.43	17.97
TiO ₂	0.54	0.49	0.05	0.37	0.15	0.36	0.35	0.11	0.40	0.60	0.74	0.72	0.58	0.80
Fe ₂ O ₃	0.82	0.86	0.13	0.76	0.60	1.07	0.81	0.48	0.83	1.12	1.55	1.65	1.10	0.70
FeO	2.96	2.32	0.51	2.32	0.90	2.32	2.19	0.77	2.44	3.34	4.44	3.41	3.34	5.80
MnO	0.04	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.06	0.08	0.06	0.05	0.08
MgO	2.27	1.80	0.00	1.42	0.03	1.37	1.22	0.07	1.73	3.52	5.03	3.90	3.48	3.13
CaO	7.97	7.28	2.83	3.39	3.32	3.63	4.00	3.08	3.82	5.53	7.18	5.41	5.14	3.04
Na ₂ O	3.98	3.89	3.87	4.40	4.45	4.41	4.42	3.96	4.50	4.54	4.62	4.14	4.50	3.65
K ₂ O	0.95	1.55	0.27	1.29	0.59	1.24	0.89	0.43	1.30	1.78	1.18	2.00	1.68	2.88
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.08	0.06	0.04	0.09	0.70	0.05	0.11	0.16	0.21	0.19	0.16	0.04
H ₂ O	0.70	1.52	0.08	0.52	0.27	0.42	0.41	0.21	0.67	0.62	0.58	0.75	0.63	1.30
CO ₂	0.06	0.16	0.09	0.09	0.09	0.05	0.80	0.11	0.14	0.08	0.06	0.09	0.06	0.16
Qz	9.80	10.96	47.21	26.41	36.55	25.82	27.57	43.25	23.00	10.89	3.88	11.55	12.66	12.38
Or	5.56	9.17	1.57	7.66	3.49	7.42	5.33	2.55	7.68	10.54	6.88	11.91	9.86	17.21
Ab	35.75	35.19	35.49	40.02	40.58	40.02	40.11	36.41	40.74	40.78	41.28	37.39	40.37	33.27
An	36.57	35.34	13.76	16.64	16.45	17.66	19.70	15.30	18.40	19.15	20.97	19.37	19.66	15.05
C	-	-	0.95	1.22	1.13	1.06	0.04	0.81	1.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Px	10.64	7.72	0.65	6.60	0.86	6.22	5.80	0.91	7.49	16.30	23.96	16.67	15.19	16.35
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.86	0.90	0.13	0.80	0.64	1.13	0.85	0.52	0.86	1.16	1.60	1.73	1.15	0.73
Il	0.74	0.69	0.07	0.51	0.21	0.49	0.48	0.14	0.56	0.84	1.01	1.00	0.79	1.13
Ap	0.08	0.04	0.17	0.13	0.09	0.17	0.13	0.11	0.21	0.34	0.42	0.40	0.33	0.08

