



HAL
open science

Pétrographie et géochimie des roches archéennes de la région située à l'ouest du confluent des rivières Broadback et Assinica (province du Québec-Canada)

Jean Luc Rastello

► **To cite this version:**

Jean Luc Rastello. Pétrographie et géochimie des roches archéennes de la région située à l'ouest du confluent des rivières Broadback et Assinica (province du Québec-Canada). Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981. Français. NNT: . tel-00762358

HAL Id: tel-00762358

<https://theses.hal.science/tel-00762358>

Submitted on 7 Dec 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

205.142
1981
202

Double

880

205142

1981

202

Université Scientifique et
Médicale de Grenoble

Thèse de doctorat de spécialité
Mention: géologie appliquée

**PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES
ARCHEENNES DE LA REGION SITUEE A L'OUEST
DU CONFLUENT DES RIVIERES BROADBACK
ET ASSINICA**

(Province du Québec - Canada)



par Jean-Luc RASTELLO

Soutenue le septembre 1981 devant la Commission d'Examen

| | | |
|--------------------|---|-------------------|
| R. MICHEL | Professeur USMG | Président |
| P. GIRAUD | Professeur USMG | Rapporteur |
| G. VIVIER | Ingénieur CNRS | Examineur |
| M. CHENEVOY | Professeur Université Lyon 1 | Examineur |
| A. FRANCONI | Géologue Min. Energ. et Ress. Québec | Invité |

205142

1981

202

Université Scientifique et
Médicale de Grenoble

Thèse de doctorat de spécialité
Mention: géologie appliquée

**PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES
ARCHEENNES DE LA REGION SITUEE A L'OUEST
DU CONFLUENT DES RIVIERES BROADBACK
ET ASSINICA**

(Province du Québec - Canada)

par **Jean-Luc RASTELLO**



Soutenue le **septembre 1981** devant la Commission d'Examen

| | | |
|--------------------|--------------------------------------|-------------------|
| R. MICHEL | Professeur USMG | Président |
| P. GIRAUD | Professeur USMG | Rapporteur |
| G. VIVIER | Ingénieur CNRS | Examineur |
| M. CHENEVOY | Professeur Université Lyon 1 | Examineur |
| A. FRANCONI | Géologue Min. Energ. et Ress. Québec | Invité |

T.81/420

ETNOGEOGRAPHIE ET GÉOLOGIE DES ROCHES
ARCHÉENNES DE LA RÉGION SITUÉE À L'OUEST
DU CONFLUENT DES RIVIÈRES BRADDOCK
ET ABENICA

Province du Québec (Canada)

par J. BASTIEN

"Si l'on veut comprendre un problème, il
faut se libérer du désir de connaître
la réponse",

JIDDU KRISHNAMURTI.

REMERCIEMENTS

A l'issue de ce travail, je tiens à remercier tout particulièrement:

- Le Gouvernement Provincial du Québec et le Gouvernement Français qui m'ont permis, dans le cadre d'accords bilatéraux, d'effectuer deux campagnes de terrain sur le territoire de la baie James;
- Monsieur le Dr A.F. LAURIN, Directeur Général de la recherche Géologique et Minérale du Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, qui m'a accueilli dans ses services et permis mon insertion dans l'une des équipes de terrain du Service Géologique;
- Monsieur le Professeur P. GIRAUD, qui m'a permis et encouragé à mener à bien cette étude au Canada, et m'a accordé sa confiance, sa gentillesse et son expérience sans lesquelles ce mémoire n'existerait pas aujourd'hui;
- Monsieur le Professeur R. MICHEL, qui me fait l'honneur de présider ce jury;
- Monsieur G. VIVIER, qui m'a fait, de manière fort sympathique, bénéficier de son expérience dans le domaine de la géochimie;
- Monsieur A. FRANCONI, qui m'a initié aux méthodes de travail et au levé géologique dans le "bois"; son étude sur la bande métavolcanosédimentaire "Frotet-Evans" m'a été souvent fort utile pour l'élaboration de ce mémoire;
- Monsieur le Professeur M. CHENEVOY, qui a bien voulu accepter de faire partie du Jury;

Mes remerciements vont également,

Au personnel scientifique et technique de l'Institut Dolomieu et en particulier à G. BUFFET, J. COCHET, J.C. DEMENJON, R. DOMEYNE, J. GIRAULT, F. KELLER, R. TELMAT et P. TALOUR;

II

A mes amis géologues et juniors canadiens Pierre, Tony et Michel;

Aux "hommes de canots" Malcolm, Ronnie Ottereye et Seemoh Saganash pour leur assistance sur le terrain;

A Josy et Yves, qui ont pris sur leur temps de loisirs, pour assurer la plus grande partie de la dactylographie de ce mémoire;

A tous les copains de 3ème cycle, pour leurs conseils, leurs encouragements, leurs "bons mots", l'ambiance,...

Il m'est enfin impossible d'exprimer toute la gratitude que j'ai envers mes parents pour avoir supporté la charge de longues années d'étude, et envers Christine, mon épouse, pour son soutien moral et ses encouragements de tous les instants.

A mes Parents

A Christine

III

TABLE DES MATIERES

| | Pages |
|--|-------|
| Remerciements | |
| Abstract..... | 3 |
| I- Introduction..... | 7 |
| I.1- Le bouclier canadien..... | 7 |
| I.2- La province du Supérieur..... | 9 |
| I.3- La région étudiée..... | 10 |
| I.3.1- Situation géographique..... | 10 |
| I.3.2- Orohydrographie..... | 10 |
| I.3.3- Population, faune et flore..... | 10 |
| I.3.4- Méthodes de travail..... | 11 |
| I.3.5- Contexte géologique régional..... | 14 |
| I.3.5.1- Travaux antérieurs..... | 14 |
| I.3.5.2- Cadre géologique..... | 15 |
| I.3.5.2.1- Etablissement de la carte..... | 15 |
| I.3.5.2.2- Géologie de la région étudiée..... | 18 |
| I.4- Moyens d'études..... | 19 |
| I.4.1- Réalisations techniques..... | 19 |
| I.4.2- Diffraction X..... | 19 |
| I.4.3- Analyses chimiques..... | 19 |
| I.4.4- Calculs..... | 20 |
| I.4.5- Datations géochronométriques..... | 20 |
| II- Pétrographie..... | 23 |
| II.1- Les roches intrusives de l'antiforme de la rivière Broadback.. | 23 |
| II.1.1- Les tonalites type "lac Malicorne"..... | 23 |

| | Pages |
|--|-------|
| II.1.1.1- Localisation..... | 23 |
| II.1.1.2- Aspect à l'affleurement..... | 23 |
| II.1.1.3- Aspect au microscope..... | 25 |
| II.1.1.4- Paragenèse..... | 27 |
| II.1.2- Les tonalites à porphyroblastes de feldspath potassique... | 27 |
| II.1.2.1- Localisation..... | 27 |
| II.1.2.2- Aspect à l'affleurement..... | 28 |
| II.1.2.3- Aspect au microscope..... | 28 |
| II.1.2.4- Les porphyroblastes de feldspath potassique..... | 28 |
| II.1.2.4.1- Description..... | 28 |
| II.1.2.4.2- Détermination du feldspath par diffraction X..... | 29 |
| II.1.2.4.3- Origine du microcline..... | 31 |
| II.1.3- Les tonalites à enclaves de paragneiss et d'amphibolites.. | 31 |
| II.1.3.1- Localisation..... | 31 |
| II.1.3.2- Aspect à l'affleurement..... | 31 |
| II.1.3.3- Aspect au microscope..... | 31 |
| II.1.3.4- Paragenèse..... | 32 |
| II.1.4- Les leucotonalites du lac Loren..... | 32 |
| II.1.4.1- Localisation..... | 32 |
| II.1.4.2- Aspect à l'affleurement..... | 32 |
| II.1.4.3- Aspect au microscope..... | 33 |
| II.1.4.4- Paragenèse..... | 35 |
| II.1.5- Les diorites quartziques et les diorites..... | 35 |
| II.1.5.1- Localisation..... | 35 |
| II.1.5.2- Aspect à l'affleurement..... | 35 |
| II.1.5.3- Aspect au microscope..... | 36 |
| II.1.5.4- Paragenèse..... | 37 |
| II.1.6- Les gabbrodiorites..... | 37 |

| | Pages |
|---|-------|
| II.1.6.1- Localisation..... | 37 |
| II.1.6.2- Aspect à l'affleurement..... | 39 |
| II.1.6.3- Aspect au microscope..... | 39 |
| II.1.6.4- Paragenèse..... | 39 |
| II.1.7- Les diabases..... | 40 |
| II.1.7.1- Localisation..... | 40 |
| II.1.7.2- Aspect à l'affleurement..... | 40 |
| II.1.7.3- Aspect au microscope..... | 40 |
| II.1.8- Les pegmatites..... | 41 |
| II.1.8.1- Les pegmatites roses..... | 41 |
| II.1.8.2- Les pegmatites blanches..... | 42 |
| II.1.9- Successions minéralogiques et conditions de métamorphisme | 43 |
| II.1.9.1- Rappels..... | 43 |
| II.1.9.2- Successions minéralogiques..... | 43 |
| II.1.9.2.1- Les minéraux magmatiques..... | 43 |
| II.1.9.2.2- Les minéraux de la paragenèse 1 et de la paragenèse 2..... | 45 |
| II.1.9.3- Conditions de stabilité des minéraux néoformés..... | 45 |
| II.1.9.3.1- Les amphiboles..... | 47 |
| II.1.9.3.2- Les feldspaths..... | 48 |
| II.1.9.3.3- Les micas..... | 49 |
| II.1.9.3.4- Autres minéraux..... | 49 |
| II.1.9.4- Conditions de métamorphisme..... | 51 |
| II.2- Les roches métavolcaniques et métasédimentaires..... | 52 |
| II.2.1- Les amphibolites et les gneiss leucocrates..... | 52 |

| | Pages |
|---|-------|
| II.2.1.1- Localisation..... | 52 |
| II.2.1.2- Aspect à l'affleurement..... | 52 |
| II.2.1.2.1- Les amphibolites..... | 52 |
| II.2.1.2.2- Les gneiss leucocrates..... | 52 |
| II.2.1.3- Aspect au microscope..... | 52 |
| II.2.1.3.1- Les amphibolites..... | 52 |
| II.2.1.3.2- Les gneiss leucocrates..... | 55 |
| II.2.1.4- Paragenèses..... | 57 |
| II.2.1.4.1- Paragenèse des amphibolites..... | 57 |
| II.2.1.4.2- Paragenèse des gneiss leucocrates..... | 57 |
| II.2.2- Les metabasaltes..... | 57 |
| II.2.2.1- Localisation..... | 57 |
| II.2.2.2- Aspect à l'affleurement..... | 57 |
| II.2.2.3- Aspect au microscope..... | 57 |
| II.2.2.3.1- Les metabasaltes à actinote..... | 58 |
| II.2.2.3.2- Les metabasaltes à hornblende..... | 59 |
| II.2.2.4- Paragenèses..... | 61 |
| II.2.3- Les gneiss à biotite..... | 61 |
| II.2.3.1- Localisation..... | 61 |
| II.2.3.2- Aspect à l'affleurement..... | 61 |
| II.2.3.3- Aspect au microscope..... | 61 |
| II.2.3.4- Les phénomènes de recristallisation des gneiss à biotite..... | 63 |
| II.2.3.5- Paragenèses..... | 64 |
| II.2.4- Les "métagrauweekes feldspathiques" et les schistes à andalousite..... | 65 |

| | Pages |
|---|-------|
| II.2.4.1- Les métagrauweekes feldspathiques..... | 65 |
| II.2.4.1.1- Caractères macroscopiques..... | 65 |
| II.2.4.1.2- Caractères microscopiques..... | 65 |
| II.2.4.1.3- Paragenèses..... | 66 |
| II.2.4.2- Les schistes à andalousite..... | 67 |
| II.2.4.2.1- Caractères macroscopiques..... | 67 |
| II.2.4.2.2- Caractères microscopiques..... | 67 |
| II.2.4.3- Les paragneiss à andalousite et grenat..... | 69 |
| II.2.4.3.1- Caractères macroscopiques..... | 69 |
| II.2.4.3.2- Caractères microscopiques..... | 69 |
| II.2.4.4- Paragenèses..... | 70 |
| II.2.5- Successions minéralogiques et conditions de métamorphisme..... | 70 |
| II.2.5.1- Rappels..... | 70 |
| II.2.5.2- Successions minéralogiques..... | 72 |
| II.2.5.2.1- Amphibolites et metabasaltes..... | 72 |
| II.2.5.2.2- Les gneiss leucocrates et les gneiss à biotite... | 72 |
| II.2.5.2.3- Matrice des grauweekes feldspathiques..... | 74 |
| II.2.5.2.4- Les schistes à andalousite, grenat et cordiérite. | 74 |
| II.2.5.3- Conditions de stabilité des minéraux néoformés..... | 74 |
| II.2.5.3.1- La muscovite..... | 75 |
| II.2.5.3.2- Le grenat..... | 75 |
| II.2.5.3.3- Les silicates de métamorphisme..... | 76 |
| II.2.5.4- Conditions de métamorphisme..... | 79 |

| | Pages |
|---|-------|
| III - Géochimie..... | 85 |
| III.1 - Les roches intrusives de l'antiforme de la rivière Broadback..... | 85 |
| III.1.1 - Les analyses..... | 85 |
| III.1.2 - Les faciès pétrographiques..... | 85 |
| III.1.3 - Tendances géochimiques..... | 89 |
| III.1.4 - Histogrammes de fréquence des éléments majeurs, Ba, Rb et Sr..... | 91 |
| III.1.5 - La différenciation magmatique dans les roches granitoïdes..... | 95 |
| III.1.5.1 - Rappels..... | 95 |
| III.1.5.2 - Diagrammes $FeO^{3+}-SiO_2$, $MgO-SiO_2$, TiO_2-SiO_2 et $CaO-SiO_2$ | 95 |
| III.1.5.3 - Diagrammes des éléments majeurs et du baryum en fonction du "differentiation index" de THORNTON et TUTTLE (1960)..... | 96 |
| III.1.5.3.1 - Diagrammes $SiO_2-D.I.$, $FeO^{3+}-D.I.$, $MgO-D.I.$, $TiO_2-D.I.$ et $CaO-D.I.$ | 96 |
| III.1.5.3.2 - Diagrammes $Al_2O_3-D.I.$, $Na_2O-D.I.$, $K_2O-D.I.$ et $Ba-D.I.$ | 96 |
| III.1.5.4 - Diagrammes des éléments majeurs (SiO_2 , FeO^{3+} , MgO , TiO_2 et CaO) en fonction de FeO^{3+}/MgO | 100 |
| III.1.5.5 - Diagramme de PEARCE et al. (1977) : $Al_2O_3 - FeO^{3+} -$ MgO | 102 |
| III.1.5.6 - Diagramme $MgO - FeO^{3+}$. | 104 |
| III.1.5.7 - Hypothèses sur la genèse des roches granitoïdes... | 104 |
| III.2 - Les amphibolites..... | 109 |
| III.2.1 - Rappels..... | 109 |
| III.2.2 - Origine des amphibolites..... | 109 |
| III.2.2.1 - Critères de terrain et critères minéralogiques..... | 109 |

| | Pages |
|--|-------|
| III.2.2.2 - Critères géochimiques..... | 111 |
| III.2.3 - Nature du magma originel..... | 112 |
| III.2.3.1 - Rappels..... | 112 |
| III.2.3.2 - Métabasaltites de l'Ouest de la bande métavolcano- sédimentaire "Frotet - Evans"..... | 112 |
| III.2.3.3 - Diagrammes de MIYASHIRO (1974-1975) et diagrammes de FONTEILLES (1968)..... | 114 |
| III.2.3.4 - Diagrammes A.F.M. (KUNO, 1968 - TEGYEY, 1979) et $Al_2O_3-FeO^{3+}-MgO$ (PEARCE, 1977)..... | 115 |
| III.2.4 - Conclusions..... | 116 |
| III.3 - Les roches métasédimentaires..... | 117 |
| III.3.1 - Rappels..... | 117 |
| III.3.2 - Histogrammes de fréquence..... | 117 |
| III.3.2.1 - Eléments majeurs..... | 117 |
| III.3.2.2 - Eléments incompatibles..... | 120 |
| III.3.3 - Diagrammes de de LA ROCHE..... | 120 |
| III.3.3.1 - Diagrammes $(Al+Fe+Ti)/3 - K - (Al+Fe+Ti)/3 - Na$ et $(Al/3-K) - (Al/3-Na)$ (de LA ROCHE-1968)..... | 120 |
| III.3.3.2 - Diagramme $MgO-K_2O-Na_2O$ (de LA ROCHE-1965)..... | 121 |
| III.3.3.3 - Diagramme $(FeO^{3+}+TiO_2+CaO)-SiO_2-Al_2O_3$ (de LA ROCHE 1972)..... | 121 |
| III.3.4 - Comportement des éléments incompatibles..... | 124 |
| III.3.4.1 - Diagrammes $K/Rb - Rb$, $K - Rb$ et $Ba - Rb$ | 124 |
| III.3.4.2 - Diagrammes $Rb/Sr - Sr$ et $Sr - Rb$ | 125 |
| III.3.5 - Conclusions..... | 126 |

| | Pages |
|--|-------|
| IV - Stratigraphie, tectonique et géochronologie..... | 131 |
| IV.1 - Stratigraphie..... | 131 |
| IV.1.1 - Description de la série..... | 131 |
| IV.1.2 - Signification des termes "grauwackes" et "tufs mélanocrates"..... | 134 |
| IV.1.3 - Remarques..... | 135 |
| IV.2 - Tectonique..... | 136 |
| IV.2.1 - Aperçu structural régional..... | 136 |
| IV.2.2 - Fracturation et dykes de diabases associés..... | 140 |
| IV.2.2.1 - Données de terrain et données aéromagnétiques..... | 140 |
| IV.2.2.2 - Essai d'interprétation de la fracturation..... | 144 |
| IV.2.2.3 - Chronologie de la fracturation et de la mise en place des dykes de diabases..... | 145 |
| IV.3 - Géochronologie..... | 146 |
| IV.3.1 - Généralités..... | 146 |
| IV.3.2 - Interprétation des résultats obtenus..... | 146 |
| IV.3.3 - Données géochronologiques sur la bande métavolcanosédimentaire "Eastmain - Opinaca" (VERPAELST P., 1977)..... | 149 |
| V - Conclusions générales..... | 157 |
| Bibliographie..... | 167 |
| Annexes..... | 179 |

LISTE DES FIGURES

-oOo-

| | Pages |
|---|-------|
| Fig. 1 - Provinces tectoniques du bouclier canadien..... | 6 |
| Fig. 2 - Ages géochronométriques des différents orogènes et périodes géologiques correspondantes..... | 8 |
| Fig. 3a - Géologie de la bande métavolcanosédimentaire Frotet-Evans.. | 13 |
| Fig. 3b - Géologie de la bande métavolcanosédimentaire Frotet-Evans.. | 13 |
| Fig. 4 - Subdivisions établies par G. SHAW (1942)..... | 15 |
| Fig. 5 - Carte des foliations du secteur étudié..... | 16 |
| Fig. 6 - Carte aéromagnétique du secteur étudié..... | 17 |
| Fig. 8 - Tableau des analyses modales des tonalites type Malicorne.. | 26 |
| Fig. 7 - Tonalite type "lac Malicorne"..... | 24 |
| Fig. 9 - Altération de la hornblende en épidote, actinote et minéraux opaques..... | 24 |
| Fig. 10 - Tonalite à porphyroblastes de feldspaths potassiques..... | 30 |
| Fig. 11 - Tonalite à enclaves de paragneiss et d'amphibolites..... | 30 |
| Fig. 12 - Diorite..... | 30 |
| Fig. 13 - Altération de la hornblende verte en chlorite, épidote et calcite..... | 38 |
| Fig. 14 - Gabbrodiorite..... | 38 |
| Fig. 15 - Tableau récapitulatif des paragenèses des roches intrusives..... | 44 |
| Fig. 16 - Courbes expérimentales (faciès d'après TURNER, 1968, et stades d'après WINKLER, 1976)..... | 46 |
| Fig. 17 - Amphibolite des boutonnières à biotite, minéral matérialisant une foliation postérieure à la foliation primaire soulignée par les amphiboles..... | 54 |
| Fig. 18 - Le pyroxène (augite) dans les amphibolites des boutonnières..... | 54 |
| Fig. 19 - Gneiss leucocrates..... | 56 |
| Fig. 20 - Métabasaltes à hornblende et pyroxène..... | 56 |
| Fig. 21 - Analyses modales des gneiss à biotite..... | 60 |
| Fig. 22 - Paragneiss à biotite..... | 62 |
| Fig. 23 - La tourmaline dans les paragneiss à biotite..... | 62 |
| Fig. 24 - Paragneiss à muscovite..... | 62 |
| Fig. 25 - Schistosité secondaire de plan axial oblique à la schistosité principale dans les paragneiss à andalousite et grenat..... | 68 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 26 - Paragneiss à grenat..... | 68 |
| Fig. 27 - Porphyroblaste d'andalousite dans les paragneiss à andalousite et grenat..... | 71 |
| Fig. 28 - Plage d'albite amygdalaire dans les paragneiss à andalousite et grenat..... | 71 |
| Fig. 29 - Tableau des paragenèses des roches métavolcanosédimentaires | |
| Fig. 30 - Diagrammes d'HOSCHEK (1967)..... | 77 |
| Fig. 31 - Diagramme Q.A.P..... | 84 |
| Fig. 32 - Diagramme $K_2O - SiO_2$ | 84 |
| Fig. 33 - Tableau récapitulatif des classifications de TAYLOR, STRECKEISEN et LACROIX..... | 86 |
| Fig. 34 - Situation des échantillons des roches granitoïdes analysées | 88 |
| Fig. 35 - Diagramme A.F.M..... | 89 |
| Fig. 36 - Diagramme $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ | 90 |
| Fig. 37 - Diagramme $Al_2O_3 - SiO_2$ | 90 |
| Fig. 38 - Histogramme de fréquence des éléments majeurs..... | 92 |
| Fig. 39 - Histogramme de fréquence des éléments majeurs (K_2O, TiO_2 et P_2O_5) et des éléments incompatibles (Ba, Rb et Sr)..... | 93 |
| Fig. 40 - Diagrammes $FeO^{*} - SiO_2$, $MgO - SiO_2$, $TiO_2 - SiO_2$ et $CaO - SiO_2$ | 96 |
| Fig. 41 - Diagrammes $SiO_2 - D.I.$, $FeO^{*} - D.I.$, $MgO - D.I.$, $TiO_2 - D.I.$ et $CaO - D.I.$ | 97 |
| Fig. 42 - Diagrammes $Al_2O_3 - D.I.$, $Na_2O - D.I.$, $K_2O - D.I.$ et $Ba - D.I.$ | 99 |
| Fig. 43 - Diagrammes des éléments majeurs (SiO_2 , FeO^{*} , MgO , TiO_2 et CaO) en fonction de FeO^{*}/MgO | 101 |
| Fig. 44 - Diagramme $Al_2O_3 - FeO^{*} - MgO$ (PEARCE et al., 1977)..... | 103 |
| Fig. 45 - Diagramme $MgO - FeO^{*}$ | 103 |
| Fig. 46 - Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3 - K - (Al+Fe+Ti)/3 - Na$ | 110 |
| Fig. 47 - Diagramme $(Al/3 - K) - (Al/3 - Na)$ | 110 |
| Fig. 48 - Diagrammes de MIYASHIRO A. (1974 - 1975)..... | 113 |
| Fig. 49 - Diagramme $Al_2O_3 - SiO_2$ (FONTEILLES, 1968)..... | 113 |
| Fig. 50 - Diagrammes $Al_2O_3 - FeO^{*} - MgO$ et A.F.M..... | 115 |
| Fig. 51 - Histogrammes de fréquence des éléments majeurs et incompatibles..... | 118 |
| Fig. 52 - Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3 - K - (Al+Fe+Ti)/3 - Na$ | 119 |
| Fig. 53 - Diagramme $(Al/3 - K) - (Al/3 - Na)$ | 119 |
| Fig. 54 - Diagramme $MgO - K_2O - Na_2O$ | 122 |
| Fig. 55 - Diagramme $(FeO^{*} + TiO_2 + CaO) - SiO_2 - Al_2O_3$ | 122 |
| Fig. 56 - Diagrammes $(FeO^{*} + MgO) - SiO_2$ et $TiO_2 - SiO_2$ | 123 |
| Fig. 57 - Diagrammes $K/Rb - Rb$, $K - Rb$ et $Ba - Rb$ | 124 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 58 - Diagrammes $Rb/Sr - Sr$ et $Sr - Rb$ | 125 |
| Fig. 59 - Colonne stratigraphique..... | 130 |
| Fig. 60 - Tableau des analyses modales des grauwaackes..... | 132 |
| Fig. 61 - Tableau des analyses modales des tufs mélanocrates..... | 133 |
| Fig. 62 - Schéma des passages latéraux entre tufs - metabasaltes et métasédiments..... | 136 |
| Fig. 63 - Schéma des directions de plissement et des principales fractures tardi-tectoniques..... | 138 |
| Fig. 64 - Coupes schématiques de la terminaison périclinale de l'antiforme de la rivière Broadback et du sillon métavolcanosédimentaire du secteur de la rivière Assinica..... | 139 |
| Fig. 65 - Carte des dykes de diabases entre les 50° et 5° de latitude au Québec..... | 141 |
| Fig. 66 - Anomalie magnétique induite par l'antiforme des roches granitoïdes et décalée par la fracture C..... | 143 |
| Fig. 67 - Anomalie* magnétique induite par la fracture 2 et décalée par la fracture D..... | 143 |
| Fig. 68 - Interprétation de l'orientation des différents réseaux de dykes de diabases..... | 145 |
| Fig. 69 - Tableau récapitulatif des résultats géochronométriques..... | 147 |
| Fig. 70 - Variation des âges de minéraux de schistes en fonction de la distance du contact avec une roche intrusive tertiaire.. | 148 |
| Fig. 71 - Tableau résumé de l'histoire géologique de la région..... | 152 |

ABSTRACT

The area in question is situated in the territory of Abitibi (Province of Quebec - Canada). The Broadback river crosses our studied area through the middle from the East to the West, and is half way between the lake Evans in the East and the lake Frotet in the West. These two lakes lend their names to the metavolcanic and metasedimentary belt which the rocks studied in this report belong to.

This metavolcanic and metasedimentary belt "Frotet-Evans" is situated in the geological Superior Province characterized by the kenorean orogenesis (2500 Million years). On our area, two metavolcanic and metasedimentary downfold lines surround an antiform of granitoid rocks (concording intrusives) in the North and in the South, in which two "windows" appear constituted by leucocratic gneisses and amphibolites.

Petrography revealed two paragenesis characteristic of two consecutive metamorphisms, the second one being the retromorphosis of the first one. The thermodynamic conditions of these two metamorphisms are the following:

- phase 1 : $550^{\circ} \text{ C} < T < 650^{\circ} \text{ C}$ and $1,5 \text{ kb} < P < 5 \text{ kb}$,
- phase 2 : $350^{\circ} \text{ C} < T < 500^{\circ} \text{ C}$ and $1,5 \text{ kb} < P < 5 \text{ kb}$.

Thus, according to Turner (1968), the first metamorphism of "amphibolite facies" is followed by a second metamorphism of "greenschist facies" (by retromorphosis).

Geochemistry has enabled the determination of the "graywackes" origin of the metasediments, the tholeiitic origin of the metavolcanites and the presence of a double magmatic differentiation in the synorogenic intrusive rocks; the acid facies (granodiorites, granites and pegmatites) derived, by remobilization, from the basic facies (diorites and quartzic diorites).

The first metamorphic phase is connected to tectonic folding phases accounting for the downfold and upfold structures oriented E-W and NW-SE. The latest tectonic signs of kenorean orogenesis are evident by the apparition of a breaking fracture system living the whole Superior Province. Major accidents of dexter movement (lineament of Kapuskasing, "Mistassini" fault and "La Grande Rivière" fault) caused the formation of two secondary fracture systems $N 50-60^{\circ}$ and $N 140^{\circ}$. All these fractures have been,

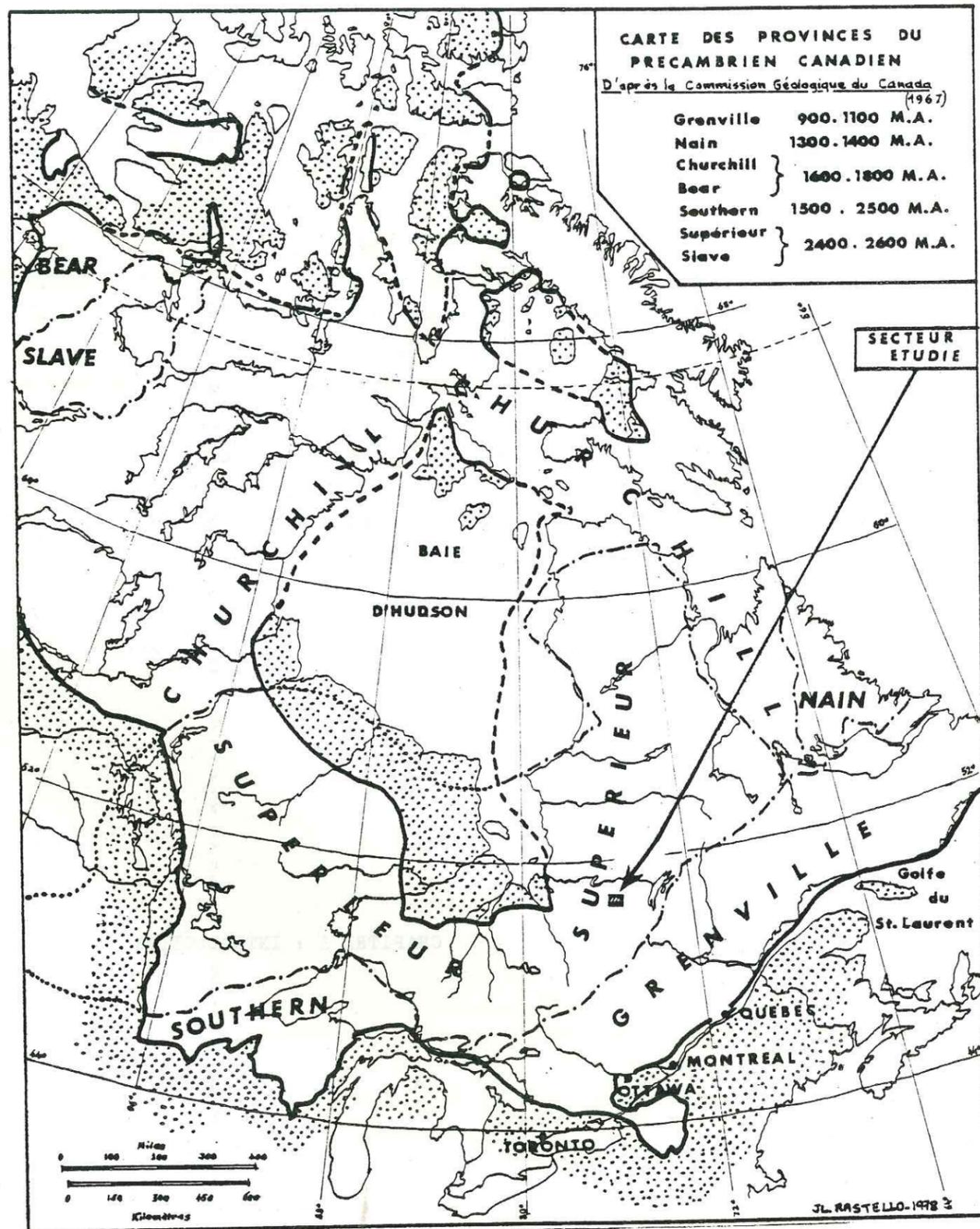


Fig. 1 - Provinces tectoniques du bouclier canadien.
(d'après STOCKWELL C.H. et al. - 1963)

CHAPITRE I : Introduction.

Cette étude s'inscrit dans le cadre d'un projet de cartographie de la "bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans" dirigé par A. FRANCONI pour le Ministère des Richesses Naturelles du Québec (Canada). Le travail de terrain a été effectué pendant les étés 1974 et 1975.

I . 1 - Le bouclier canadien.

Occupant la plus grande partie du territoire canadien ainsi qu'une partie du Nord des Etats-Unis, le bouclier canadien s'étend sur près de 5 millions de kilomètres carrés. Il est constitué par des roches précambriennes dont l'âge est antérieur à 570 millions d'années.

Sa morphologie actuelle est caractérisée par des reliefs pénéplanés dus aux glaciations successives. D'importants dépôts morainiques en témoignent ainsi que les "eskers" *, reliques spectaculaires de l'activité glaciaire.

La complexité géologique de ce bouclier est telle qu'il n'existait aucune corrélation valable entre les différents ensembles lithologiques et stratigraphiques individualisés localement. Il a fallu attendre la publication par C. H. STOCKWELL (1963, 1965, 1968) des résultats d'une vaste campagne géochronologique commencée en 1960 sous l'égide de la commission géologique du Canada pour avoir une vue d'ensemble cohérente.

L'auteur divise le bouclier canadien en sept provinces métamorphiques ou tectoniques caractérisées chacune par la prédominance d'une des quatre grandes orogénèses mises en évidence par les datations radiométriques (fig. 1 et 2) :

- 1) les provinces du lac des Esclaves (Slave) et du Supérieur constituées au cours de l'orogénèse kénoraniennne (2500 M.a).
- 2) les provinces du lac de l'Ours (Bear), du Sud (Southern) et de Churchill élaborées au cours de l'orogénèse hudsonienne (1800 M.a).

* "Escher" : dépôt de torrent sous-glaciaire. Large de 50 m environ, haut de 30 m. en moyenne, il peut s'étendre sur plusieurs dizaines de kilomètres de long.

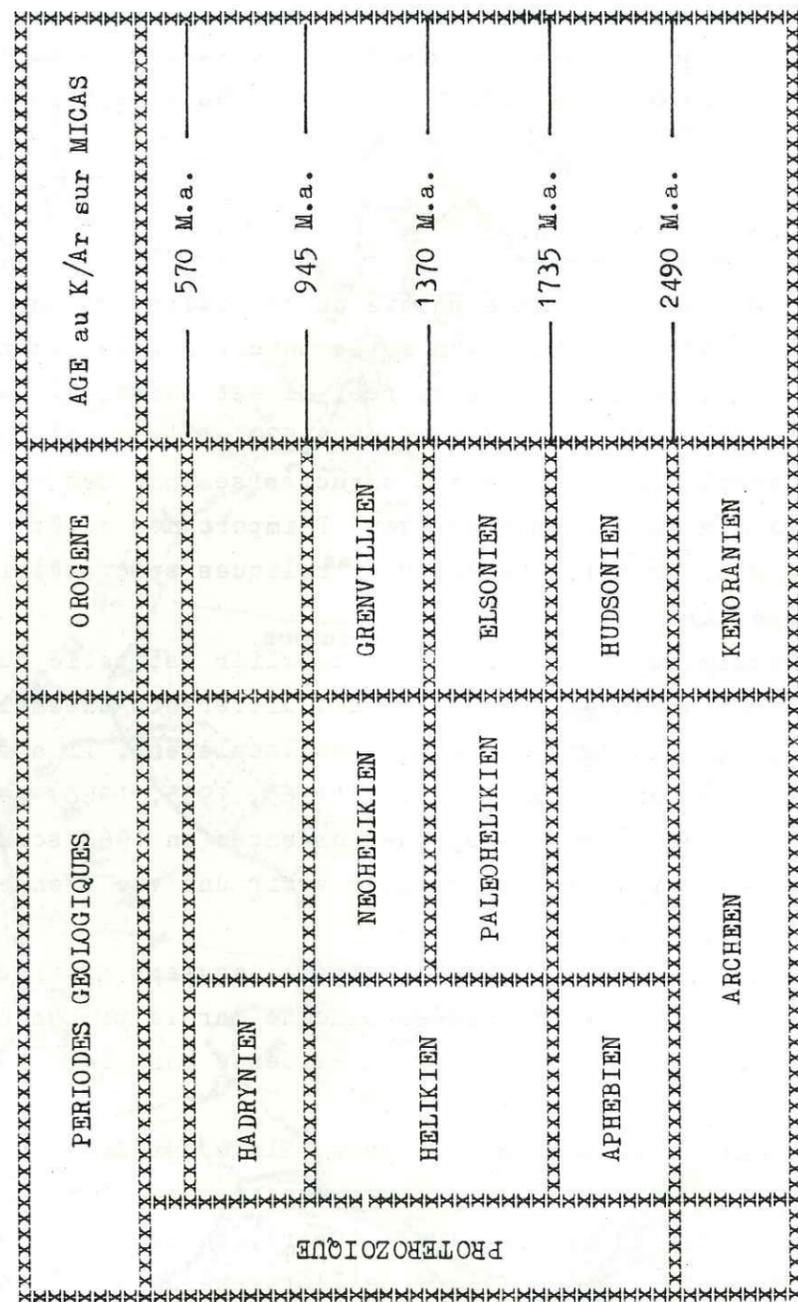


Fig. 2 - Ages géochronométriques des différents orogènes et périodes géologiques correspondantes.

- 3) la province du Nain caractérisée par la présence de vastes massifs plutoniques mis en place lors de l'orogénèse elsonienne (1400 M.a).
- 4) la province de Grenville constituée au cours de l'orogénèse grenvillienne (950 M.a).

Le secteur étudié appartient à la province du Supérieur. Aussi allons-nous préciser les caractéristiques principales de celle-ci.

I . 2 - La province du Supérieur.

Cette province occupe sensiblement le coeur du bouclier, à l'Ouest, au Sud et à l'Est de la baie d'Hudson. Elle est entourée par la province de Churchill au Nord, la province du Nain à l'Est, la province de Grenville au Sud-Est et par la province de Southern au Sud-Ouest.

Du point de vue lithologique, elle est essentiellement constituée par une masse de roches granitiques et gneissiques dans laquelle sont noyés et conservés des complexes reliques de roches métavolcaniques et métasédimentaires. Ces ceintures ("Greenstone Belt") sont orientées Est-Ouest.

Marquant la fin de la période archéenne, l'orogénèse kénoraniennne (2500 M.a) qui caractérise la province du Supérieur, n'est sans doute pas la plus ancienne. Des indices locaux permettent d'envisager une orogénèse antérieure.

A l'Ouest et au Nord de la province, des sédiments primaires reposent en discordance sur les formations cristallines du Supérieur.

Au Sud-Est, la limite entre la province du Supérieur et la province du Grenville est représentée par le "front Grenville". Celui-ci se présente de deux manières différentes, parfois concomitantes :

- une zone de failles remplies de mylonites.
- un front de métamorphisme.

Le "front Grenville" recoupe les structures des formations métavolcano-sédimentaires du Supérieur et marque la limite entre deux zones de métamorphisme différent. Alors que les "formations grenvilliennes" sont caractérisées par un métamorphisme de faciès amphibolite et de faciès granulite, les roches des ceintures métavolcaniques et métasédimentaires du Supérieur montrent des paragenèses caractéristiques du faciès "Schistes verts".

I . 3 - La région étudiée.

I . 3 . 1 - Situation géographique.

Le terrain est situé dans le territoire d'Abitibi. Sa superficie est d'environ 410 km². Il est limité par les coordonnées suivantes :

- 50° 51' et 50° 37' Lat. Nord.
- 76° 00' et 75° 40' Long. Ouest.

La région cartée fait partie de la "bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans", nomenclature adoptée par A. FRANCONI, du nom des lacs Evans et Frotet qui jalonnent cette bande respectivement à l'Ouest et à l'Est.

Dans son extension maximale, ce complexe s'étend de la rivière Nottaway à l'Ouest au lac Mistassini à l'Est (fig. 3a), soit sur 250 km environ.

I . 3 . 2 - Orohydrographie.

La région est relativement peu accidentée et d'altitude générale moyenne assez faible : 235 m. Son point culminant (476 m.) se trouve au Sud-Ouest, au Nord du lac Morain.

Les glaciers qui ont occupé ces contrées au quaternaire, se déplaçaient du N.E. vers le S.W. Ils ont laissé de nombreux polis glaciaires ainsi que d'énormes épandages morainiques masquant en grande partie le substratum.

Les reliefs pénéplanés et très mous permettent le développement d'un réseau hydrographique important et très ramifié. Traversant le terrain en son milieu d'Est en Ouest, le cours de la rivière Broadback est tourmenté et entrecoupé de nombreux rapides, la rendant difficilement praticable en canot.

Les lacs sont nombreux et facilitent les amérissages des hydravions, seul moyen de transport avec le canot.

I . 3 . 3 - Population, faune et flore.

Aucune implantation humaine (habitations, routes,...) n'existe avant 150 km au Sud. Matagami, la ville de ravitaillement durant les campagnes de terrain, est située à environ 200 km au Sud-Ouest du secteur étudié.

Les seuls signes de vie sont représentés par d'anciens camps d'hiver indiens (tribu : "Cree", principalement), ces derniers chassant les animaux pour leurs fourrures pendant la saison froide.

Le mammifère principal est le castor. Quelques orignaux ont été aperçus durant la campagne, particulièrement le long de la rivière Broadback. Les nombreuses étendues d'eau favorisent le développement d'une vie aquatique intense. Les poissons pullulent : brochets, "dorés", truites, esturgeons,... et les oiseaux sont nombreux : canards, pluviers, oies, rapaces,...

La forêt est essentiellement constituée d'épinettes (*Picea mariana*). Les bords des petits cours d'eau sont peuplés très souvent d'aulnes et il n'est pas rare de rencontrer sur les flancs des collines de petits bosquets de bouleaux. Dans les zones dégagées et ensoleillées, poussent de très nombreux plants de "bleuets", ce terme québécois désignant les baies de "*Vaccinium myrtilloïdes*".

Les dépressions sont marécageuses et tourbeuses. Très souvent, ce sont d'anciens lacs envahis peu à peu par la végétation.

I . 3 . 4 - Méthodes de travail.

Du fait de la relative pauvreté en affleurements, par ailleurs souvent petits et recouverts de mousses et de lichens, nous sommes conduits à utiliser une méthode de travail tout à fait particulière.

Un inventaire systématique des affleurements sur les rives des lacs et des rivières est pratiqué en premier lieu.

A partir des observations des photos aériennes, sont établis les parcours dans le "bois", passant par le plus grand nombre d'affleurements visibles ou supposés. Ces "traverses", constituées d'un assemblage de lignes droites ramenant toujours au point de départ (généralement le point d'amarrage du canot), sont tracées sur les photos aériennes et sur la carte topographique. L'azimut et la longueur de chaque ligne droite sont ensuite bien repérés.

La progression sur le terrain se fait toujours à deux hommes : le premier marche le plus droit possible à la boussole, calée sur l'azimut d'une ligne; le second, géologue, observe le terrain et compte ses pas à l'aide d'un podomètre pour pouvoir replacer précisément les affleurements sur la carte.

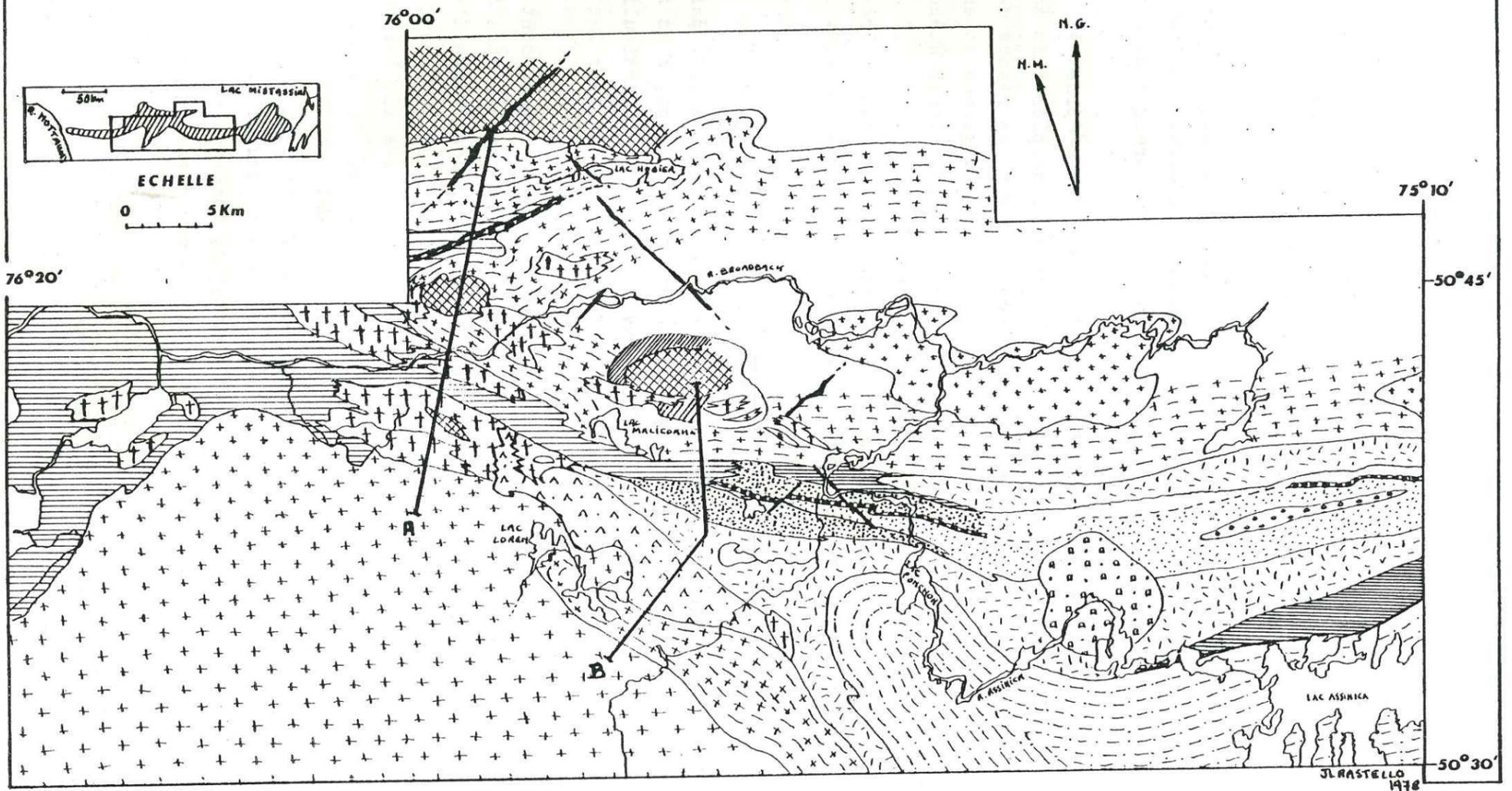
Cette méthode peut paraître très approximative; elle est, en fait, étonnamment précise avec un peu d'expérience. La première carte ainsi obtenue est donc une carte d'affleurements ponctuels et

FIGURE 3a)

GÉOLOGIE DE LA BANDE VOLCANOSÉDIMENTAIRE « FROTET- EVANS ».

A l'est de 75°30' géologie d'après Gillett (1966)

A l'ouest de 75°30' géologie d'après Franconi (1971, 1972, 1973, 1975)



LEGENDE

| | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

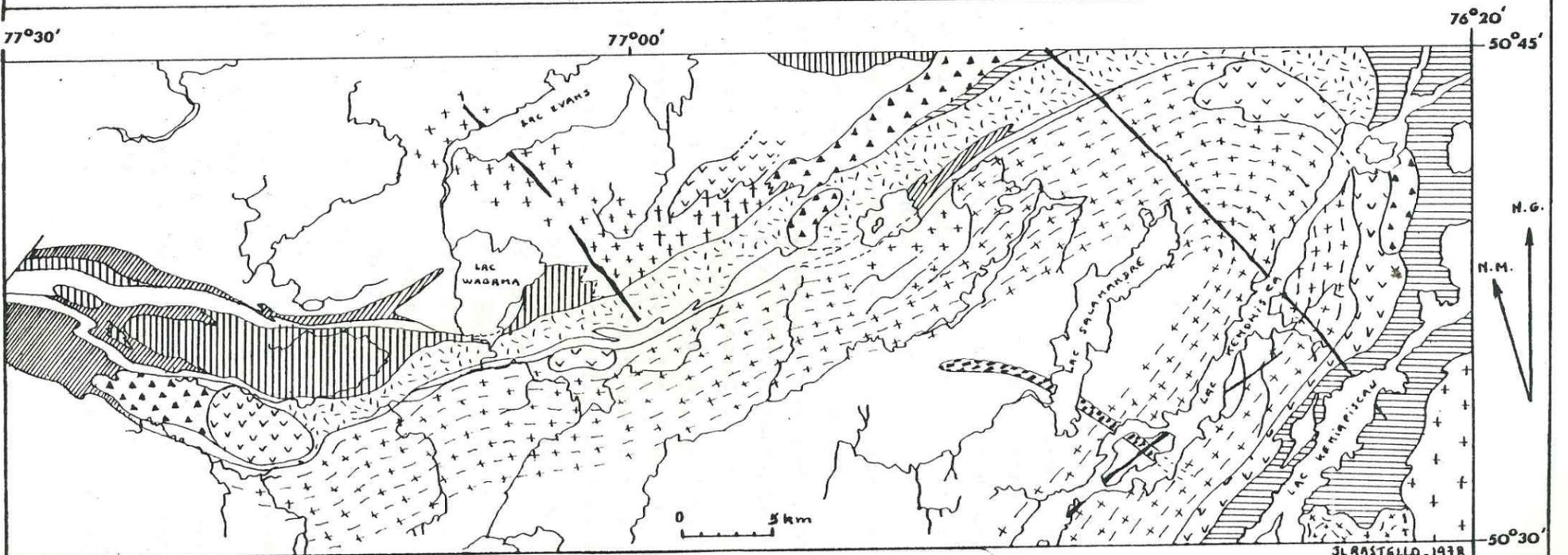


Fig.3b- Géologie de la bande métavolcanosédimentaire "Frotet-Evans".

JL RASTELLO 1978

l'intégration de tous ces points permet de constituer la carte géologique.

I . 3 . 5 - Contexte géologique régional.

I . 3 . 5 . 1 - Travaux antérieurs.

Les premières observations géologiques sur la "bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans" ont été faites par R. BELL (1909), puis H. C. COOKE (1914). Ce dernier distingue à l'Ouest la "série du lac Evans", ensemble de laves à la base, surmontées d'une série détritique. Vient ensuite au dessus, la "série de la rivière Broadback ("arkoses de quartzites" et micaschistes). L'auteur ne définit pas clairement les rapports entre les deux séries mais constate qu'elles sont antérieures aux roches granitiques qui les entourent.

En 1937, P. R. GEOFFROY et T. COULOMBZINE, lors d'une campagne géophysique, travaillent en détail sur les faciès de la rivière Broadback. Ils mettent en évidence une série détritique d'origine sédimentaire (grès, arkoses, tufs, "quartzites basiques") associée à des roches volcaniques. Attribuée au Keewatinien, cette série leur paraît la plus ancienne et forme un anticlinal recouvert par une série épaisse de "quartzites micacés à grenat" débutant par un conglomérat de base. Cette série est attribuée au Temiskaming. Pour GEOFFROY et COULOMBZINE, "ce grand anticlinal de roches volcaniques et sédimentaires a résisté à la cristallisation métamorphique complète qui a transformé la plus grande partie du bouclier canadien".

Par la suite, les travaux plus récents de D. L. MURPHY et RILEY (1958), P. T. MOYER (1960-1961), L. B. GILLET (1966), L. B. MURPHY (1966), J. H. REMICK (1969-1970) et J. RONDOT (1972) ont conduit à une connaissance plus approfondie de cette bande volcano-sédimentaire.

Tous ces auteurs ont conservé les subdivisions faites par G. SHAW (1942) qui a comparé les faciès des roches situées au Nord du lac Assinica et ceux qui composent la série Opemisca situés à l'extrémité sud de sa carte (cf. ci-après, tableau de la fig. 4).

Dans la partie orientale de la bande, D.L MURPHY et J. RONDOT (1966) rendent compte de la présence exclusive des faciès pré-Opemisca, principalement de composition volcanique.

L. B GILLET (1966) qui travailla au Nord du lac Assinica, situe beaucoup plus à l'Est la limite de la Série Broadback constituant un

synclinal bordé de formations volcano-sédimentaires attribuées au faciès pré-Broadback.

A. FRANCONI (1971, 1972, 1973, 1974) a carté en détail au 1/50.000 une grande partie de cette bande (cf. fig. 3a et 3b).

Il ressort après toutes ces études que la "bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans" est surtout composée de métasédiments dans sa partie médiane alors qu'à ses extrémités, il y a prédominance de roches métavolcaniques d'origine basaltique.

| <u>Série Opemisca.</u> | <u>Série Broadback.</u> |
|-----------------------------|------------------------------|
| - Arkoses. | - Grauwackes. |
| - Laves porphyriques. | - Arkoses. |
| - Grès et tufs. | - Schistes et conglomérats. |
| | |
| <u>Faciès pré-Opemisca.</u> | <u>Faciès pré-Broadback.</u> |
| - Grauwackes. | - Grauwackes. |
| - Schistes noirs. | - Schistes à hornblende . |
| - Micaschistes. | - Laves basiques à pillows. |
| - Laves basiques à pillows. | |
| - Agglomérats. | |
| - Tufs | |
| - Gabbros. | |

Fig. 4 - Subdivisions établies par G. SHAW (1942).

I . 3 . 5 . 2 - Cadre géologique.

(cf. Annexe n° 5 - carte géologique)

I . 3 . 5 . 2 . 1 - Etablissement de la carte

La faible densité d'affleurements est compensée par leur bonne qualité (très frais et peu altérés). Il est donc possible d'établir

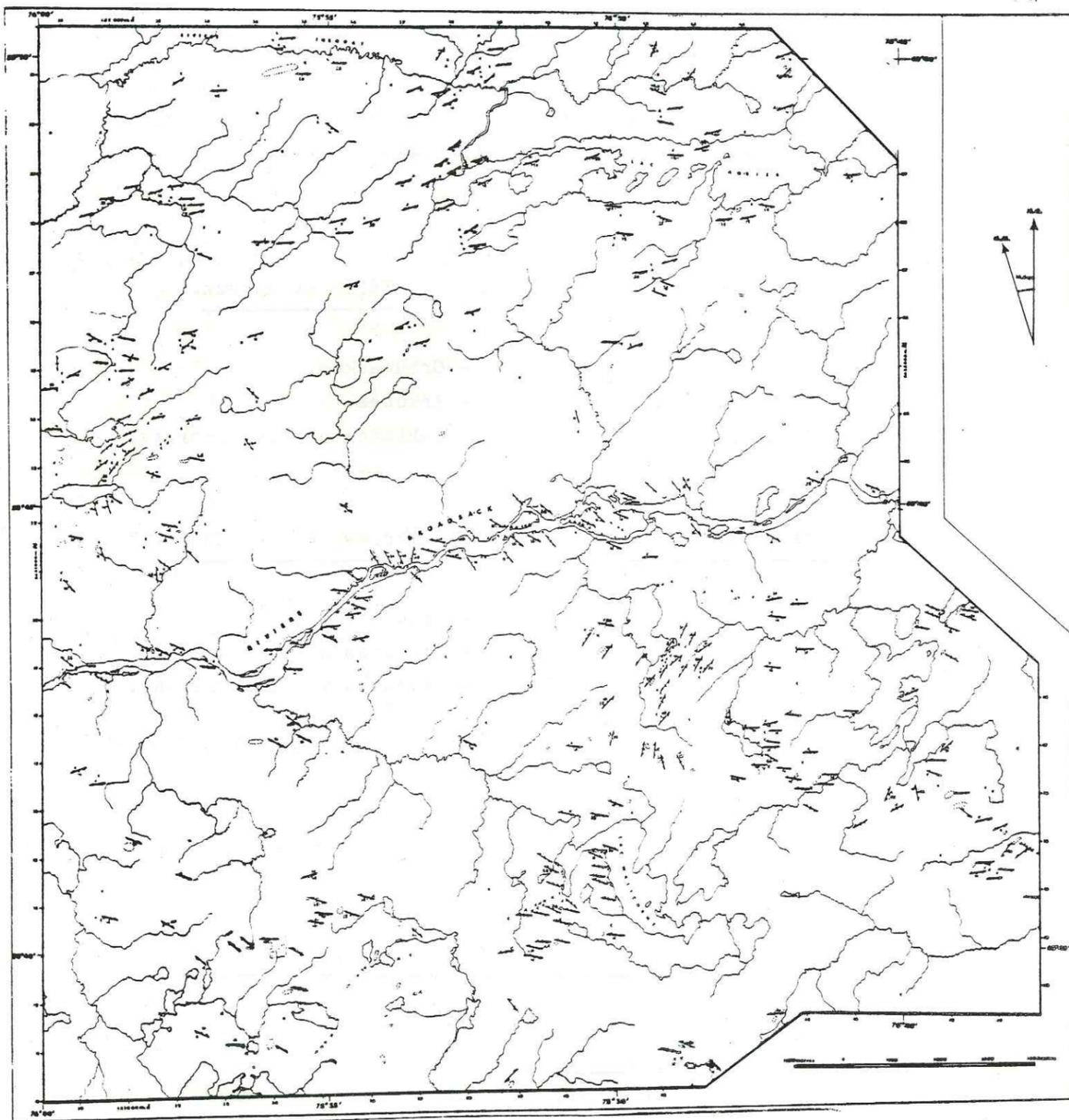


Fig. 5 - Carte des foliations du secteur étudié.

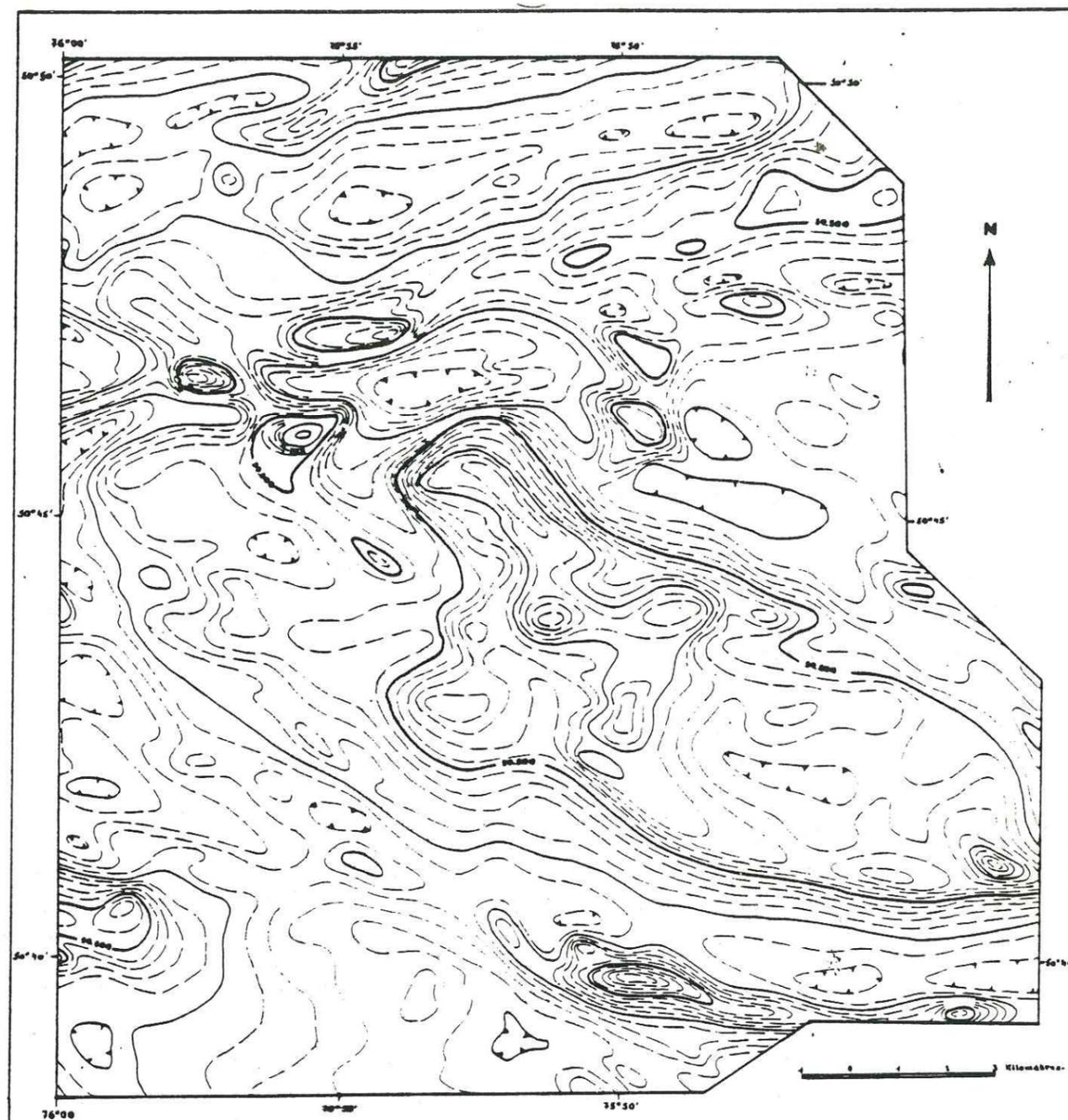


FIG. 6 - CARTE AEROMAGNETIQUE DU SECTEUR ETUDIE

d'après les cartes : - LAC DERIARES 53850
- LAC LERAC 53840

Légende

Lignes isomagnétiques (valeur absolue du champ total)

500 gammas - - - - -

100 gammas - - - - -

20 gammas - - - - -

Dépression magnétique - - - - -

une pétrographie valable qui n'est malheureusement que ponctuelle. Aussi le tracé de la carte s'en ressent énormément. On notera toutefois qu'il existe deux documents importants fournissant de nombreux éléments pour le tracé des contours. Ce sont la carte structurale (foliations) (fig. 5) et la carte aéromagnétique (fig. 6), cette dernière représentant à elle seule un reflet très fiable des structures géologiques.

Aussi garderons nous toujours à l'esprit le fait que les limites cartographiques entre les formations ne sont que des indications approximatives.

I . 3 . 5 . 2 . 2 - Géologie de la région étudiée.

Sur le secteur étudié, la bande volcano-sédimentaire se réduit au Sud à un niveau peu épais de deux à trois kilomètres d'épaisseur de gneiss à biotite, plus ou moins riches en muscovite très localement, et au Nord, une bande de gneiss à biotite avec intercalation d'un niveau peu épais de tufs bicolores hétérogènes se pinçant en biseau vers l'Est à l'extrémité sud-est du lac Hobier.

Ces formations, constituant au Nord et au Sud une synforme, flanquent une antiforme de roches intrusives (diorites, granodiorites et granites), centrée sur la rivière Broadback. Cette antiforme s'ennoie périclinalement à l'Ouest sous les paragneiss.

Au coeur de cette antiforme, deux boutonnières laissent apparaître des gneiss et des amphibolites très recristallisés et remobilisés.

D'énormes massifs de pegmatites affleurent sur la région cartographiée. Deux types s'individualisent :

- des pegmatites roses intrusives dans les roches plutoniques.
- des pegmatites blanches intrusives dans les formations paragneissiques.

Des fractures orthogonales orientées N.W et N.E sont actuellement soulignées par des dykes de diabase, ces fractures représentant la dernière phase tectonique ayant affecté les formations de la province du Supérieur.

I . 4 - Moyens d'études.

I . 4 . 1 - Réalisations techniques.

.quelques 90 lames minces ont été effectuées à l'Institut Dolomieu par R. TELMAT.

.le broyage et le tamisage des roches pour la géochimie ont été effectués au laboratoire de broyage de l'Institut Dolomieu par R. DOMENE.

I . 4 . 2 - Diffraction X.

Les diagrammes sur minéraux ont été effectués par moi-même à l'Institut Dolomieu.

- Diagramme de poudre sur diffractomètre Philips, amplificateur et compteur CGR équipé d'un monochromateur anticathode Cu et filtre Ni, courant de 40 kV - 20 mA.

I . 4 . 3 - Analyses chimiques.

72 analyses ont été réalisées à l'Institut Dolomieu. La préparation des perles et les analyses ont été faites par F. KELLER.

Les éléments majeurs, Ba, Rb et Sr ont été analysés par fluorescence X sur :

Spectromètre CGR Alpha 2020 automatique.

Tube Cr - 50 kV - 50 mA.

- . Détecteur : compteur à scintillation et/ou compteur proportionnel à flux gazeux.
- . Cristaux :
 - LiF 100 - LiF 200 - RbAP - KAP - PET pour les 44 analyses de roches intrusives.
 - LiF 100 - LiF 220 - RbAP - ADP - PET pour les roches volcano-sédimentaires et les amphibolites.
- . Comptage 20 secondes sur les rapports étalon-échantillon au même temps de mesure.
- . Erreurs relatives :
 - Si : $\pm 0,8\%$ - Al : $\pm 3\%$ - Fe : $\pm 2\%$
 - Mg : $\pm 5\%$ - Ca : $\pm 2\%$ - Na : $\pm 3\%$

K : \pm 3 % - Ti : \pm 5 % - P : \pm 4 %
 Ba : \pm 12 % - Sr : \pm 12 % - Rb : \pm 12 %

I . 4 . 4 - Calculs.

Les calculs de normes et des différents paramètres géochimiques ont été effectués par ordinateur au centre de calcul de l'université de Grenoble avec un programme établi par G. BUFFET.

I . 4 . 5 - Datations géochronométriques.

Les dosages ont été effectués dans le laboratoire de géochronologie de l'Institut Dolomieu. Le potassium est dosé par fluorescence X (CGR Alpha 2020) et l'argon est dosé par spectrométrie de masse (Micromass 600) selon la méthode classique (DALRYMPLE, 1969). Les isochrones sont calculés par la méthode de RODDICK et FARRAR (1971). Les constantes analytiques sont les suivantes :

$$B = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$e = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$40 \text{ K/K} = 1.167 \cdot 10^{-2} \text{ atomes \%}$$

in R.H STEIGER et E. JAGER (1977)

Pour comparaison avec des données K/Ar antérieures à 1978, minorer les valeurs de 2,7 %.

$$R_0 = \frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{36}\text{Ar}} \text{ à l'origine}$$

Spike de Schumacher, Bern; impuretés $< 0,01$ %

CHAPITRE II : PETROGRAPHIE

Liste des abréviations utilisées

pour les minéraux.

| | | | |
|-------|------------------------|----------|----------------------------|
| ab | : albite | ma | : magnétite |
| act | : actinote | mi bl | : micas blancs |
| alm | : almandin | mic | : microcline |
| amph | : amphibole | min FeMg | : minéraux ferromagnésiens |
| an | : anorthite | mu | : muscovite |
| analc | : analcime | mx op | : minéraux opaques |
| and | : andalousite | olig | : oligoclase |
| andés | : andésine | pist | : pistacite |
| arag | : aragonite | ph | : phengite |
| aug | : augite | pl, plag | : plagioclase |
| ap | : apatite | pu | : pumpellyite |
| bi | : biotite | pyr | : pyroxène |
| cc | : calcite | pyro | : pyrophyllite |
| chl | : chlorite | qz | : quartz |
| clnz | : clinozoïsite | ru | : rutile |
| cord | : cordiérite | sér | : séricite |
| ép | : épidote | sil.d'al | : silicate d'alumine |
| fk | : feldspath potassique | sill | : sillimanite |
| gr | : grenat | sph | : sphène |
| gph | : graphite | staur | : staurotide |
| hé | : hématite | stilp | : stilpnomélane |
| hn | : hornblende | tour | : tourmaline |
| hn v | : hornblende verte | trém | : trémolite |
| ky | : kyanite | zo | : zoïsite |

CHAPITRE II : Pétrographie.

Les différents faciès pétrographiques traités dans les paragraphes suivants sont tirés de la nomenclature utilisée par A. FRANCONI dans ses rapports géologiques (1971, 1972, 1973, 1975 et 1976) et utilisés dans la légende de la carte hors-texte annexe n° 5. Nous verrons dans le chapitre IV, Géochimie, les modifications qui seront apportées à cette nomenclature basée plus sur l'aspect macroscopique et la composition minéralogique des roches que sur leur chimisme. Seules les roches intrusives sont concernées par ces considérations, à l'exception des pegmatites et des diabases (roches intrusives post-tectoniques).

II . 1 - Les roches intrusives de l'antiforme de la rivière Broadback.

II . 1 . 1 - Les tonalites type "lac Malicorne".

II . 1 . 1 . 1 - Localisation.

Ces tonalites constituent la presque totalité de l'antiforme de roches intrusives de la rivière Broadback. Enveloppant les diorites et les diorites quartziques, elles sont limitées au Nord et au Sud par les métasédiments. Quant à la terminaison périclinale occidentale, elle est constituée de tonalites à enclaves qui seront traitées dans un paragraphe spécial.

II . 1 . 1 . 2 - Aspect à l'affleurement.

Ce sont des roches à grain moyen de teinte gris rosâtre à gris verdâtre en cassure fraîche. Localement, elles présentent une texture porphyroïde déterminée par des mégacristaux subautomorphes de feldspath potassique. Toujours foliées, les tonalites présentent une foliation beaucoup plus accentuée au voisinage même du contact avec les roches métasédimentaires.

Fig. 7 - Tonalite (structure moyenne) L.P - JR 177.

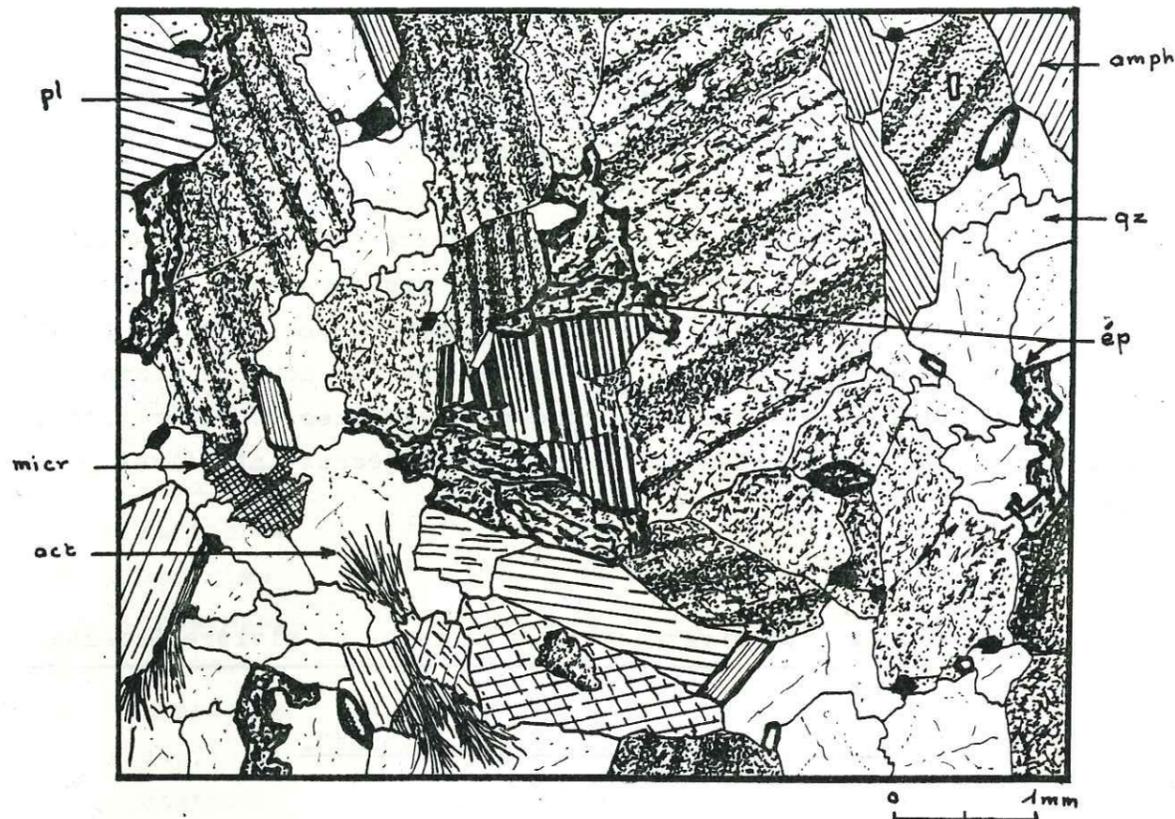
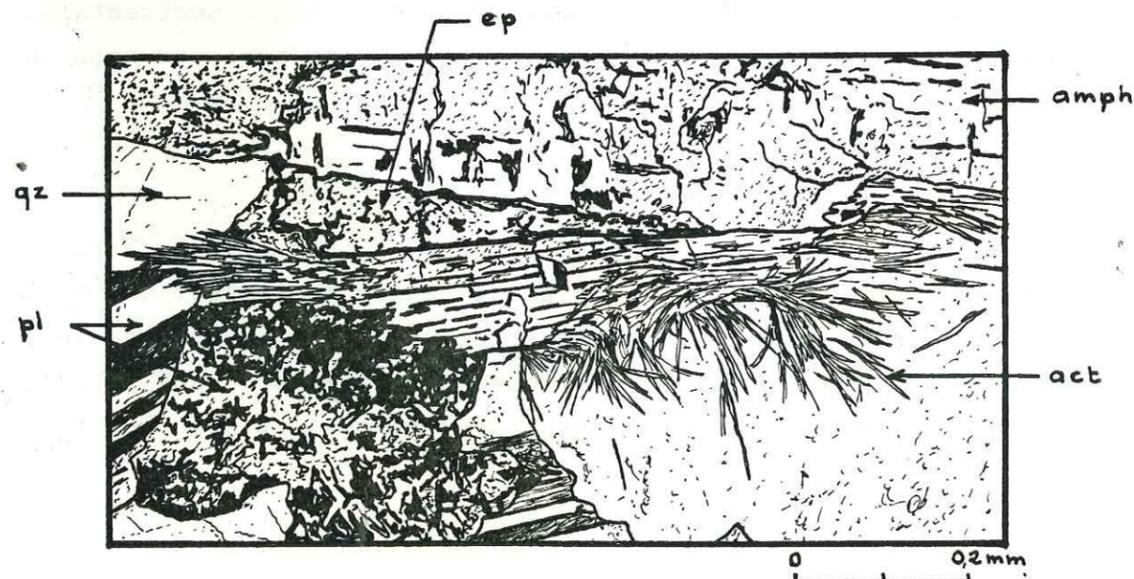


Fig. 9 - Déstabilisation de la hornblende verte en actinote aciculaire - L.P. - JR 177.



II . 1 . 1 . 3 - Aspect au microscope (cf. fig. 7).

Les tonalites présentent une structure hétérogranulaire. Dix analyses modales ont été effectuées et sont reportées sur la figure 8

+ le quartz est xénomorphe, à extinction roulante. Les plages (taille 0,5 à 1,5 mm) isolées ou groupées en amas à structure engrenée, sont souvent grossièrement allongées selon la foliation. Des cristaux globulaires (0,05 à 0,15 mm) sont inclus dans le plagioclase ainsi que dans la hornblende verte.

+ le plagioclase (oligoclase An 26-30) est maclé albite, albite-carlsbad, albite-péricline (grossier). Les cristaux subautomorphes, trapus (taille jusqu'à 3-4 mm) à contours corrodés sont plus ou moins saussuritisés (séricite + pistacite + clinozoïsite).

D'autres plagioclases plus petits sont présents, limpides et non saussuritisés. Associés au microcline, ils constituent un ensemble ceinturant les grands plagioclases.

+ le microcline est xénomorphe et interstitiel (taille de 0,5 à 4 mm), souvent associé aux petits plagioclases. Il présente sa macle caractéristique albite-péricline en moirage très fin. Il est de génération postérieure aux grands plagioclases qu'il corrode.

Ce minéral est plus abondant dans les tonalites que dans les diorites et les diorites quartziques, surtout au voisinage du contact avec les métasédiments au Sud (les teneurs en microcline étant au Nord très variables).

+ l'amphibole, du même type que celle des diorites, est une hornblende verte ($2V = -63^\circ - 65^\circ$; $Z/c = 10^\circ - 13^\circ$). Les cristaux subautomorphes isolés ou en amas sont trapus rectangulaires et allongés en lattes. Ils sont déchiquetés sur leur pourtour principalement dans le prolongement des clivages et sont riches en inclusions : quartz globulaires, petites biotites altérées et un peu d'albite dans l'espace laissé libre par la dissociation des clivages.

Les amphiboles sont altérées souvent en épidote, oxydes de fer

Fig: 8 Tableau d' analyses modales des tonalites " lac Malicorne "
(A. FRANCONI - 1976)

1, 2, 3 : Tonalites aux voisinages même du contact avec les roches volcanodétritiques.
Caractères: bien foliées; teneurs élevées en ferromagnésiens; teneurs élevées en chlorite; teneurs élevées en microcline.

4, 5, 6, 7 : Tonalites de la section ouest du massif; (5) caractéristique de l'ensemble des tonalites; (6) et (7) prises dans le même secteur illustrent les variations brutales de la teneur en microcline;
Caractères: foliations peu accentuées; teneurs modérées en microcline; biotite non entièrement chloritisée.

8, 9, 10 : Tonalites de la partie ouest du massif; (8) représentative des tonalites leuco-crates; (9) et (10) au voisinage du contact nord avec les paragneiss migmatisés.

| | AF 147a | AF 362b | AF 322 | AF 84 | AF 126 | TA 32 | TA 29a | TA 19 | JR 58a | AF 263 |
|----------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Plagioclase | 44,1 | 44,0 | 47,7 | 61,3 | 55,3 | 59,2 | 73,4 | 65,7 | 49,1 | 54,4 |
| Quartz | 17,1 | 18,4 | 14,4 | 22,0 | 19,5 | 20,0 | 11,6 | 19,2 | 30,0 | 12,0 |
| Microcline | 14,6 | 18,3 | 15,5 | 7,2 | 8,4 | 6,8 | 1,0 | 5,7 | 0,4 | 16,6 |
| Hornblende verte | 17,4 | 14,8 | 7,4 | 7,2 | 10,8 | 5,9 | 4,7 | 0,1 | 9,9 | 8,8 |
| Biotite | - | - | 1,4 | 2,1 | 6,7 | 1,0 | 0,1 | 2,3 | 2,6 | 8,0 |
| Chlorite secondaire | 3,1 | 5,0 | 14,8 | 2,0 | 0,1 | 5,6 | 7,6 | 5,0 | 6,9 | 0,4 |
| Séricite | - | - | - | - | - | - | 0,1 | 0,3 | - | - |
| Sphène | 1,2 | 0,8 | 0,3 | 0,3 | 0,5 | 0,4 | tr. | 0,1 | 0,4 | 0,2 |
| Pistachite | 1,9 | 4,4 | 3,3 | 2,4 | 3,0 | 1,3 | 1,3 | 1,2 | 0,6 | - |
| Apatite | 0,1 | 0,2 | - | - | - | 0,1 | 0,4 | 0,1 | 0,2 | 0,2 |
| Minéraux opaques | 0,4 | - | 0,4 | - | - | - | - | 0,5 | - | - |
| Ramener à 100% avec quartz | 58 % 22 % | 55 % 23 % | 58 % 23 % | 68 % 24 % | 66 % 23 % | 69 % 23 % | 85 % 13 % | 73 % 21 % | 62 % 38 % | 66 % 14 % |

et gerbes d'aiguilles très fines d'actinote à la périphérie des cristaux (cf. fig. 7 et 9).

+ la biotite, de couleur brun à brun-vert, se présente en lattes automorphes de 1 à 2 mm déterminant la foliation. Elle est plus ou moins chloritisée. Ce phénomène est à mettre en relation avec l'altération des plagioclases.

+ l'épidote est le plus souvent de la pistachite. Elle provient de l'altération :

* soit des plagioclases (épidote en petits granules ou en petites plages de 0,01 à 0,05 mm).

* soit, et surtout, des amphiboles et des biotites. Les cristaux sont plus gros : jusqu'à 1,5 mm.

+ le sphène est subautomorphe (taille jusqu'à 0,5 mm) losangique allongé à xénomorphe très arrondi. Il est toujours associé aux minéraux ferromagnésiens.

+ l'apatite est subautomorphe en petits cristaux hexagonaux ou en baguettes selon la section. Ce minéral est souvent en inclusion dans les biotites.

+ les minéraux opaques sont le plus souvent des oxydes de fer d'exsolution lors de l'altération des minéraux ferromagnésiens (biotite et hornblende verte).

II . 1 . 1 . 4 - Paragenèse.

Les tonalites type "lac Malicorne" montrent donc la paragenèse suivante :

qz + pl + mic + hb v + bi + chl + pist + clnz + sph + ap + sér
+ mx op + ab + act.

II . 1 . 2 - Les tonalites à porphyroblastes de feldspath potassique.

II . 1 . 2 . 1 - Localisation.

Ces tonalites sont peu répandues; les plus grosses masses se rencontrent le long de la rivière Broadback entre les longitudes

75° 51' 30" et 75° 43' 30". D'autres masses plus petites affleurent légèrement au Sud-Ouest de cette masse principale.

En outre, on note la présence de porphyroblastes de feldspath potassique dans les tonalites type "lac Malicorne" affleurant au Nord-Ouest du lac Hobier. Il est intéressant de remarquer la proximité constante de ces tonalites avec les massifs de pegmatites roses riches en feldspath potassique.

II . 1 . 2 . 2 - Aspect à l'affleurement.

Ces roches sont hétérogènes à homogènes, gris-vert clair à gris rose, à grain plus grossier que les tonalites normales. Les minéraux ferromagnésiens abondants soulignent toujours la foliation tandis que les porphyroblastes de feldspath potassique sont toujours disposés d'une manière quelconque par rapport à la foliation.

II . 1 . 2 . 3 - Aspect au microscope (cf. fig. 10).

Une analyse modale de la matrice a été effectuée par A. FRANCONI

| | |
|-------------|----------|
| plagioclase | : 46,8 % |
| quartz | : 27,3 % |
| microcline | : 5,4 % |
| amphibole | : 14,7 % |
| biotite | : 6,5 % |

(chloritisée)

Les caractères de la matrice sont identiques à ceux de la matrice des tonalites normales et des diorites quartziques : quartz à extinction roulante, souvent à structure engrenée, plus abondant que dans les tonalites et les diorites quartziques; plagioclase (oligoclase An 25-30) à macles polysynthétiques ; microcline interstitiel; amphibole (hornblende verte) plus fréquente que dans les tonalites normales; biotite plus ou moins chloritisée; minéraux accessoires d'altération (pistacite + clinozoïsite + sphène + minéraux opaques).

II . 1 . 2 . 4 - Les porphyroblastes de feldspath potassique.

II . 1 . 2 . 4 . 1 - Description.

Le feldspath potassique se présente sous forme de gros cristaux automorphes (jusqu'à 5 cm), maclés carlsbad, et contient des inclusions

de plagioclase, amphibole (hornblende verte) et quartz.

Les contours de ces cristaux limpides, peu moirés, à perthites en fuseaux, sont très nets et soulignés parfois par les minéraux ferromagnésiens de la mésostase donnant dans ce cas à la roche une structure cloisonnée.

En règle générale, ces mégacristaux sont peu nombreux et disséminés dans la roche d'une manière très irrégulière et sans aucune orientation.

II . 1 . 2 . 4 . 2 - Détermination du feldspath par diffraction X.

Des diagrammes ont été effectués par la méthode des poudres sur trois feldspaths des diorites quartziques et des granodiorites, et sur quatre feldspaths des pegmatites roses. Les résultats mettent en évidence :

- du microcline, identique dans les trois faciès,
- de l'albite calcique,
- du quartz (basse température),
- des minéraux ferromagnésiens (amphibole et mica) uniquement dans les porphyroblastes des diorites.

L'indice de triclinicité du microcline a été calculé selon la méthode de GOLDSMITH et LAVES (1954) :

$$\Delta = 12,5 [d(131) - d(1\bar{3}1)]$$

Les indices sont reportés dans le tableau suivant :

| N° d'échant. | Nomenclature | Δ |
|--------------|--------------------|----------|
| JR 267 | Granodiorite | 0,86 |
| JR 393c | Diorite quartzique | 0,87 |
| JR 398 | Granodiorite | 0,85 |
| PV 75 | Pegmatite rose | 0,90 |
| JR 168 | " " | 0,94 |
| JR 390 | " " | 0,94 |
| JR 418 | " " | 0,93 |

L'indice de triclinicité variant de 0,85 à 0,94, le feldspath potassique est donc du microcline maximum pour les trois types de roches



pl porphyroblaste de feldspath potassique (microcline)

Fig. 11 - Tonalite à enclaves de paragneiss et d'amphibolites.

L.P. - JR 414.

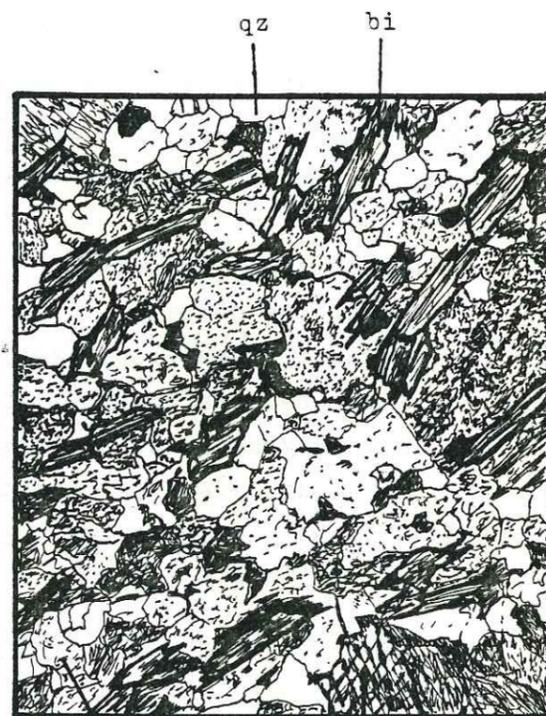


qz

pl

← Fig. 10 - Tonalite à porphyroblastes de feldspath potassique.
L.P. - JR 398.

0
1mm



pl

amph

← Fig. 12 - Diorite - L.P. -
JR 152.

0
0,5mm

II . 1 . 2 . 4 . 3 - Origine du microcline.

Résumons les différents caractères des porphyroblastes de feldspath potassique :

- il s'agit de microcline maximum pour les pegmatites et les roches granitoïdes,
- les cristaux automorphes renferment des inclusions de minéraux de la matrice et sont disposés d'une manière quelconque par rapport à la foliation,
- cartographiquement, les roches à structure porphyroïde sont toujours en contact avec les masses diffuses de pegmatites roses.

Ces quelques éléments d'observation ne nous permettent pas de conclure d'une manière catégorique sur le mode de formation des porphyroblastes. Il semblerait tout de même que l'apparition du microcline dans les roches intrusives soit un phénomène contemporain de l'intrusion des pegmatites roses.

II . 1 . 3 - Les tonalites à enclaves de paragneiss et d'amphibolites.

II . 1 . 3 . 1 - Localisation.

Ces roches affleurent à l'Ouest du terrain près de la terminaison périclinale de l'antiforme de roches intrusives. Elles n'ont qu'une extension restreinte; elles se terminent, en effet, en biseau au Nord et au Sud contre les paragneiss.

II . 1 . 3 . 2 - Aspect à l'affleurement.

Ce sont des roches homogènes gris-blanc clair à blanc rosé, peu ou pas foliées, pauvres en minéraux ferromagnésiens. Les enclaves de paragneiss et d'amphibolites y sont très abondantes avec une augmentation de leur nombre en se dirigeant vers l'extérieur du massif intrusif. Ces enclaves sont fortement cristallisées, très plissées et envahies la plupart du temps par du matériel quartzofeldspathique.

II . 1 . 3 . 3 - Aspect au microscope (cf. fig. 11).

La structure est équi-granulaire à hétérogranulaire grossière.

+ le quartz (3 à 4 mm) est xénomorphe, à extinction roulante. Les pourtours des cristaux sont lobés et échanrés, donnant à la roche, lorsqu'ils sont groupés, une structure engrenée. Des cristaux globulaires (0,1 à 0,3 mm) sont inclus dans les plagioclases.

+ le plagioclase (oligoclase An 23-28) est xénomorphe, denteliforme, très peu séricitisé à l'exception de la périphérie des cristaux. Ces derniers (3 à 4 mm), maclés grossièrement albite-péricline, forment avec le quartz, la structure engrenée. Le plagioclase occupe jusqu'à 75% de la roche.

+ la biotite se présente en lattes subautomorphes (jusqu'à 2 mm) déterminant la foliation. Seul minéral ferromagnésien, la biotite occupe jusqu'à 20% de la roche. Elle est plus ou moins chloritisée. De la pistacite et des cristaux automorphes d'apatite y sont souvent inclus.

+ le sphène est en granules (0,05 à 0,15 mm) associés aux minéraux ferromagnésiens.

II . 1 . 3 . 4 - Paragenèse.

Les tonalites à enclaves de paragneiss et d'amphibolite montrent la paragenèse suivante :

qz + pl + bi + ap + pist + sph + sér ± chl

II . 1 . 4 - Les leucotonalites du lac Loren.

II . 1 . 4 . 1 - Localisation.

Ce massif de leucotonalites affleure dans le quart sud-ouest du terrain. Il prend toute son extension plus au Sud (cf. A. FRANCONI - 1976) au niveau du lac Loren. Ce massif orienté N 135° est limité au Nord-Est par des gabbro-diorites et au Sud-Ouest par les pegmatites et les roches granitoïdes acides du secteur du lac Morain.

II . 1 . 4 . 2 - Aspect à l'affleurement.

Ces roches sont très homogènes, gris-blanc à gris-rose clair,

à grain fin-moyen où la biotite, présente en lits discontinus, détermine une foliation toujours bien marquée.

Le même type de roche a été observé au Nord du terrain entre la limite ouest de la carte et le lac Hobier.

Ces faciès possèdent la même minéralogie mais s'en différencient par une foliation souvent plus accentuée.

II . 1 . 4 . 3 - Aspect au microscope.

Quatre analyses modales ont été effectuées par A. FRANCONI (voir tableau suivant) :

| | AF 26 74 | AF 31 74 | PV 100a 74 | AF 34 74 |
|---------------------------|----------|----------|------------|----------|
| plagioclase | 65,1 | 56,4 | 62,2 | 64,5 |
| quartz | 20,3 | 18,3 | 28,4 | 24,8 |
| microcline | 1,5 | 18,5 | 1,2 | 1,5 |
| biotite+chloritisée | - | 3,9 | 6,9 | 3,5 |
| chlorite issue de biotite | 8,4 | - | 0,8 | 3,4 |
| sphène | 0,2 | 1,4 | traces | 0,4 |
| pistacite | 5,2 | 0,2 | 0,6 | 1,0 |
| séricite | - | 0,6 | 0,1 | 0,7 |
| minéraux opaques | - | 0,2 | traces | 0,3 |
| apatite | traces | 0,5 | traces | - |

+ le quartz est en plages xénomorphes irrégulières et souvent engrenées, à extinction roulante, parfois interstitielles. De plus, deux autres habitus peuvent être observés :

- globules dans les plagioclases et les rares amphiboles,
- vermicules dans le microcline (myrmékite).

+ le plagioclase (oligoclase An 25-30), le plus souvent à macles polysynthétiques et plus rarement à macles de Carlsbad, existe sous deux formes :

- des plages polygonales automorphes de petite taille (0,05-0,01 mm),
- de grandes lattes rectangulaires (3 mm x 7 mm) moins nombreuses donnant à la roche une texture porphyroïde. Leurs contours sont souvent corrodés. Ils sont riches en inclusions de quartz en gouttelettes et de fines paillettes de biotite. Localement, ces

plagioclases sont altérés plus ou moins fortement en séricite, quartz et épidote (pistacite). Cette altération est, semble-t-il, liée à la plus ou moins grande chloritisation de la biotite.

+ le microcline est sous forme de plages xénomorphes (taille maximale : 3mm) interstitielles.

+ la biotite, de teinte brun à brun-rouge en lumière naturelle, montre des plages rectangulaires (taille maximale : 2 mm) à inclusions de zircons à auréoles pléochroïques. En quantité suffisante, la biotite en minces lits discontinus détermine une foliation bien marquée.

L'altération de la biotite est très variable. Ce minéral peut être sain, plus ou moins chloritisé ou complètement chloritisé. Cette chloritisation s'est effectuée, semble-t-il, en même temps que l'altération des plagioclases, et inversement.

+ l'amphibole est une hornblende verte (Ng / c = 22° - 24°) assez souvent maclée et se présente sous deux formes :

- en grandes plages xénomorphes (jusqu'à 3 mm) à contours très irréguliers avec de nombreuses inclusions de quartz globulaires,
- en petits cristaux automorphes losangiques (0,5 à 1 mm).

Le pourcentage de hornblende verte est lié à la quantité de biotite. Plus la biotite est abondante, moins il y a d'amphibole, et réciproquement.

Nous notons que la hornblende n'est pas en grande quantité et que les analyses modales effectuées n'en mentionnent pas.

+ la chlorite provient de l'altération secondaire des biotites. Ce minéral, en lumière naturelle, est d'un beau vert pomme. De fins granules d'oxydes de fer soulignent ses clivages.

+ l'épidote, essentiellement de la pistacite, plus rarement de la clinozoïsite, a deux faciès : petits granules xénomorphes ou plages plus importantes (0,2 x 0,5 mm) associées au sphène et à la chlorite. Ce minéral, en petits granules, est un des minéraux d'altération secondaire du plagioclase.

+ la séricite, à faciès aciculaire, est typique de l'altération secondaire du plagioclase.

+ l'apatite est en petites baguettes ou en petits cristaux hexagonaux, selon les sections (0,01 à 0,05 mm).

+ les minéraux opaques sont, soit en rares petits grains irréguliers disséminés dans la roche, soit en petits granules dans les clivages de la chlorite d'altération.

En résumé, les leucotonalites du lac Loren, à structure subisogranulaire à hétérogranulaire montrent un certain nombre de caractères spécifiques :

- une minéralogie constante à quelques exceptions près,
- une faible teneur en minéraux ferromagnésiens (amphibole, biotite et chlorite),
- une faible teneur en microcline (1 à 5 %),
- l'association toujours présente des minéraux d'altération suivants : chlorite, pistacite et sphène.

II . 1 . 4 . 4 - Paragenèse.

Les leucotonalites du lac Loren montrent la paragenèse suivante :
qz + pl + mic + hn v + bi + chl + pist + clnz + sph + sér + ap + mx op

II . 1 . 5 - Les diorites quartziques et les diorites.

II . 1 . 5 . 1 - Localisation.

Ces roches, qui affleurent au centre de l'antiforme de roches intrusives, entre les deux boutonnières d'amphibolites et de gneiss leucocrates, sont recoupées par la rivière Broadback approximativement au centre du terrain et sont limitées à leur périphérie par des tonalites banales.

II . 1 . 5 . 2 - Aspect à l'affleurement.

Ces roches, de couleur gris-vert à gris-rose, sont hétérogènes à homogènes; la foliation plus ou moins bien marquée, est néanmoins toujours observable. Très souvent, des pegmatites roses envahissent lits par lits ou en filons recoupants les diorites et les diorites quart-

ziques dans lesquelles se développent, à leur contact, des porphyroblastes de feldspath potassique.

II . 1 . 5 . 3 - Aspect au microscope. (cf. fig. 12).

La structure est subisogranulaire à hétérogranulaire à granulométrie variable.

+ le quartz, xénomorphe, est de taille variable (jusqu'à 3-4 mm). Les cristaux ou les associations de cristaux sont grossièrement allongés dans la foliation. On observe aussi des petits cristaux globulaires inclus par les amphiboles ou associés au microcline et au plagioclase.

+ le plagioclase (oligoclase An 25-29) est de taille variable (4 mm et plus). Les cristaux sont subautomorphes à macles polysynthétiques et de Carlsbad, à contours corrodés, souvent saussuritisés (séricite et épidote). Cette saussuritisisation est plus ou moins complète et différentielle. En effet, souvent, seule la partie centrale des cristaux est altérée.

Des cristaux plus petits (0,5 à 2 mm), limpides, non altérés, associés au microcline et au quartz entourent les grands individus et les corrodent. Ces plagioclases sont toujours maclés albite-péricline.

+ le microcline est xénomorphe et interstitiel lorsqu'il est peu abondant. Dans le cas contraire, on observe des amas polycristallins à cristaux trapus. De taille variable (0,5 à 4 mm), ce minéral est postérieur au plagioclase qu'il corrode.

+ l'amphibole est une hornblende verte ($2V = -63^\circ - 65^\circ$, $Z/c = 10^\circ - 13^\circ$). Les cristaux (0,3 à 2,5 mm), automorphes à subautomorphes, parfois maclés, sont isolés ou en groupes, plus ou moins corrodés à contours déchiquetés. Ils sont altérés en chlorite, épidote et calcite. Cette dernière n'apparaît que dans trois lames (JR 390, JR 392 et JR 414) (cf. fig. 13). La présence de calcite exclut celle d'épidote calcique, habituel minéral d'altération des plagioclases.

Les pourcentages d'amphibole et de biotite plus ou moins chloritisée sont à mettre en relation. L'amphibole est abondante

quand la biotite est rare ou inexistante, et inversement.

+ la biotite de couleur verdâtre à brun-vert, se présente en lattes subautomorphes soulignant la foliation; elle est chloritisée plus ou moins complètement et toujours associée à l'amphibole.

+ la chlorite provient de l'altération soit de la biotite, soit, avec l'épidote, de l'amphibole.

+ le sphène (taille : 0,2 à 1,5 mm) automorphe ou non, est parfois abondant. Des minéraux opaques remplissent les craquelures des cristaux et peuvent se développer sur le pourtour des individus.

+ l'apatite, peu abondante, est automorphe (taille 0,02 à 0,05 mm) Elle présente des cristaux à contours hexagonaux ou allongés et trapus suivant les sections.

+ la calcite est rare, toujours associée à la chlorite et à l'épidote d'altération des amphiboles.

+ les minéraux opaques, xénomorphes en granules, sont toujours associés aux minéraux ferromagnésiens :

- dans les clivages des chlorites,
- en amas entre les plages de chlorite et les cristaux de sphène.

II . 1 . 5 . 4 - Paragenèse.

Les diorites et les diorites quartziques montrent la paragenèse suivante :

qz + pl + mic + hn v + bi + chl + pist + cc + sph + sér + ap + mx op

II . 1 . 6 - Les gabbrodiorites.

II . 1 . 6 . 1 - Localisation.

Un grand affleurement de gabbrodiorite (JR 240) se situe au centre est du terrain, au Sud-Est de la grande île située sur la rivière Broadback. Ses coordonnées sont :

- L = $75^\circ 49' 13''$,
- l = $50^\circ 44' 06''$.

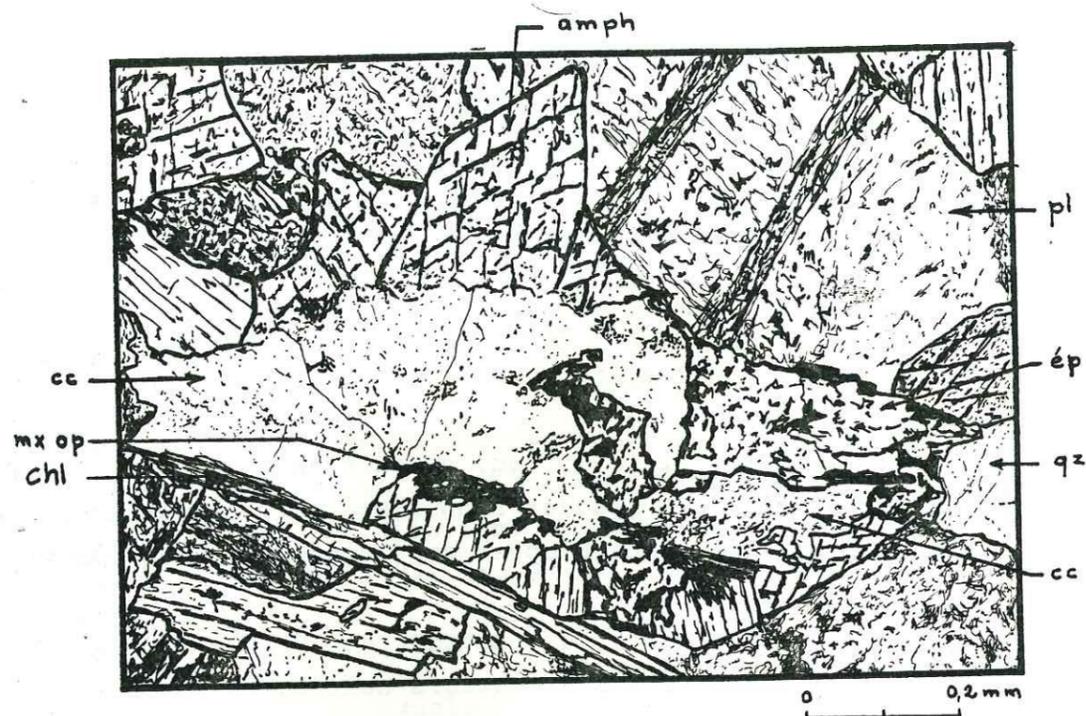


Fig. 13 - Altération de la hornblende en épidote, calcite et chlorite - L.P. - JR 152.



Fig. 14 - Gabbrodiorite - L.N. - JR 240.

II . 1 . 6 . 2 - Aspect à l'affleurement.

Cette roche de couleur gris-vert foncé, est très peu foliée et relativement homogène. Sur cet affleurement, elle est en contact avec un massif de pegmatites roses qui prend toute son extension vers l'Est.

II . 1 . 6 . 3 - Aspect au microscope (cf. fig. 14).

Cette gabbrodiorite, à structure hétérogranulaire, est composée en grande partie de minéraux ferromagnésiens : hornblende verte et reliques de pyroxène.

- + le quartz est très rare, toujours xénomorphe, en inclusions dans les amphiboles.
- + le plagioclase est également rare; il est maclé albite-péricline.
- + l'amphibole est une hornblende verte se présentant sous trois formes différentes :
 - de grandes plages (jusqu'à 10 mm) à contours très tourmentés, déstabilisées sur leur périphérie, à très nombreuses inclusions : plagioclase saussuritisé, amphibole automorphe, épidote et sphène,
 - entre ces grandes plages, des petits individus qui ne diffèrent des précédentes que par leur taille (2 à 3 mm).
 - des petits cristaux (0,3 à 1 mm) automorphes, non altérés, disséminés partout dans la roche, en inclusions ou non.

+ le pyroxène est une augite (0,5 à 3-4 mm) en reliques au sein d'un assemblage de hornblende verte, d'épidote et de quartz (voir fig. 14). L'amphibole subautomorphe occupe le centre des fantômes d'augite; elle y est associée à du quartz, de l'épidote, des minéraux opaques, quelques fibres aciculaires d'actinote et du plagioclase complètement saussuritisé.

Un autre affleurement (JR 243) renferme également des pyroxènes. La roche est une diorite quartzique contenant quelques petits cristaux d'augite altérés plus ou moins entièrement en :
 épidote + chlorite + min. opaques.

II . 1 . 6 . 4 - Paragenèse.

Les gabbrodiorites montent la paragenèse suivante :

qz + pl + aug + hn v + act + chl + ép + sph + sér

II . 1 . 7 - Les diabases.

II . 1 . 7 . 1 - Localisation.

Deux dykes de diabase importants ont été observés à l'affleurement. Le premier, de direction N 135°, se situe dans le quart nord-est du terrain. Il recoupe la rivière Broadback par 75° 46' 30" de longitude ouest et, en remontant vers le Nord-Ouest, affleure à l'Est du lac Hobier par 75° 50' 40" de longitude ouest. Le second situé dans le quart nord-ouest du terrain, de direction N 45°, n'a pu être reconnu que sur quelques kilomètres en direction.

Un affleurement de diabase a été localisé par 75° 51' 00" sur la rivière Broadback. Orienté N 45°, ce dyke n'a pu être suivi en continuité et ne semble avoir qu'une petite extension longitudinale.

Ces diabases remplissent un réseau de fractures orthogonales, post-tectoniques, orientées Nord-Ouest et Nord-Est, réseau qui jalonne toute la province du Supérieur dans la région de la baie James.

II . 1 . 7 . 2 - Aspect à l'affleurement.

Ces dykes de diabases ont une puissance moyenne comprise entre deux et quatre mètres (puissance maximale de neuf à dix mètres sur la rive nord du lac Hobier). Les contacts avec la roche encaissante sont très nets. Aux épontes, la roche présente une texture aphanitique avec un faciès de trempe ("chilled margin"). Si le filon atteint 4 à 5 m de puissance, le coeur montre une texture beaucoup plus grossière.

Ces roches sont massives de teinte vert bouteille foncé en altération, légèrement plus clair en cassure fraîche, et de texture aphanitique.

II . 1 . 7 . 3 - Aspect au microscope.

La structure ophitique est caractéristique. Le plagioclase (andésine-labrador) forme une trame de cristaux rectangulaires très altérés en micas blancs aciculaires. A l'intérieur de cette trame, les cristaux de clinopyroxènes très souvent ouralitisés, sont altérés fortement en : actinote (aiguilles très fines), pistacite, chlorite et quartz. On note enfin la présence de minéraux opaques en très petits granules.

II . 1 . 8 - Les pegmatites.

Nous rappellerons, à ce propos, qu'il existe deux types de pegmatites :

- les pegmatites roses,
- les pegmatites blanches.

Les premières sont toujours intrusives dans les roches granitoïdes plutoniques tandis que les secondes sont toujours liées cartographiquement aux roches métasédimentaires.

Ces formations n'étant pas d'un grand intérêt pour la compréhension de la région, nous nous contenterons donc de rappeler leurs caractères généraux.

II . 1 . 8 . 1 - Les pegmatites roses.

Elles forment de multiples intrusions recoupantes de morphologie très variable (dyke, masse diffuse, intrusion lits par lits, ...) et affleurent un peu partout dans la région (voir annexe n° 5), en particulier dans la partie centre et centre-est où elles recoupent les roches plutoniques de l'antiforme de la rivière Broadback.

A quelques kilomètres à l'Ouest de notre terrain, A. FRANCONI (1974 ou 1975) a pu observer un type de relation différent entre roches intrusives et pegmatites. Ces dernières constituent une bordure continue, épaisse d'environ deux kilomètres, à la périphérie d'un massif granitique et peuvent représenter une différenciation partielle ou ultime du granite.

Cette remarque nous amène à considérer ces pegmatites roses comme dérivant génétiquement soit de granites inconnus sur notre terrain, soit des roches granitoïdes étudiées, par anatexie différentielle ou fusion partielle.

Les pegmatites roses, hétérogènes, très largement grenues, sont formées par l'association d'énormes cristaux rosâtres de microcline maximum (indice de triclinicité compris entre 0,90 et 0,94 - cf. II . 1 . 2 . 4.), et de cristaux xénomorphes de quartz très souvent à texture graphique-cunéiforme. Elles ne contiennent généralement pas de minéraux ferromagnésiens. Quelques cristaux de magnétite ont été observés localement (affleurements des environs du lac Hobier).

II . 1 . 8 . 2 - Les pegmatites blanches.

Les pegmatites blanches présentent, contrairement aux pegmatites roses, une plus grande variété de faciès, de composition et de texture.

D'une manière générale, les pegmatites blanches envahissent les paragneiss de la bande métavolcano-sédimentaire dans la partie ouest et sud-ouest de la région entre le lac Morain (quelques kilomètres au S.O du terrain) et la rivière Broadback.

Il s'agit de roches à patine blanche et à cassure blanc rosâtre très clair, hétérogranulaires et très largement grenues, formées de l'association de grandes plages xénomorphes de microcline, de quartz et de plagioclase dans une matrice isogranulaire à grain très fin, constituée des trois minéraux précédents (plagioclase dominant).

Elles peuvent contenir jusqu'à 5 % de micas jaunâtres (lithinifère (?)) d'après A. FRANCONI, parfois de nombreux petits cristaux automorphes de grenat rose vif (jusqu'à 3 mm de diamètre) et des te-neurs variables en tourmaline noire qui peut occuper jusqu'à 20 % de la roche (5 kilomètres à l'O - S.O du lac Malicorne). Ne pouvant disposer d'échantillons de micas, il ne nous a malheureusement pas été possible de pratiquer d'analyses.

Dans la partie sud-est de la région et surtout au Sud-Est du terrain (cf. A. FRANCONI - 1976), des petites intrusions et des filons de pegmatites blanches recourent les roches métavolcano-sédimentaires. Deux faciès s'individualisent :

- des pegmatites moyennement grenues, isogranulaires, contenant en proportions sensiblement égales du quartz, du microcline, de l'oligoclase et environ 5 à 7 % de mica lithinifère (?),
- des roches à faciès pegmatitique où le quartz est pratiquement absent, formées de grandes plages de microcline dans une matrice à grain fin constituée de l'association de petits cristaux de microcline et de plagioclase saussuritisé. Localement, elles contiennent quelques petits grenats automorphes et du mica lithinifère (?).

A titre d'information, nous citerons un affleurement de paragneiss à grenat, à l'Ouest du lac Hobier, près de la limite occidentale du terrain, comportant, en concordance avec la foliation, des bancs épais de 20 cm à 150 cm d'une roche à faciès pegmatitique, de teinte

blanchâtre, à grain fin, d'aspect saccharoïde.

Cette roche se compose d'une association de lattes limpides d'oligoclase maclé albite, imbriquées et orientées suivant la foliation de cristaux xénomorphes de quartz (15 à 20 %) et d'une faible fraction de microcline interstitiel. Du spodumène ($2V = 60^\circ - 64^\circ$; $Z/c = 26^\circ - 28^\circ$) forme des cristaux trapus, craquelés et corrodés (jusqu'à 10-20 % de la roche). La muscovite (environ 10 %) détermine des cristaux rectangulaires orientés suivant la foliation.

Apparemment, en quantité suffisante, le lithium ne s'exprime que dans le pyroxène (spodumène - $\text{Li Al Si}_2\text{O}_6$), dans le cas contraire, c'est à dire sous forme de traces, c'est le mica lithinifère qui utilise dans son réseau cristallin le très faible pourcentage de lithium contenu dans la roche.

II . 1 . 9 - Successions minéralogiques et conditions de métamorphisme.

II . 1 . 9 . 1 - Rappels.

Nous avons résumé dans la figure 15 les paragenèses des différents faciès pétrographiques des roches intrusives granitoïdes.

A quelques exceptions près, variables suivant la spécificité des roches et leur nomenclature, nous retrouvons les mêmes successions minéralogiques qui vont être explicitées plus en détail dans le paragraphe suivant.

II . 1 . 9 . 2 - Successions minéralogiques.

II . 1 . 9 . 2 . 1 - Les minéraux magmatiques.

Les différentes associations minérales observées (cf. II . 1 . 1 . à II . 1 . 8 .) donnent comme paragenèse magmatique pour les roches granitoïdes les plus basiques :

min. FeMg + pl plus ou moins calc. + qz + ap ± fk

Mise à part la biotite brun-rouge, le seul minéral ferromagnésien magmatique observé est un pyroxène (augite) qui montre sa transformation en hornblende verte. Jamais la hornblende brune n'a été observée.

| | Tonalites type "Malicorne" | Tonalites à porphyroblastes. | Tonalites à enclaves | Leucotonalites du lac Loren | Diorites et Diorites quartz. | Gabbro diorites |
|------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------|-----------------------------|------------------------------|-----------------|
| Quartz | | | | | | |
| Plagioclase | | | | | | |
| Microcline | | | | | | |
| Augite | | | | | | |
| Hornblende verte | | | | | | |
| Actinote | | | | | | |
| Biotite | | | | | | |
| Albite | | | | | | |
| Chlorite | | | | | | |
| Pistacite | | | | | | |
| Clinozoïcite | | | | | | |
| Sphène | | | | | | |
| Calcite | | | | | | |
| Séricite | | | | | | |
| Apatite | | | | | | |
| Min. opaques | | | | | | |

Fig. 45 - Tableau récapitulatif des paragenèses des roches intrusives.

II . 1 . 9 . 2 . 2 - Les minéraux de la paragenèse 1 et de la paragenèse 2 -

Résumons les différentes successions minérales observées :

- aug \rightarrow hn v,
- min. FeMg \rightarrow chl + mi bl + ab \pm qz \pm cc,
- hn v \rightarrow chl \pm qz \pm sph \pm cc + act,
- hn v \rightarrow chl \pm ab \pm pist,
- hn v \rightarrow act,
- act \rightarrow chl \pm ab \pm cc,
- pl plus ou moins calc. \rightarrow olig,
- pl \rightarrow ab \pm clnz,
- (ce plagioclase est de l'oligoclase An 25-30 - détermination optique)
- pl (olig) \rightarrow ab \pm sér \pm cc,
- fk (?) \rightarrow sér \pm qz,
- bi \rightarrow chl,
- chl oxydée en mx op (probablement en hématite),
- phase postérieure de cristallisation : \pm mic \pm qz.

Les roches granitoïdes montrent donc deux paragenèses métamorphiques successives résumées dans le tableau suivant :

| | |
|-----------------------|--|
| Paragenèse magmatique | min. FeMg (dont l'augite) + (plag \pm Ca) + qz \pm ap \pm fk \pm bi |
| Paragenèse méta. 1 | hn v + olig (An 25-30) + ép \pm qz \pm sph |
| Paragenèse méta. 2 | chl \pm act \pm clnz \pm pist \pm cc \pm ab \pm qz \pm sph \pm mi bl \pm mx op |
| Altérations | clnz \pm cc \pm sér |

II . 1 . 9 . 3 - Conditions de stabilité des minéraux néoformés.

Toutes les réactions et les isogrades évoqués dans les paragraphes suivants sont reportés sur la figure 16 .

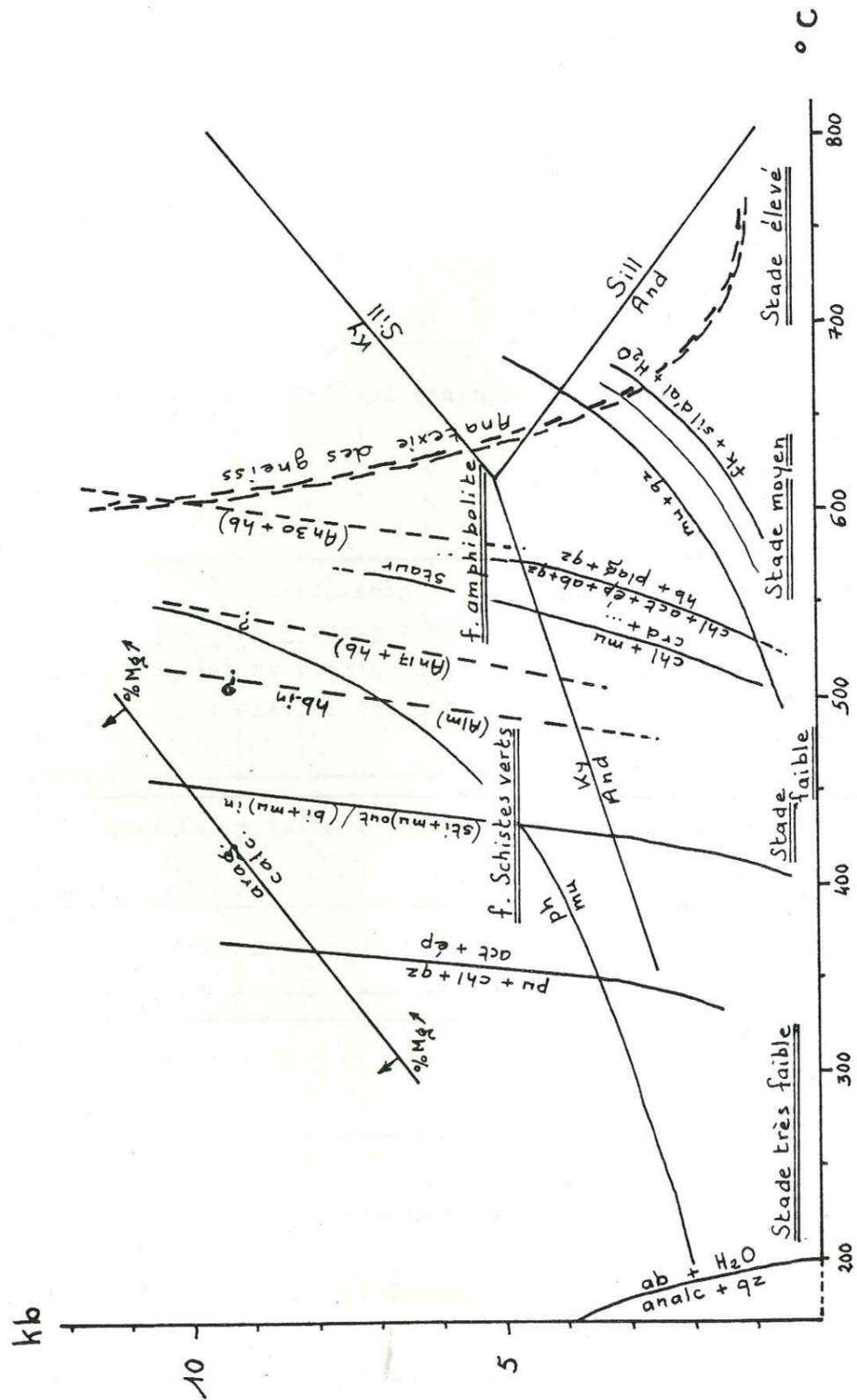
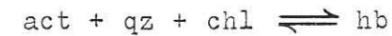


Fig. 16 - Courbes expérimentales.

faciès d'après Turner (1968)
 stades d'après Winkler (1979)

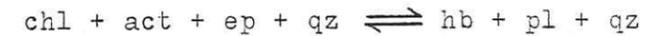
II . 1 . 9 . 3 . 1 - Les amphiboles.

- la hornblende verte (paragenèse méta. 1). WINKLER (1976) définit l'apparition de la hornblende avec l'isograde de réaction "hornblende in" suivant la réaction du type :



La température de réaction se situe autour de 500° C, celle-ci ne variant que peu pour une pression croissante.

Cependant, l'apparition de la hornblende est signalée dans des domaines de température supérieure. LIOU et al. (1974) estiment la disparition complète de la chlorite dans des roches de composition basaltique suivant la réaction :



Les conditions de pression et température sont alors les suivantes :

$$- T = 550^\circ \text{ C et } P = 2 \text{ kb}$$

$$- T = 575^\circ \text{ C et } P = 5 \text{ kb}$$

D'autre part, l'élévation de $P \text{ CO}_2$ joue un rôle important et favorise la réaction suivante :



(cf. paragraphe suivant : actinote)

Sur la figure 16, nous constatons que l'isograde "(hb + An 30) in" (WINKLER 1976) se surimpose pratiquement à la courbe de la réaction de LIOU et al. (1974) à la température près. Le problème de la basicité du plagioclase sera exposé plus en détail dans le paragraphe des feldspaths (cf. II . 1 . 9 . 3 . 2), surtout en ce qui concerne les limites entre "les faciès" métamorphiques (TURNER - 1968) ou les stades du métamorphisme (WINKLER - 1976).

- l'actinote (paragenèse méta. 2).

Les conditions expérimentales de stabilité de l'actinote ont été rappelées par BOCQUET (1974) :

+ ferrotremolite :

$$\bullet T = 450^\circ \text{ C et } P = 1 \text{ kb}$$

$$\bullet T = 515^\circ \text{ C et } P = 2 \text{ kb (d'après ERNST - 1968)}$$

+ tremolite - actinote :

stable à 7 molécules % Al_2O_3 à partir de 410 - 440° C

(d'après SCHURMANN - 1967).

L'association minérale observée : ab + act + ép est spécifique du domaine de métamorphisme de stade faible (faciès schistes verts).

Les isogrades précédemment cités fixent les limites supérieures des conditions P et T de ce faciès métamorphique et la réaction suivante, la limite inférieure par l'absence de pumpellyite :



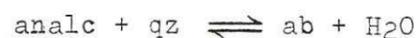
réaction se produisant pour :

- T = 345° C et P = 2,5 kb
- T = 360° C et P = 6,0 kb

II . 1 . 9 . 3 . 2 - Les feldspaths.

- l'albite.

Son champ de stabilité est très vaste. La limite inférieure d'apparition de l'albite est définie par la réaction étudiée par THOMPSON (1971) :



Sur un diagramme Pression-Température, la courbe de réaction passe par les points suivants :

- T = 190° C et P = 2 kb
- T = 170° C et P = 4 kb

En ce qui concerne la limite supérieure, l'albite a été signalée dans le stade moyen de métamorphisme à des températures de l'ordre de 600° C (STORRE et KAROTKE - 1971).

- le plagioclase.

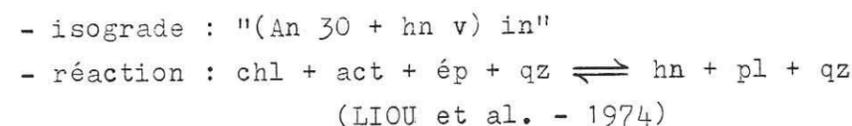
En 1960, TURNER et VERHOOGEN définissent la limite inférieure du faciès amphibolite par le passage brusque de l'albite An 0-7 à l'oligoclase An 30.

En 1969, WENK et KELLER observent la présence concomitante d'albite et d'oligoclase sur un faible écart de température. Aussi, WINKLER (1976) définit la limite entre le métamorphisme de stade faible et le métamorphisme de stade moyen en utilisant l'isograde "(An 17-20 + hornblende) in". Nous pouvons apprécier la courbe de réaction par deux points :

- T = 520° C et P = 5 kb
- T = 540° C et P = 8 kb

Dans nos lames minces, l'observation de la paragenèse : hn v + An 25-30 semble indiquer des conditions de température légèrement

supérieures à l'isograde précédent. Cette paragenèse pourrait correspondre à l'isograde et à la réaction suivante (les courbes ne différant que très peu) :



Les conditions de température indiquent donc un métamorphisme de stade moyen (faciès amphibolite), la pression ne pouvant être déterminée avec précision.

II . 1 . 9 . 3 . 3 - Les micas.

- les micas blancs.

Les micas observés sont des minéraux d'altération et leur nature réelle n'a pu être précisé en raison de leur petite taille et de leur faible quantité. Certaines données expérimentales seront évoquées dans le paragraphe concernant les métasédiments.

- la biotite.

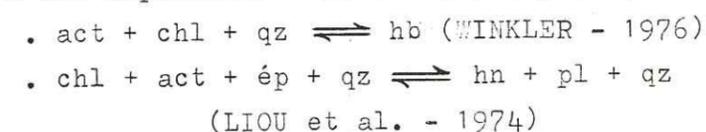
Ce minéral a un champ de stabilité très vaste en ce qui concerne aussi bien la pression que la température.

Nombre d'auteurs (HAYAMA, 1959 - OKI, 1961 - MIYASHIRO, 1973) ont essayé de mettre en relation la couleur de la biotite et les conditions de pression et de température. Il semble que les nuances de couleur (vert, vert-brun, brun, brun-rouge, rouge) soient à mettre en relation avec les teneurs relatives en Ti et en Fe³⁺. Grossièrement, la couleur vert à vert-brun serait observée dans les stades très faibles, faible et moyen (début du faciès amphibolite) et la couleur brun-rouge à rouge dans le stade élevé.

II . 1 . 9 . 3 . 4 - Autres minéraux.

- la chlorite.

Ce minéral possède un domaine de stabilité très vaste. Nous nous contenterons de rappeler les deux réactions suivantes (cf. paragraphe des amphiboles - II . 1 . 9 . 3 . 1) :



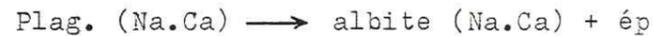
Cette seconde relation intervient dans un système de composition basaltique et donne comme conditions thermodynamiques :

- + T = 475° C et P = 2 kb (début de disparition),
- + T = 550° C et P = 2 kb,
- + T = 575° C et P = 5 kb.

- l'épidote.

Ce minéral (au sens large) dérive :

- + soit de l'altération des minéraux ferromagnésiens calciques,
- + soit de la déstabilisation des plagioclases :

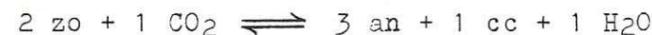


La stabilité de l'épidote est fortement influencée par la composition totale du système et de la fugacité de l'oxygène, et de la proportion moléculaire du gaz carbonique (cf. BOCQUET - 1974) particulièrement pour sa limite supérieure.

HOLDOWAY (1972) donne les résultats suivants pour une pression de 3 kb en conditions oxydantes :

- + épidote s.stricto (pistacite) stable jusqu'à 394° C,
- + clinozoïsite stable jusqu'à 658° C,
- + mélange clinozoïsite + quartz stable jusqu'à 682° C.

La présence de paragenèse à épidote seule, à épidote + calcite ou à calcite seule est liée à la proportion moléculaire de CO₂. Lorsque celle-ci est très faible, la clinozoïsite est stable. Elle se transforme en plagioclase et calcite au dessus de 2 moles % à 2 kb ou 10 moles % à 7 kb dans un milieu sans fer (STORRE et NITSCH - 1972) :



- la calcite.

La courbe calcite \rightleftharpoons aragonite (JOHANNES et PUHAN - 1971) nous permet de fixer une limite supérieure de pression pour les paragenèses de rétro-morphose. Il faut signaler tout de même une augmentation de la pression de réaction pour un pourcentage croissant de dolomite (GOLDSMITH et NEWTON - 1969).

- le sphène.

SCHUILING et VINK (1967) ont étudié la réaction :



La déstabilisation du sphène est favorisée par l'augmentation de la proportion moléculaire de CO₂.

Le sphène est stable pour :

- f CO₂ < 69 et T = 360° C
- f CO₂ < 200 et T = 440° C

SCHUILING et VINK (1967) ainsi que ERNST (1972) estiment la présence de ce minéral favorisée par des pressions élevées. Or, ce minéral a été signalé en association avec de la calcite dans des roches carbonatées (BOCQUET - 1974). Ainsi le sphène ne peut être pris en considération comme indicateur de pression.

II . 1 . 9 . 4 - Conditions de métamorphisme.

Deux phases ont donc été mises en évidence dans les roches intrusives granitoïdes.

La paragenèse métamorphique 1 à hornblende, oligoclase (An 25-30) et épidote correspond à un métamorphisme de stade moyen (WINKLER - 1976) et à la partie moyenne de l'"almandine - amphibolite facies" de TURNER et VERHOOGEN (1960). Le domaine des températures est compris entre 550° C et 600° C. La pression, quant à elle, est difficilement déterminable. Toutefois, la présence simultanée de l'épidote et de l'oligoclase, d'après TURNER et VERHOOGEN (1960), traduirait une pression relativement élevée (type Barrow) alors que WINKLER (1966) estime l'existence possible de cette association minérale à des pressions plus basses.

La paragenèse métamorphique 2 à albite + chlorite + actinote + épidote + biotite matérialise une rétro-morphose de la paragenèse métamorphique 1 et correspond à un métamorphisme de stade faible ("Greenschist facies", d'après WINKLER - 1976). Le domaine des températures est compris entre 350° C et 500° C, sans plus de précisions. La détermination de la pression est quasiment impossible à l'aide des paragenèses observées.

L'étude des métasédiments et des métavolcanites devrait nous permettre de circonscrire beaucoup plus précisément les conditions thermodynamiques de ces deux types de métamorphisme successifs.

II . 2 - Les roches métavolcaniques et métasédimentaires.

II . 2 . 1 - Les amphibolites et les gneiss leucocrates des boutonnières.

II . 2 . 1 . 1 - Localisation.

Les gneiss et les amphibolites affleurent en deux boutonnières au coeur de l'antiforme de tonalites et de diorites : l'une, petite, au centre ouest du terrain au niveau de la rivière Broadback et l'autre, plus importante, au centre est, au Sud de la rivière Broadback.

Les gneiss leucocrates en occupent la partie centrale tandis que les amphibolites, en contact avec les diorites, forment une auréole d'environ 1000 mètres d'épaisseur autour des gneiss.

Ces deux formations sont recoupées par de nombreuses intrusions de pegmatites roses.

II . 2 . 1 . 2 - Aspect à l'affleurement.

II . 2 . 1 . 2 . 1 - Les amphibolites.

Ce sont des roches massives à grain fin, gris-vert à gris-vert foncé, toujours bien foliées. Elles sont souvent envahies, lits par lits, par un matériel quartzofeldspathique en niveau d'épaisseur variable (jusqu'à 35-40 cm).

II . 2 . 1 . 2 . 2 - Les gneiss leucocrates.

Ce sont des roches de teinte gris clair, à grain fin-moyen, foliées. Dans la foliation, apparaissent des lits quartzofeldspathiques centimétriques à décimétriques, à grain grossier, très plissés, dénotant une plasticité élevée importante.

II . 2 . 1 . 3 - Aspect au microscope.

II . 2 . 1 . 3 . 1 - Les amphibolites.

Ces roches ont une minéralogie très constante à l'exception d'un minéral, le pyroxène, qui n'a été observé que dans une lame mince.

+ Le quartz est en petites plages souvent arrondies (0,1 à 0,3 mm) formant une mosaïque occupant les espaces libres laissés par la plus ou moins grande quantité d'amphiboles et de plagioclases. On l'observe aussi sous forme d'inclusions dans la hornblende verte. Généralement peu abondant, ce minéral est même inexistant dans certains échantillons.

+ L'amphibole est une hornblende verte en plages plus ou moins automorphes et de taille variable (0,5 à 4 mm). Elle occupe 75% à 90% de la roche et souligne une foliation très apparente. Ce minéral, sur ses bordures, est le plus souvent altéré en pistacite + chlorite + quartz.

+ Le plagioclase (andésine - An 38-42) occupe les vides laissés par les amphiboles. Dans tous les échantillons, le plagioclase est complètement séricitisé (plages de micas blancs de taille supérieure à 0,1 mm) et très saussuritisé (pistacite, clinozoïsite et quelques plages d'albite).

+ La biotite est de taille variable (0,5 à 3 mm). Elle est transformée le plus souvent en des amas de chlorite et d'épidote. Une seule lame mince a livré de la biotite non altérée brun-rouge. Elle semble y développer une foliation oblique par rapport à celle matérialisée par les amphiboles (éch. JR 164 c), (cf. fig. 17).

+ La chlorite et l'épidote sont toujours étroitement associées car elles résultent de l'altération des biotites dont on retrouve la forme originelle. L'épidote a deux faciès :

- en petits granules arrondis inférieurs à 0,1 mm (altération des plagioclases),
- en plages plus importantes (0,5 à 0,7 mm) comme produit d'altération des amphiboles.

La chlorite (jusqu'à 2 mm) est souvent flexueuse en éventail, avec des oxydes de fer dans les clivages.

+ Le sphène est toujours présent comme minéral accessoire sous deux formes :

- en granules arrondis (0,05 à 0,1 mm)
- en cristaux losangiques (1 à 2 mm)

Dans certains échantillons, il est relativement abondant, associé à des

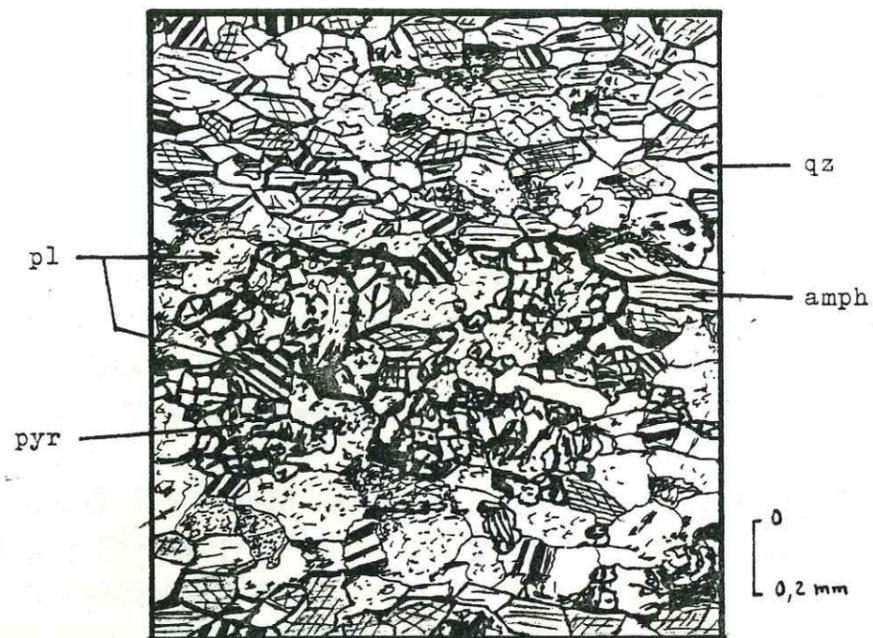


Fig. 18 - Le pyroxène (augite) dans les amphibolites des boutonnières - L.P. - JR 169.

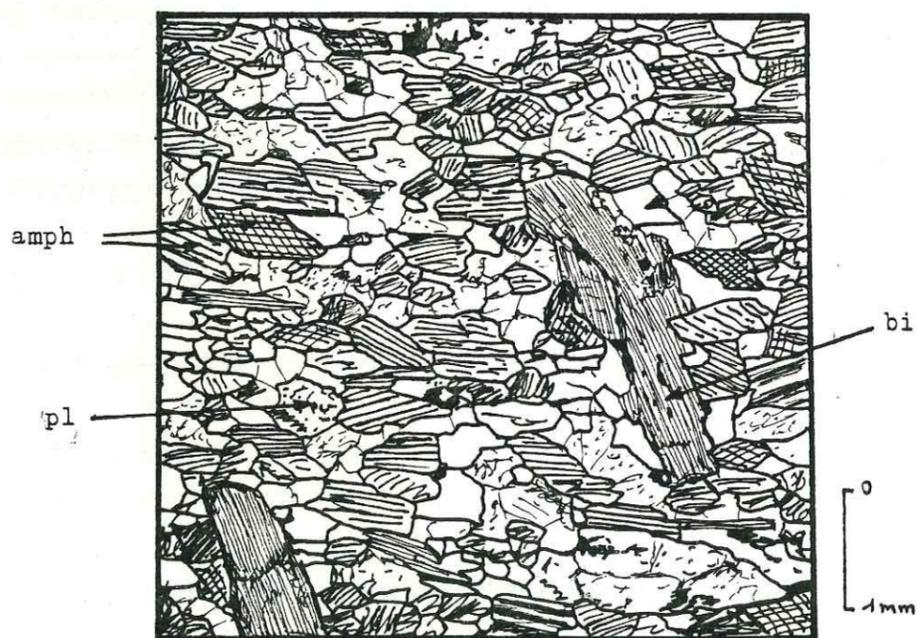


Fig. 17 - Amphibolite des boutonnières à biotite, minéral matérialisant une foliation postérieure à la foliation primaire soulignée par les amphiboles - L.N. - JR 164.

minéraux opaques (probablement des sulfures : pyrite ?).

+ Le pyroxène a comme caractères spécifiques suivants :

- pléochroïsme jaune verdâtre à verdâtre,
- biaxie positive,
- allongement positif,
- angle d'extinction : $Ng \wedge c = 43^\circ$.

Ce minéral est une augite toujours xénomorphe, aux contours plus ou moins arrondis et échancrés. Les inclusions sont fréquentes : quartz globulaires, petites amphiboles xénomorphes à automorphes, épidote (pistacite), (cf. fig. 18).

II . 2 . 1 . 3 . 2 - Les gneiss leucocrates (cf. fig. 19).

+ Le quartz, toujours xénomorphe, est, soit à contours irréguliers (jusqu'à 3 mm) constituant une structure engrenée, soit plus petit, vaguement arrondi (0,5 à 1 mm).

+ La biotite brune est en petites lattes (0,2 à 0,4 mm), à inclusions de zircon à auréole pléochroïque, et détermine la foliation. Ce minéral est toujours plus ou moins altéré en chlorite + pistacite.

+ Le plagioclase (oligoclase - An 20-25) montre des cristaux trapus automorphe, peu ou complètement saussuritisés.

+ Le microcline moiré, interstitiel, est peu abondant.

+ L'amphibole subautomorphe (hornblende verte) est accessoire.

+ La muscovite est rare, flexueuse et disposée selon la foliation. Dans l'échantillon JR 344 b, elle est le seul minéral ferromagnésien avec la hornblende verte accessoire, la biotite étant absente.

+ Les quelques rares sphènes sont toujours associés aux minéraux ferromagnésiens. On note aussi un très petit pourcentage de minéraux opaques xénomorphes à automorphes, de petite taille (0,02 - 0,04 mm).

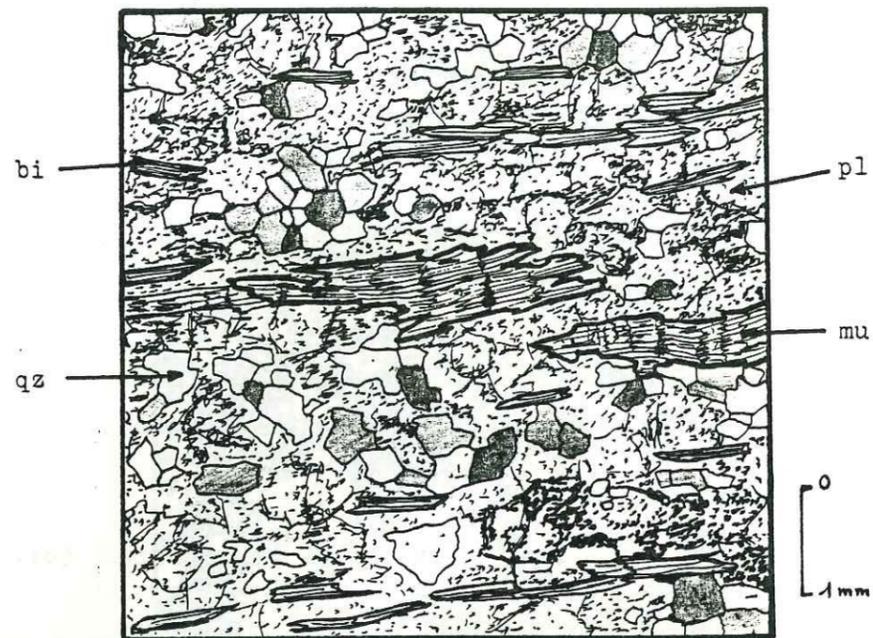


Fig. 19 - Gneiss leucocrates - L.P. - JR 344 b .

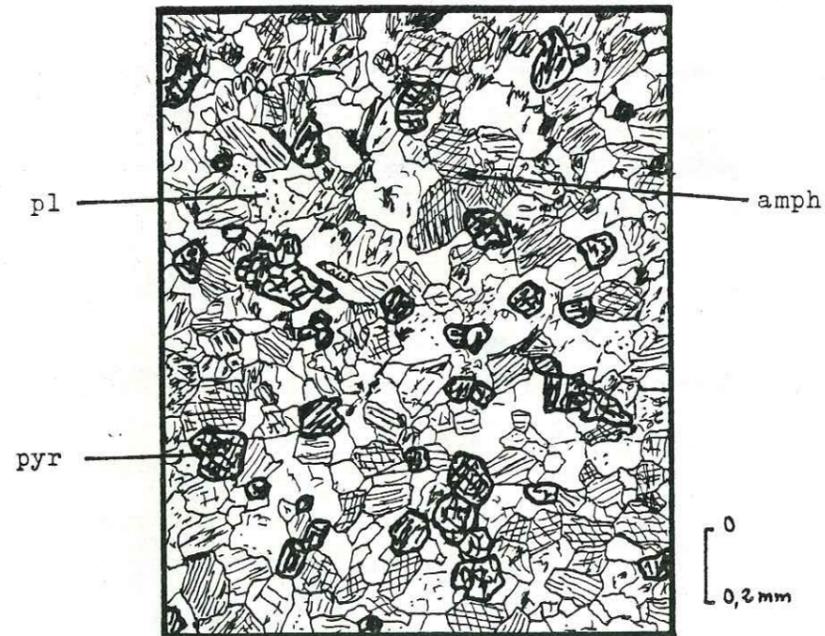


Fig. 20 - Métabasaltés à hornblende et pyroxène (augite) - L.N. -
JR 196.

II . 2 . 1 . 4 - Paragenèses.

II . 2 . 1 . 4 . 1 - Paragenèse des amphibolites :

qz + pl + hn v ± pyr ± bi ± sér ± chl ± clnz ± pist ± ab + sph + mx op

II . 2 . 1 . 4 . 2 - Paragenèse des gneiss leucocrates :

qz + pl + bi ± mu ± mic ± hn v ± sér ± sph ± mx op ± chl ± pist

II . 2 . 2 - Les métabasaltés.

II . 2 . 2 . 1 - Localisation.

Ces métabasaltés affleurent tout à fait au Sud de notre terrain et prennent toute leur extension vers le Sud-Est (cf. fig. 3a) où leurs caractères macroscopiques et microscopiques vont se modifier (cf. paragraphes suivants).

De nombreuses enclaves dans les gneiss à biotite et dans les roches granitoïdes de la terminaison périclinale de l'antiforme "Broad-back", présentent les mêmes caractères spécifiques que certains de ces métabasaltés.

II . 2 . 2 . 2 - Aspect à l'affleurement.

Nous distinguerons immédiatement les métabasaltés à actinote et les métabasaltés à hornblende. Les premiers sont très homogènes à grain très fin, à cassure gris vert foncé et à patine un peu plus claire. Ils présentent parfois à l'affleurement des structures en "pillow-lavas" très déformées et étirées (5-10 cm par 150-200 cm), cette déformation empêchant toute observation de la polarité de la série.

Les seconds sont des roches à grain plus grossier (3 mm à 7 mm). Ils prennent l'aspect d'amphibolites homogènes, bien foliées de teinte gris sombre à noir. Lorsque le plagioclase est en quantité suffisante (jusqu'à 30%), ces roches prennent alors un aspect "poivre et sel" caractéristique, particulièrement quand elles sont en enclaves dans les pegmatites ou les roches granitoïdes.

II . 2 . 2 . 3 - Aspect au microscope.

II . 2 . 2 . 3 . 1 - Les metabasaltes à actinote.

Ces roches affleurent au Sud-Sud-Est de notre terrain. Les descriptions et les remarques qui suivent sont tirées du rapport géologique intérimaire de A. FRANCONI (1976).

Deux analyses modales ont été effectuées et sont les suivantes :

| | AF 50 | PV 227 a |
|---------------|-------|----------|
| Plagioclase | 10,6 | 16,6 |
| Actinote | 79,4 | 78,7 |
| Clinozoïsite | 4,8 | 1,4 |
| Sphène | 4,3 | 0,4 |
| Calcite | - | tr. |
| Muscovite (?) | 0,8 | 0,1 |
| Min. opaques | 0,1 | 2,8 |

La lame mince AF 50 présente une structure intersertale relativement bien conservée. Le plagioclase (limite andésine-labrador) forme des microlites maclés Carlsbad (taille : 0,2-0,3 mm x 0,02 mm). Limpides, ils contiennent quelques inclusions translucides à fort relief (probablement de l'épidote). Formant une trame assez lâche enserrant les cristaux d'amphibole, un grand nombre de microlites présente en section longitudinale un canal rempli par de l'actinote.

L'amphibole est une actinote (confirmation par un diagramme de rayons X); les cristaux sont petits, trapus, limpides et à contours nets. Ils possèdent une réfringence forte, un pléochroïsme vert bleuté à jaune clair et un angle d'extinction compris entre 15° et 18°.

Le sphène, réparti de façon homogène, forme des cristaux xénomorphes et isolés de taille comprise entre 0,01 mm et 0,05 mm. La clinozoïsite se présente en masses granuleuses semi-opaques auxquelles sont toujours associés les minéraux opaques en rares granules, quelques lamelles de micas blancs (muscovite ?) et quelques plages d'albite.

La lame mince PV 227 a présente une recristallisation plus prononcée. Exceptés quelques individus maclés Carlsbad ou albite, les microlites de plagioclase ont recristallisé en une association de cristaux polygonaux de taille comprise entre 0,02 mm et 0,03 mm. Les cristaux automorphes d'actinote (taille: 0,1 mm x 0,04 mm) sont losangiques à rectangulaires suivant les sections. Les autres minéraux (clinozoïsite, sphène, minéraux opaques, muscovite ?) présentent les mêmes caractères

qu'ils ont que ceux de la lame AF 50. Signalons aussi quelques petites plages de calcite associées à la clinozoïsite.

II . 2 . 2 . 3 . 2 - Les metabasaltes à hornblende (fig. 20).

Deux analyses modales effectuées fournissent les résultats suivants :

| | PV 125 a | PV 129 a |
|--------------|----------|----------|
| Amphibole | 61,6 | 75,5 |
| Plagioclase | 37,6 | 16,2 |
| Pistacite | 0,5 | 4,9 |
| Biotite | tr. | tr. |
| Chlorite | tr. | 0,5 |
| Sphène | 0,5 | 0,2 |
| Min. opaques | 0,1 | 2,2 |

La lame PV 125 a montre une structure granoblastique isogranulaire. Le plagioclase (andésine) forme des cristaux polygonaux à contours nets, maclés albite, limpides, dont la taille varie de 0,2 mm à 0,3 mm.

L'amphibole est une hornblende verte ($2V = -70^\circ - 80^\circ$; $N_g / c = 18^\circ - 20^\circ$). Les cristaux sont nets, limpides, subrectangulaires (taille moyenne : 0,3 mm x 0,1 mm) et déterminent la foliation.

Les petits cristaux de sphène à section sublosangique sont nets et uniformément distribués. La biotite, toujours rare, forme des cristaux rectangulaires partiellement décolorés et montre un début de pseudomorphose en chlorite, pistacite et sphène.

La lame PV 129 a présente la même structure granoblastique que la lame précédente mais s'en distingue par une granulométrie plus fine (0,07 mm - 0,1 mm). Le plagioclase (andésine) est presque entièrement séricitisé. L'amphibole présente des cristaux nets et trapus. La biotite, accessoire, montre des rétro-morphoses complètes en pistacite et chlorite vert clair. La pistacite se présente également en amas xénomorphes avec des exsudations de minéraux opaques. Ces derniers ont une distribution homogène en petits cristaux subautomorphes.

Une lame mince (JR 196) a montré la présence de pyroxène. Celui-ci a les mêmes caractères optiques que le pyroxène des amphibolites des boutonnières, c'est à dire :

- pléochroïsme jaune verdâtre à verdâtre pâle,
- biaxie positive,
- allongement positif,
- angle d'extinction : $Ng \wedge c = 42^\circ - 44^\circ$.

C'est une augite xénomorphe aux contours arrondis et échancrés, avec de nombreuses inclusions de faible taille : quartz globulaires, amphiboles xénomorphes à automorphes et grains de pistacite.

En conclusion, les caractères microscopiques de ces metabasaltites à hornblende sont les mêmes que ceux des amphibolites des boutonnières et des enclaves. Nous verrons d'ailleurs dans le chapitre IV - Géochimie, que toutes ces roches ont des compositions chimiques comparables et appartiennent probablement au même cycle magmatique.

| | AF | JR | JR | AF* | PV** | AF |
|------------------|--------------------|------|------|--------------------------|------|--------|
| | 78 | 67C | 113 | 70C | 19C | 237B |
| | 74 | 74 | 74 | 74 | 74 | 74 |
| | Gneiss à grain fin | | | Gneiss à grain fin-moyen | | |
| Plagioclase | 46,5 | 45,0 | 47,0 | 48,6 | 48,1 | 56,7 |
| Quartz | 21,3 | 31,3 | 19,3 | 23,9 | 25,7 | 17,9 |
| Biotite | 30,7 | 23,9 | 23,8 | 28,2 | 20,8 | 21,9 |
| Chlorite second. | 0,9 | - | - | 0,4 | - | 0,1 |
| Amphibole | - | - | - | - | 4,9 | traces |
| Sphène | - | - | - | - | 0,2 | - |
| Epidote | 0,4 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,5 |
| Oxydes de fer | 0,4 | - | 5,7 | 1,0 | 0,3 | 0,2 |
| Apatite | - | - | - | - | 0,1 | - |
| Grenat | - | - | 3,6 | - | - | - |
| Microcline | - | - | - | - | - | 2,7 |

* Légèrement remobilisé, ** Provient d'une enclave dans les pegmatites blanches.

Fig. 21 - Analyses modales des gneiss à biotite.

II . 2 . 2 . 4 - Paragenèses.

Résumons les paragenèses de ces deux types de metabasaltites :

- metabasaltites à actinote :

pl + act + clnz + sph + cc + mu ? + mx op

- metabasaltites à hornblende :

pl + aug + hn v + clnz + bi + pist + chl + sph + sér + mx op

II . 2 . 3 - Les gneiss à biotite.

II . 2 . 3 . 1 - Localisation.

Ces roches occupent la plus grande partie des deux sillons volcanosédimentaires flanquant au Nord et au Sud l'antiforme de roches intrusives. Au Sud-Ouest du terrain, les gneiss à biotite se présentent en enclaves dans d'énormes massifs de pegmatites blanches. Cette remarque permet de supposer une extension plus grande de ces gneiss avant l'intrusion des pegmatites.

II . 2 . 3 . 2 - Aspect à l'affleurement.

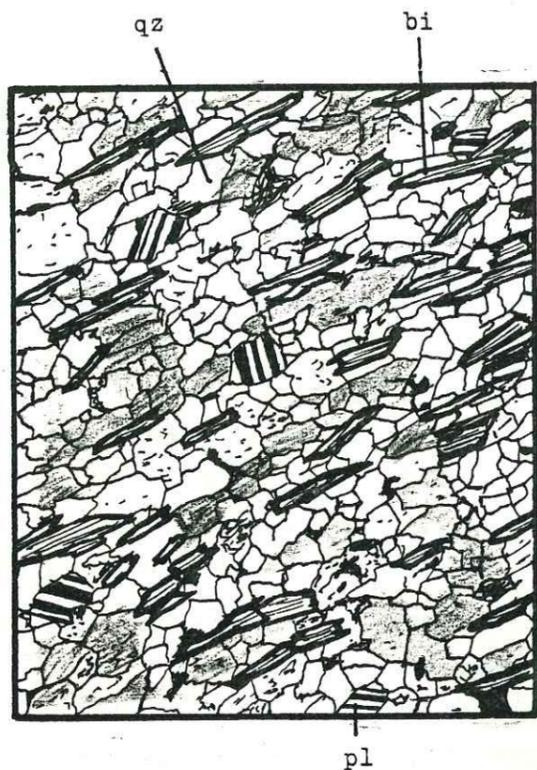
Ces roches sont homogènes, à grain fin à moyen, à cassure claire gris bleuté et à patine d'altération roussâtre. Les minéraux ferromagnésiens sont répartis de manière homogène dans la roche. Ils sont parfois concentrés en lits distincts des lits quartzofeldspathiques, conférant, alors, à la roche un aspect migmatitique.

II . 2 . 3 . 3 - Aspect au microscope (cf. fig. 22, 23 et 24).

Six analyses modales ont été effectuées et ont été reportées sur le tableau de la fig. 21. Seuls les pourcentages de quartz, de plagioclase et de biotite sont caractéristiques des gneiss à biotite, les pourcentages des autres minéraux étant très variables. Du point de vue granulométrique, ont été distingués des gneiss à grain fin (< 2 mm) et des gneiss un peu plus grossiers (0,2 mm à 0,7 mm). Ces deux catégories montrent aussi une différence de basicité du plagioclase :

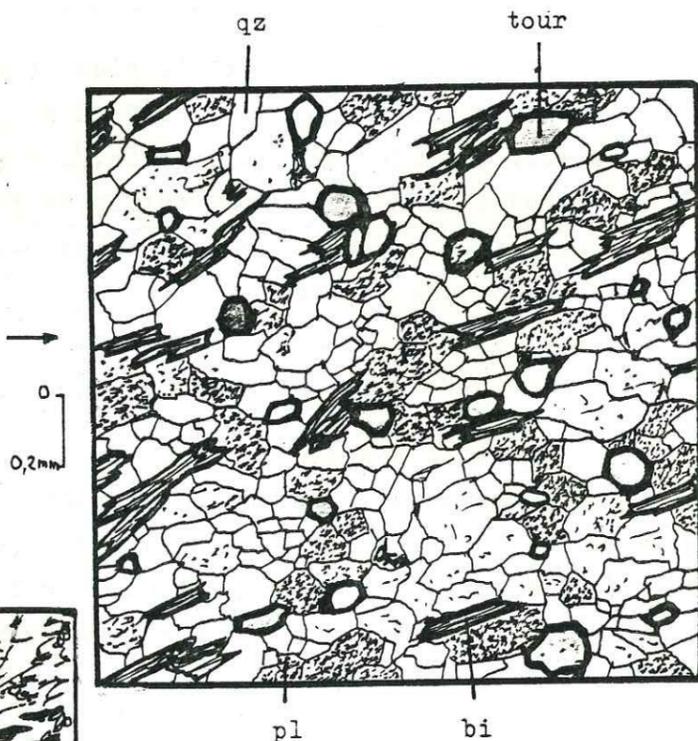
- + An 30-32 pour les gneiss à grain fin,
- + An 45 environ, pour les gneiss plus grossiers.

Les gneiss à grain fin montrent une structure lépidoblastique

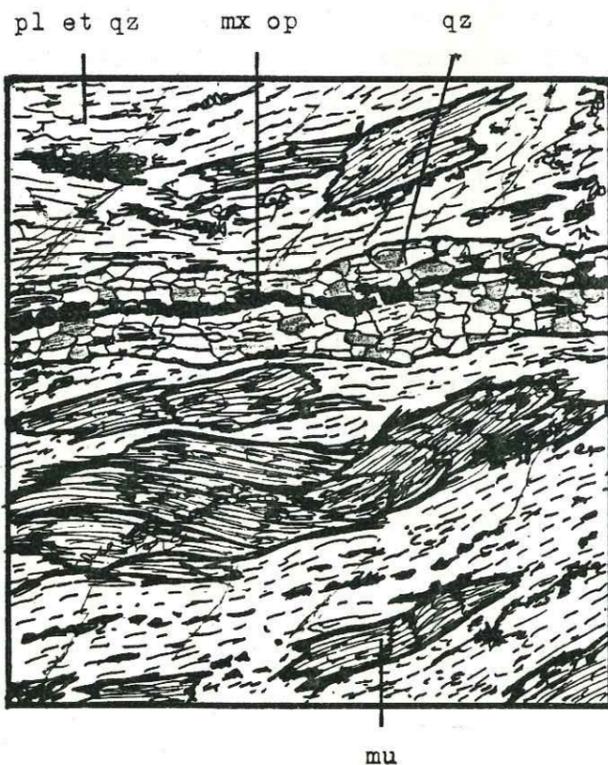


← Fig. 22 - Paragneiss à biotite - L.P. -
JR 64 b .

Fig. 23 - La tourmaline dans les
paragneiss à biotite -
L.P. -



0
0,2mm



← Fig. 24 - Paragneiss à muscovite -
L.P. - JR 110 a.

0
1mm

hétérogranulaire. Le plagioclase (oligoclase-An 30-32) se présente en cristaux trapus maclés albite, à contours subpolygonaux, plus rarement subrectangulaires. Ils sont dépourvus d'altération et quelques individus contiennent de petites inclusions globulaires de quartz. La majorité des cristaux de plagioclase montre une tendance assez nette à s'orienter suivant la foliation principale. Le quartz montre des cristaux trapus, xénomorphes à contours lobés. En règle générale, ils sont de taille plus réduite (0,05 mm - 0,1 mm) que les cristaux de plagioclase qu'ils corrodent. Le quartz peut occuper jusqu'à 70% de la roche dans certains affleurements situés au Sud-Ouest du lac Malicorne. Les lattes rectangulaires de biotite cloisonnant les cristaux de plagioclase ont un pléochroïsme brun-rouge à jaune clair. L'épidote (pistacite), qui contient des exsudats de minéraux opaques, est associée à la biotite lorsque celle-ci est plus ou moins chloritisée. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, le grenat et les minéraux opaques.

Localement, particulièrement au centre ouest du terrain, légèrement au Sud de la rivière Broadback, les paragneiss montrent deux foliations mises en évidence par les lamelles de biotite. La foliation primaire principale est très apparente tandis que la seconde, postérieure, est très fruste. Seules quelques lattes de biotite sont disposées obliquement par rapport à la première. Nous citerons aussi, à ce propos, des paragneiss (cf fig. 24) à muscovite seule, présentant aussi deux foliations sécantes. La première est soulignée par de grandes plages de micas blancs à contours très tourmentés et à inclusions de quartz globulaire. La foliation principale est très apparente et aussi soulignée par des plages de muscovite subautomorphe. Ces paragneiss à muscovite affleurent à l'Ouest du terrain au niveau de la rivière Broadback.

Les gneiss plus grossiers sont aussi hétérogranulaires. Les cristaux de plagioclase (andésine basique), à macles polysynthétiques, sont trapus et subrectangulaires, de taille importante (1 à 5 mm). Les cristaux de quartz sont xénomorphes à contours sinueux et lobés, corrodant toujours plus ou moins les plagioclases. Les lamelles de biotite sont uniformément réparties et soulignent une foliation pas toujours bien marquée. Lorsque la biotite est abondante, elle constitue de minces lits conférant à la roche une structure lépidoblastique. Très localement, certains échantillons contiennent sporadiquement de la hornblende verte en grands cristaux corrodés ainsi qu'une faible quantité de petits cristaux de microcline interstitiel.

Les gneiss à biotite, sur de grandes surfaces, font l'objet d'une intense recristallisation. Tous les faciès évolutifs de ce phénomène peuvent être observés sur et/ou en dehors de notre secteur d'étude. Celle-ci se traduit tout d'abord par une augmentation de la granulométrie de la roche et, ensuite, par une ségrégation des éléments ferromagnésiens et quartzoplagioclasiques.

Les "gneiss grossiers" décrits dans le paragraphe précédent constituent déjà un premier stade d'évolution. Les caractères fondamentaux des gneiss à grain fin ne sont pas oblitérés et seule la granulométrie des minéraux a augmenté. Les gneiss grossiers affleurent dans les boutonnières de l'antiforme de roches intrusives ainsi qu'au Nord du terrain, le long de la rivière Théodat.

Ces formations de la rivière Théodat évoluent progressivement et rapidement en direction des lacs Guiguet et Dériares situés à une dizaine de kilomètres au Nord-Est du lac Hobier. L'évolution se traduit alors par l'apparition de lits individualisés de biotite et de lits quartzoplagioclasiques et, par la suite, l'apparition de faciès pouvant évoquer une anatexie partielle "in situ". Il n'est pas rare, dans ce cas, d'observer la présence de sillimanite en fines aiguilles agglomérées constituant un feutrage lité semblable aux lits de biotite arrangés suivant la foliation. La sillimanite a d'ailleurs été décrite un peu partout dans la province du Supérieur dans des formations gneissiques à biotite, du même type (A. FRANCONI : communication orale et observations personnelles dans le secteur de la rivière Eastmain situé à quelques 200 kilomètres au Nord-Ouest de notre terrain). En toute logique, on peut penser que la présence de ce minéral dans des gneiss très recristallisés soit due à des conditions thermiques importantes, supérieures à celle du métamorphisme de stade moyen (phase 1) mises en évidence sur la majorité des roches de notre secteur d'étude.

Les enclaves de gneiss à biotite dans les pegmatites blanches au Sud-Ouest du terrain présentent aussi des caractères de recristallisation intense. Nous rappellerons, à ce propos, que ces pegmatites blanches proviennent probablement de la remobilisation d'un bain silicaté, produit d'anatexie de ces formations gneissiques (cf para. II . 1 . 8 . 2).

II . 2 . 3 . 5 - Paragenèses.

Les gneiss à biotite présentent donc les paragenèses suivantes, observées soit par A. FRANCONI, soit par moi-même :

- olig + qz + bi + mu + gr + chl
- olig + qz + bi + and + mu + gr
- olig + qz + bi + and + cord + mu + gr
- olig + qz + bi + cord + sill + mu
- andés + qz + and + mu + chl
- andés + qz + bi + amph + sill

II . 2 . 4 - Les "métagrauwares feldspathiques" et les schistes à andalousite.

II . 2 . 4 . 1 - Les "métagrauwares feldspathiques".

Ces roches affleurant très peu sur notre terrain et n'ayant pas fait l'objet d'observations personnelles vont être décrites rapidement d'après les rapports d'A. FRANCONI.

Ces formations ont déjà été décrites beaucoup plus à l'Est par L.B. GILLET (1966) et il semble que leur extension vers l'Ouest ne dépasse pas la longitude du Sud-Est de notre terrain, bien que certains affleurements (tel JR 112 a) dans les gneiss à biotite aient montré des caractères analogues, texturaux en particulier. L.B. GILLET et surtout A. FRANCONI ont montré que ces métagrauwares étaient étroitement associés aux roches volcanodétritiques (cf. III . 2).

II . 2 . 4 . 1 . 1 - Caractères macroscopiques.

Ces roches, à foliation peu marquée, sont homogènes, à grain fin, à cassure gris bleuté et à patine d'altération roussâtre foncée. Certains faciès suggèrent des ébauches de structures entrecroisées et parfois des "laminations" soulignées par une alternance de petits lits de granulométrie différente. On ne peut toutefois pas parler de granoclassement.

II . 2 . 4 . 1 . 2 - Caractères microscopiques.

Les dix analyses modales effectuées ont été reportées dans le tableau de la figure 60 (cf. chapitre IV - paragraphe stratigraphie). Les métagrauwares possèdent une fraction de minéraux, ne dépassant jamais 20% de la roche totale, suggérant une origine détritique par leur forme et leur taille.

La "fraction détritique" se compose essentiellement de grains de quartz limpides, à extinction roulante, pouvant atteindre la taille de 1,2 mm. Ils sont de forme quadrangulaire à subcirculaire. Certains

grains arrondis sont polycristallins et formés de l'association de deux à quatre cristaux de quartz. Le plagioclase montre des cristaux subautomorphes, très altérés et souvent poecilitiques (granules de quartz).

La "matrice" est de nature principalement quartzoplagioclasi- que. Sa granulométrie relativement grossière (0,03 - 0,1 mm) indique une recristallisation métamorphique déjà bien marquée. Cette dernière est aussi mise en évidence par la présence de cristaux automorphes de biotite brun rouge sous forme de lamelles rectangulaires (taille moyenne : 0,03 mm x 0,1 mm). Les cristaux isolés ou groupés sont répartis de façon homogène et soulignent une foliation généralement peu accentuée. Le pourcentage de ce minéral est très variable, toutefois nous avons remarqué une augmentation notable de sa quantité à l'approche des "schistes à andalousite", situé au dessus dans la colonne stratigraphique (cf. III. 2. 1.), augmentation probablement due à une variation du chimisme des roches originelles. A ce niveau, les lamelles de biotite syncristallisent avec de fines baguettes de muscovite disposées en lits discontinus soulignant la foliation de manière beaucoup plus nette que dans les faciès sous-jacents des véritables "métagrauwackes".

Les cristaux de quartz et de plagioclase de la "matrice" sont jointifs et ont des contours polygonaux rappelant ainsi une structure en mosaïque. Le plagioclase, généralement non maclé, ne montre souvent qu'une saussuritisation partielle. Le microcline rare se présente en petits cristaux xénomorphes interstitiels.

Dans les niveaux de base des "métagrauwackes" près des tufs mélanocrates (cf. III. 2. 1.), apparaît une amphibole ayant les caractères d'une actinote. Irrégulièrement répartie, isolée ou en rares petits groupes de deux à trois individus, elle forme de gros cristaux subautomorphes corrodés, parfois brisés, présentant dans certains cas un faciès pouvant suggérer une origine détritique. Les autres minéraux sont accessoires tels la chlorite (altération de la biotite), l'épidote, le sphène, les minéraux opaques et la tourmaline.

II . 2 . 4 . 1 . 3 - Paragenèses.

Les métagrauwackes montrent les paragenèses suivantes :

- matrice :

qz + pl + bi + mu ± chl ± ép ± sph ± tour ± mic ± mx op

- "fraction détritique" :

qz + pl ± act

II . 2 . 4 . 2 - Les schistes à andalousite, grenat et cordiérite.

Ces schistes alumineux forment dans les "métagrauwackes" un niveau bien individualisé n'excédant pas 250 m de puissance (cf. colonne stratigraphique - fig. 59) et se suivent en direction sans discontinuité sur plus de 30 kilomètres (cf. fig. 3 a). Il s'interrompt à la limite sud-est du secteur d'étude. Le passage de ces schistes aux grauwackes est progressif. Il se traduit par un enrichissement en biotite et par l'apparition d'andalousite, de grenat et de cordiérite accessoires.

II . 2 . 4 . 2 . 1 - Caractères macroscopiques.

Ce sont des roches à grain fin (andalousite nodulaire exceptée) à schistosité bien marquée, gris sombre en cassure et jaunâtre à rousâtre en patine d'altération. Les minces lits quartzoplagioclasi- ques restent en relief tandis que les lits constitués par les minéraux ferromagnésiens (biotite et muscovite) sont en creux. L'andalousite, lorsqu'elle est présente, forme des nodules de 1 à 5 cm, très visibles puisqu'ils restent en relief sur la surface d'altération. Les schistes à andalousite montrent parfois le développement d'une schistosité secondaire de plan axial oblique à la schistosité principale (cf. fig. 25).

II . 2 . 4 . 2 . 2 - Caractères microscopiques.

L'analyse modale suivante d'un seul échantillon n'est représentative que pour le quartz, le plagioclase et la biotite; les teneurs en andalousite, grenat, muscovite, ... étant très variables d'un échantillon à l'autre :

| | | |
|-------------------------|------|---|
| quartz | 38,2 | % |
| plagioclase | 17,3 | " |
| biotite | 20,1 | " |
| muscovite | 1,0 | " |
| andalousite | 22,0 | " |
| chlorite primaire | 0,3 | " |
| graphite | 1,3 | " |
| tourmaline | tr. | " |

L'examen de cette analyse montre un pourcentage de quartz notablement plus important que dans les métagrauwackes.

Le quartz et le plagioclase s'associent en cristaux polygonaux pour former des lits de 2 à 4 mm d'épaisseur. Localement, le plagioclase est très séricitisé. Dans ce cas, associés à ces deux minéraux, appa-

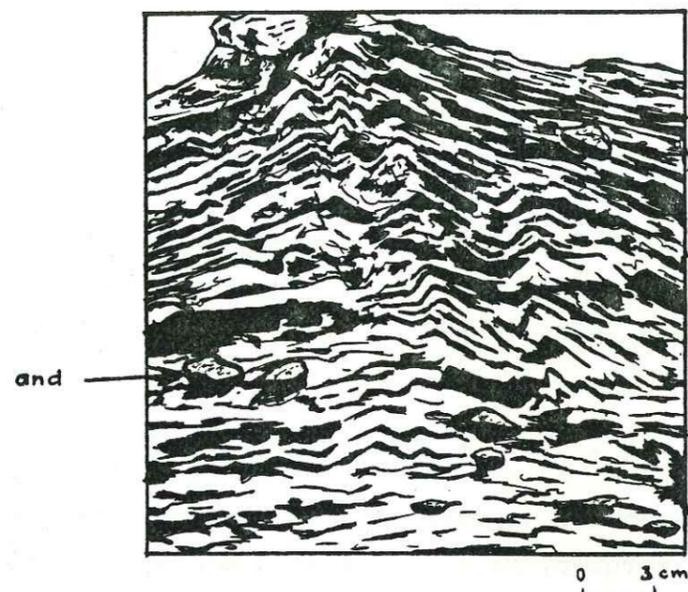


Fig. 25 - Schistosité secondaire de plan axial oblique à la schistosité principale dans les paragneiss à andalousite et grenat - AF 06 74.

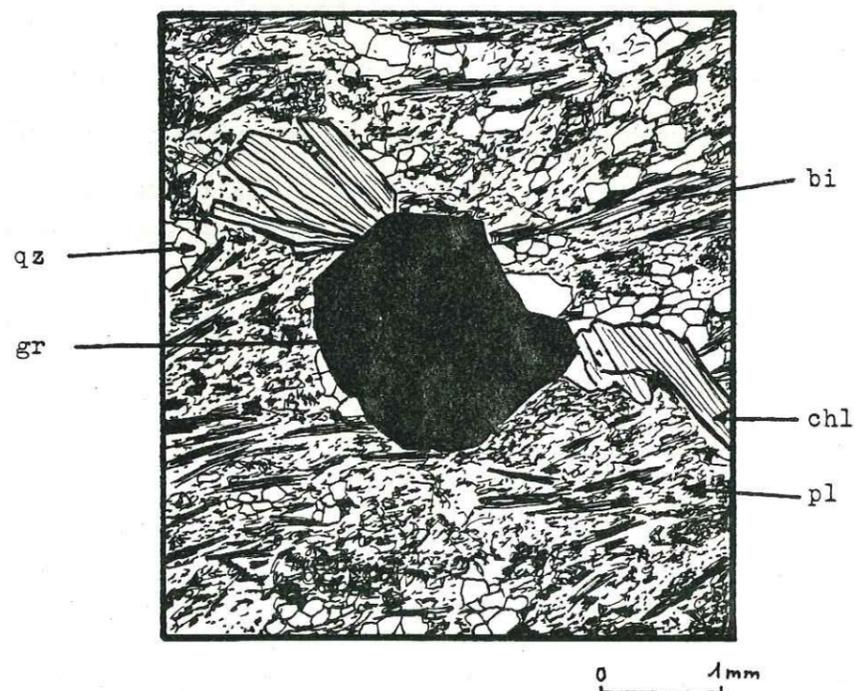


Fig. 26 - Paragneiss à grenat - L.P. - AF 165 .

raissent un peu d'albite et de la clinzoïsite bleu sombre en lumière polarisée, en grosses masses granuleuses contenant de nombreux exsudats de minéraux opaques. La biotite est aussi chloritisée.

L'andalousite se présente en grands cristaux xénomorphes à sub-automorphes criblés d'inclusions de quartz, de minuscules lamelles de muscovite et de fins granules de minéraux opaques.

Le grenat forme des cristaux automorphes rosâtres à contours nets recoupant la biotite ou moulés par elle. La tourmaline et le graphite sont accessoires.

II . 2 . 4 . 3 - Les paragneiss à andalousite et grenat.

Cette formation a été observée au Nord de notre terrain entre le lac Hobier et la limite ouest de notre secteur d'étude. Ces paragneiss sont beaucoup moins schisteux que la formation précédemment décrite (cf. II . 2 . 4 . 2) et contiennent en intercalation quelques niveaux cherteux verdâtres faiblement minéralisés en pyrrhotine.

II . 2 . 4 . 3 . 1 - Caractères macroscopiques.

Les caractères macroscopiques sont comparables à ceux des schistes à andalousite (cf. II . 2 . 4 . 2 . 1), à l'exception de la schistosité qui est moins marquée.

II . 2 . 4 . 3 . 2 - Caractères microscopiques (cf. fig. 26).

Ces roches montrent une structure lépidoblastique caractéristique.

+ le quartz en cristaux xénomorphes (0,05 mm à 0,2 mm) occupe jusqu'à 40% de la roche. Il se présente en minces lits plus ou moins continus ou parfois groupés en amygdales étirées suivant la foliation.

+ la biotite se présente en petites lattes subautomorphes (jusqu'à 1,2 mm de long) uniformément réparties, soulignant suivant leur allongement, la foliation et contenant en inclusions de petits granules d'apatite et de zircon à auréoles pléochroïques.

+ le plagioclase, de composition variable (oligoclase à andésine - An 28 à An 42), est en cristaux subautomorphes (0,1 mm à 0,8 mm) à macles polysynthétiques. Il est rarement séricitisé, mais lorsque c'est le cas, la biotite est de son côté fortement chloritisée.

+ la chlorite est assez rare et se présente sous trois formes :

- en grandes lattes (jusqu'à 1 mm) allongées, en éventail ou non et arrangées le plus souvent d'une manière quelconque par

rapport à la foliation;

- en petites aiguilles disposées en gerbes, mais le plus souvent en petits lits relativement continus d'environ 0,5 mm d'épaisseur;
- en cristaux résultant de l'altération des biotites.

+ le grenat se présente en cristaux automorphes (taille 1 mm à 3mm) de couleur rose clair, limpides, à contours nets, ayant de nombreuses petites inclusions de quartz (0,01 mm). Ce minéral recoupe les lamelles de biotite ou est contourné par elle (cf. fig. 26).

+ l'andalousite est en porphyroblastes automorphes de 10 mm à 50 mm de long. Ses caractères optiques sont les suivants :

- limpide et incolore en lumière naturelle,
- relief moyen,
- allongement négatif,
- biréfringence faible (jaune très pâle du premier ordre),
- biaxe négatif.

Ce minéral présente très souvent de fins clivages régulièrement espacés et, en bordure, une grande quantité d'inclusions de biotite chloritisée, de quartz, d'albite globulaire et de petits granules de minéraux opaques (cf. fig. 27). L'orientation de ces inclusions est identique à la foliation de la roche.

+ quelques albites amygdalaires sont présentes et remplies d'inclusions (biotite chloritisée, quartz globulaire et granules de minéraux opaques). L'orientation de ces inclusions est différente de celle de la foliation et il semble qu'elle corresponde à une foliation primaire, alors que la forme amygdalaire et la réorientation de ces inclusions aux extrémités des formes sigmoïdes soient le fait de la seconde foliation (cf. fig. 28).

II . 2 . 4 . 4 - Paragenèse.

En résumé, la paragenèse minérale de ces formations à andalousite est la suivante :

qz + pl + bi + mu + chl + and + cord + gr + ab + tour
+ gph + mx op

II . 2 . 5 - Successions minéralogiques et conditions de métamorphisme.

II . 2 . 5 . 1 - Rappels.

Toutes les paragenèses des roches métavolcanosédimentaires ci-

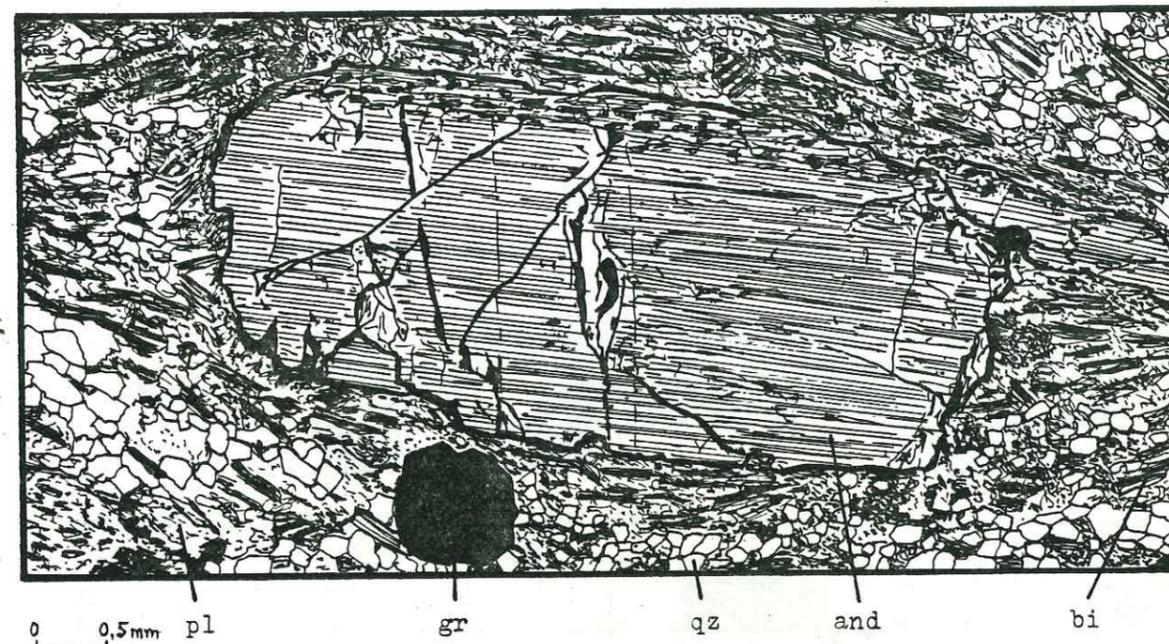


Fig. 27 - Porphyroblaste d'andalousite dans les paragneiss à andalousite et grenat - L.P. - JR 304.

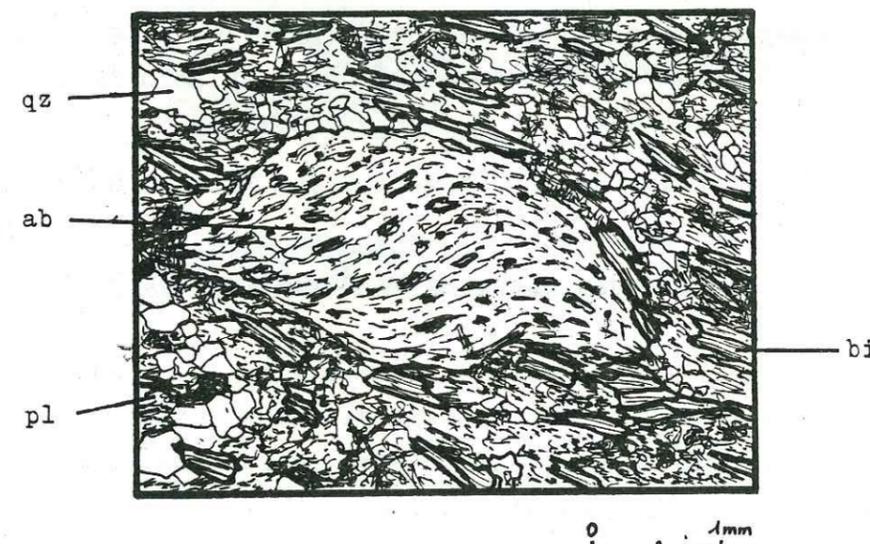


Fig. 28 - Plage d'albite amygdalaire dans les paragneiss à andalousite et grenat - L.P. - AF 165.

tées dans les paragraphes précédents sont résumées dans le tableau de la figure 29.

II . 2 . 5 . 2 - Successions minéralogiques.

II . 2 . 5 . 2 . 1 - Amphibolites et metabasaltes.

Les amphibolites des boutonnières et les metabasaltes à hornblende montrent les mêmes paragenèses successives. Comme assemblage minéralogique magmatique, nous avons :

min Fe Mg + pl plus ou moins calc. (limite andésine-labrador)

Le seul minéral ferromagnésien magmatique réellement observé est un pyroxène (augite), en reliques, qui montre souvent une déstabilisation en hornblende verte.

Les principales transformations observées dans ces deux types de roches sont résumées ci-après :

- aug → hn v
- hn v → pist + chl + qz + ab
- pl plus ou moins calc. → andés
- pl → ab + clnz + qz
- pl → ab + sér + clnz + cc
- bi → chl + mx op

L'assemblage minéralogique hn v + pl (andés) + bi + ép + qz + sph correspond à la paragenèse métamorphique 1. La paragenèse métamorphique 2, produite par rétro-morphose de la première, est constituée des minéraux suivants :

chl + clnz + pist + cc + ab + qz + sph + mi bl + mx op

Ainsi donc, les amphibolites et les metabasaltes montrent deux paragenèses métamorphiques successives comme les roches intrusives granitoïdes (cf. II . 1 . 9 . 2).

A dessein, l'actinote n'a été citée dans aucune de ces deux paragenèses. Ce minéral n'est présent que dans les metabasaltes à actinote. Il semble tout de même qu'il appartienne à la première paragenèse, étant le seul ferromagnésien automorphe, limpide, non altéré, en équilibre avec les autres minéraux associés. Les conditions de température conduisant à sa formation n'ont donc pas été aussi élevées que dans les amphibolites et les metabasaltes à hornblende.

II . 2 . 5 . 2 . 2 - Les gneiss leucocrates et les gneiss à biotite.

Comme il est classique maintenant de le constater dans les ro-

| | A | B | C | D | E | F | G |
|--------------|---|---|---|---|---|---|---|
| quartz | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| plagioclase | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| oligoclase | | | | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| andésine | | | | | | ✓ | ✓ |
| albite | ✓ | | | | | | ✓ |
| microcline | | | | ✓ | | | ✓ |
| biotite | ✓ | | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| muscovite | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| hornb. verte | ✓ | | ✓ | ✓ | | | ✓ |
| actinote | | ✓ | | | | | |
| pyroxène | ✓ | | ✓ | | | | |
| andalousite | | | | | ✓ | ✓ | ✓ |
| sillimanite | | | | | ✓ | ✓ | |
| cordiérite | | | | | ✓ | | |
| grenat | | | | ✓ | ✓ | | ✓ |
| calcite | | ✓ | | | | | |
| chlorite | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| clinozoïsité | ✓ | | | | | | ✓ |
| pistacite | ✓ | | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| sphène | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | | | ✓ |
| tourmaline | | | | | | | ✓ |
| graphite | | | | | | | ✓ |
| min. opaques | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | | | ✓ |

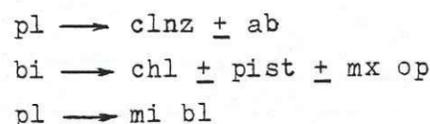
- A = amphibolites.
- B = metabasaltes à actinote.
- C = " à hornblende.
- D = gneiss leucocrates.
- E = gneiss à biotite.
- F = matrice des métagrauwackes.
- G = schistes à andalousite.

Fig. 29 - Tableau récapitulatif des paragenèses des roches métavolcanosédimentaires.

ches de notre région, les gneiss à biotite et les gneiss leucocrates montrent deux paragenèses successives qui sont :

- paragenèse métamorphique 1 :
qz + (olig ou andés) + bi ± mu ± and ± cord ± hn v
- paragenèse métamorphique 2 :
qz + chl ± pist ± clnz ± ab ± mi bl ± sph ± mx op

La paragenèse métamorphique 2 résulte, par rétro-morphose, de la première. Les transformations seraient les suivantes :



La sillimanite n'est pas citée dans les paragenèses 1 et 2. En effet, ce minéral n'apparaît que dans des gneiss très recristallisés et ce sont probablement les conditions thermiques conduisant à une anatexie partielle qui sont responsables de la formation de la sillimanite.

II . 2 . 5 . 2 . 3 - Matrice des "métagrauwackes feldspathiques".

Deux paragenèses successives sont, là aussi, mises en évidence :

- paragenèse 1 :
qz + olig + bi ± mu ± gr,
- paragenèse 2 :
qz + chl ± clnz ± pist ± mx op

II . 2 . 5 . 2 . 4 - Les schistes à andalousite, grenat, et cordiérite.

L'assemblage minéralogique reporté sur le tableau de la figure 29 montre les deux paragenèses métamorphiques 1 et 2, désormais classiques.

II . 2 . 5 . 3 - Conditions de stabilité des minéraux néoformés.

Rappelons que les réactions expérimentales et les isogrades cités dans la suite de ce paragraphe sont reportés, pour la plupart, sur la figure 16 représentant le diagramme "température en fonction de la pression".

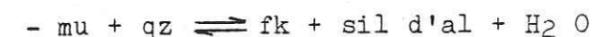
Dans ce paragraphe, nous ne reprendrons pas les conditions thermodynamiques et les courbes expérimentales pouvant expliquer la néoformation des minéraux suivants : amphiboles (hornblende verte et actinote), feldspath (albite et plagioclase), biotite, chlorite, épidotes,

calcite et sphène. Nous trouverons ces renseignements dans le paragraphe II . 1 . 9 . 3. concernant les roches intrusives granitoïdes.

II . 2 . 5 . 3 . 1 - La muscovite.

A défaut d'analyses chimiques effectuées sur ce minéral, considérons tout d'abord les conditions optimales de stabilité de la muscovite.

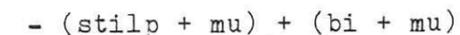
De nombreux auteurs (EVANS B.W., 1965 - ALTHAUS et al., 1970 - DAY H.W., 1973) ont étudié la réaction suivante faisant disparaître la muscovite en présence de quartz :



Les trois courbes expérimentales obtenues sont reportées sur la figure 16. Selon les auteurs, les conditions thermodynamiques de cette réaction sont variables mais elles fixent tout de même un domaine de température maximum assez étroit :

- P > 1 kb, T = 550° C minimum
- P > 2 kb, T = 600° C minimum

D'autre part, dans un certain nombre d'échantillons, l'assemblage bi + mu est présent d'une manière stable. Le stilpnomélane n'ayant pas été observé, cette paragenèse peut correspondre à des conditions thermodynamiques supérieures à l'isograde :



Les données P.T de cet isograde, d'après WINKLER (1976), correspondraient à celles de la réaction suivante étudiée expérimentalement par NITSCH (1970) :



avec :

- P = 1 kb - T < 430° C
- P = 4 kb - T = 445° C ± 10° C
- P = 7 kb - T = 460° C ± 10° C

II . 2 . 5 . 3 . 2 - Le grenat.

D'après BOCQUET (1974), dans les roches de composition pélitique, l'apparition de grenats de type pyralspite ne commence que dans la partie supérieure du faciès schistes verts. MIYASHIRO et SHIDO (1973) montrent l'importance de la teneur en Mn O et Ca O de la roche hôte pour l'apparition de grenats dans un domaine de basse température. Cette dernière augmentant, le grenat s'appauvrit en spessartine et grossulaire

(minéraux calciques et manganésifères) et s'enrichit en pyrope et surtout en almandin (minéraux ferrifères et magnésiens).

Pour WINKLER (1976) aussi, le grenat riche en almandin apparaît dans la partie supérieure du faciès "schistes verts", affirmation corroborée par l'isograde (+ almandin) étudié par STURT (1962) et ATHERTON (1968). Dans ce cas, les conditions P et T sont très supérieures à l'isograde précédemment cité :

(stilp + mu) out ; (bi + mu) in

La transformation suivante ($qz + chl \rightleftharpoons alm$) influencée par la fugacité de l'oxygène et par l'assemblage Fe + qz + fayalite pour un certain état d'oxydation a lieu dans les conditions suivantes :

- P = 1 kb , T = 528° C

- P = 2 kb , T = 542° C

- P = 3 kb , T = 552° C

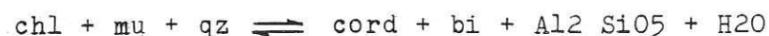
(résultats expérimentaux : HSU L.C., 1968)

II . 2 . 5 . 3 . 3 - Les silicates de métamorphisme.

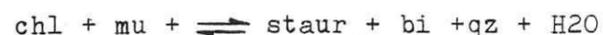
+ la cordiélite et le staurotide.

L'apparition de la cordiélite définit, d'après WINKLER (1976), le passage du stade faible au stade moyen du métamorphisme. En fait, les deux isogradés (+ staurotide et + cordiélite) déterminent cette limite.

La réaction suivante produisant de la cordiélite a été étudiée par HIRSCHBERG et WINKLER (1968) :



L'isograde (+ staurotide) correspond, semble-t-il, à la réaction d'équilibre suivante étudiée par HOSCHEK (1969) :



Les conditions P et T de ces deux réactions sont les suivantes :

| T° C - Formation de la cordiélite | Pression H ₂ O; en kb | T° C - Formation du staurotide |
|-----------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|
| 505 ± 10 | 0,5 | |
| 515 ± 10 | 1,0 | |
| 525 ± 10 | 2,0 | 520 ± 10 |
| 555 ± 10 | 4,0 | 540 ± 10 |
| | 7,0 | 565 ± 10 |

Le staurotide se forme donc sous des conditions de pression supérieures à celles conduisant à la formation de la cordiélite.

HOSCHEK (1967) a étudié le contrôle de la composition chimique de la roche hôte dans l'apparition du staurotide et du chloritoïde. Il a rassemblé un grand nombre d'analyses de métapélites et de métapsammities contenant, ou non, l'un ou l'autre de ces minéraux. Chaque analyse a été reportée sur les trois diagrammes triangulaires suivants :

- Al₂O₃ ; (K₂O + Na₂O) ; (FeO + Fe₂O₃ + MgO),

- Al₂O₃ ; CaO ; (FeO + Fe₂O₃ + MgO),

- Al₂O₃ ; (FeO + Fe₂O₃) ; MgO.

(les pourcentages pondéraux sont convertis en proportions moléculaires en divisant le pourcentage pondéral de chaque oxyde par leur poids moléculaire respectif. Pour chaque diagramme, les trois valeurs sont ramenées à 100%).

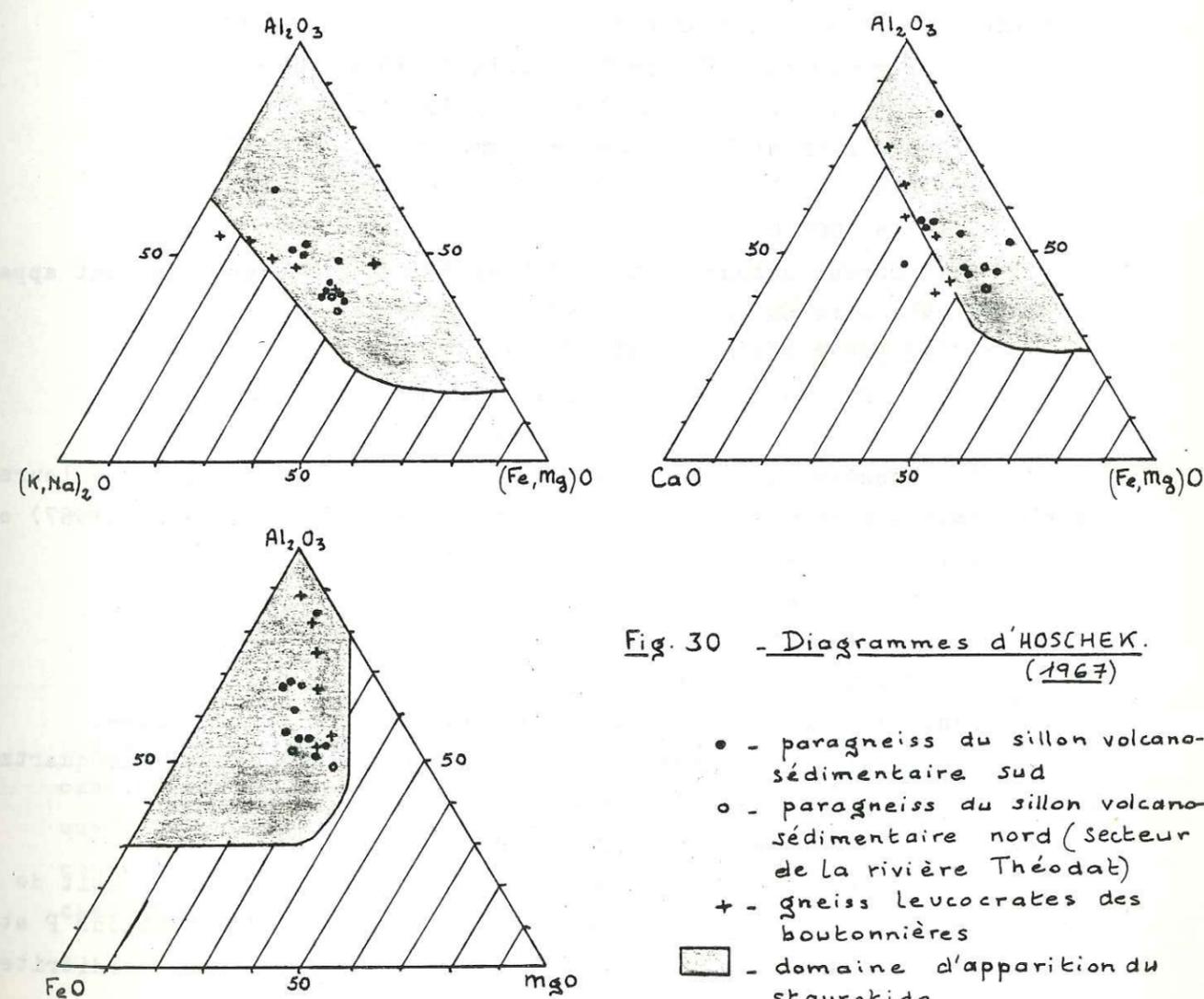


Fig. 30 - Diagrammes d'HOSCHEK. (1967)

- - paragneiss du sillon volcano-sédimentaire sud
- - paragneiss du sillon volcano-sédimentaire nord (secteur de la rivière Théodat)
- + - gneiss leucocrates des boutonnières
- - domaine d'apparition du staurotide

Sur chaque diagramme, HOSCHEK a mis en évidence un domaine d'apparition du staurotide. Nos analyses ont été reportées sur ces trois diagrammes (fig. 30). La plupart des échantillons, à l'exception de quelques analyses de gneiss leucocrates, sont situés dans le domaine du staurotide.

Ainsi, les roches métasédimentaires de notre secteur d'étude possèdent, en majorité, un chimisme favorable à la formation du staurotide. Ce minéral n'ayant jamais été observé sur notre terrain et la cordiérite étant présente, les conditions de pression n'ont donc pas dépassé 4 à 5 kb.

+ les silicates d'alumine : Al₂ SiO₅.

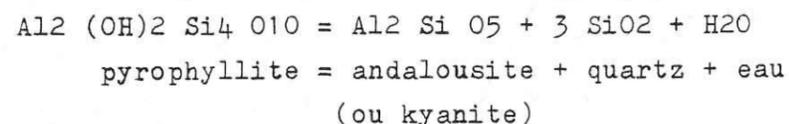
Rappelons tout d'abord les travaux de RICHARDSON et al. (1969) qui ont mis en évidence les domaines de stabilité des trois minéraux suivants : andalousite, sillimanite et kyanite, ainsi que le "point triple", point invariant en P et T où les trois silicates d'alumine peuvent coexister de façon stable. Suivant les auteurs, la pression et la température de ce "point triple" sont différentes :

- P = 6,5 kb ; T = 595° C (ALTHAUS et al.),
- P = 5,5 kb ; T = 620° C (RICHARDSON).

WINKLER retient la moyenne suivante :

- P ≈ 6 kb
- T ≈ 600° C

De nombreux auteurs ont étudié la réaction suivante faisant apparaître l'andalousite par disparition de la pyrophyllite :

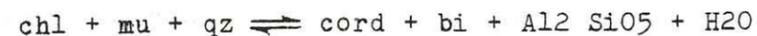


Les données expérimentales varient considérablement; les valeurs les plus basses de températures ont été obtenues par HEMLEY J.J. (1967) et KERRICK D.M. (1968), et sont les suivantes :

- P = 1,0 kb ; T = 400° ± 15° C
- P = 1,8 kb ; T = 410° ± 15° C
- P = 3,9 kb ; T = 430° ± 15° C

Dans ces conditions, seule l'andalousite peut être formée.

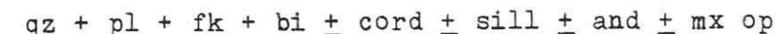
La réaction de disparition de la muscovite en présence de quartz fait apparaître un silicate d'alumine :



Le silicate d'alumine formé est, soit de l'andalousite, soit de la sillimanite, beaucoup plus rarement de la kyanite. Les conditions P et T de cette réaction ont déjà été précisées dans le paragraphe "cordiérite".

Ainsi donc, la présence d'andalousite, comme celle de la cordiérite, dans nos métasédiments nous fixe des conditions maximales de pression, probablement inférieures à 5 kb. Si la sillimanite est présente, formée alors aux dépens de l'andalousite, ce sont les conditions de température qui sont, dans ce cas, plus intenses, pour des conditions de pression identiques.

En résumé et d'après WINKLER et al. (1957), dans les métasédiments courants du type de nos paragneiss, le métamorphisme de stade moyen à élevé pour une pression d'eau égale à 2 kb, donne la paragenèse suivante :



Les conditions de température, à ce stade, atteignent parfois celles du début de l'anatexie (rappelons que certains de nos métasédiments présentent des caractères de fusion partielle). Dans ce cas, l'anatexie dans les gneiss définit le début du stade élevé de métamorphisme si la pression d'eau est supérieure à 3,5 kb. La composition du bain anatectique peut être définie comme suit (WINKLER - 1979) :



- bain anatectique composé de feldspath potassique, plagioclase riche en albite et quartz fondus,
- plus un peu de plagioclase plus riche en anorthite, sa quantité dépendant de son abondance dans les gneiss à l'origine,
- plus un faible pourcentage de biotite, de cordiérite et de sillimanite dissous dans le bain (ces minéraux persistent le plus souvent dans le bain sous forme de cristaux flottants),
- plus H₂O.

Les températures de début d'anatexie sont remarquablement basses, les données suivantes en sont la preuve (WINKLER- 1979) :

- P H₂O = 2 kb ; T ≈ 700° C,
- P H₂O = 4 kb ; T ≈ 680° C.

II . 2 . 5 . 4 - Conditions de métamorphisme.

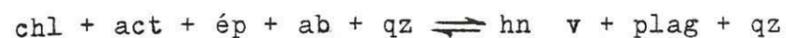
Comme nous l'avons déjà observé dans les roches intrusives, deux phases de métamorphisme ont été mises en évidence dans les roches métavolcanosédimentaires, mais d'une manière générale, seule la phase métamorphique 1, la plus intense, est bien marquée sur tous les types de roches. Par contre, la phase 2 de rétro-morphose n'est bien soulignée que dans les roches métavolcaniques.

La phase métamorphique 1 a été plus ou moins intense suivant les

endroits. Tout d'abord, la présence simultanée d'andalousite et de cordiérite dans la même paragenèse des paragneiss permet d'approcher les conditions P et T du métamorphisme de phase 1 :

- P < 5 kb
- T > 510° C pour une pression supérieure à 1,5 kb

De plus, dans les metabasites et les amphibolites, ont été observés la hornblende verte, un plagioclase à 35 % d'anorthite minimum et un peu de quartz. Cette paragenèse modifie quelque peu les conditions de température précédemment citées si on se réfère à la réaction :



dont la courbe passe par les deux points suivants :

- P = 2 kb ; T = 550° C,
- P = 5 kb ; T = 575° C.

Les roches métasédimentaires et métavolcaniques montrent donc pour la phase 1, un métamorphisme de stade moyen (d'après WINKLER - 1979). Toutefois, la présence, localement, de sillimanite à la place de l'andalousite, témoigne d'une température légèrement supérieure, la pression ne variant pas de façon notable. Ainsi, dans les gneiss à sillimanite, le métamorphisme a atteint la fin du stade moyen et même le début du stade élevé, les températures étant parfois proches de celles du début de l'anatexie (680° C - 700° C minimum pour une pression comprise entre 2 et 4 kb).

La phase de rétro-morphose n'est bien soulignée que dans les roches métavolcaniques, et n'est décelable dans les roches métasédimentaires que par la chloritisation des biotites et la déstabilisation des plagioclases. Cette rétro-morphose correspond à un métamorphisme de stade faible (d'après WINKLER - 1979).

En conclusion, les conditions de métamorphisme des roches métavolcanosédimentaires sont résumées dans le tableau suivant :

| | Phase 1 de métamorphisme | Phase 2 de métamorphisme |
|-------------------------------|---|--------------------------|
| Stade (d'après WINKLER- 1979) | moyen-moyen à élevé | faible |
| Faciès (d'après TURNER-1968) | "amphibolite" | "schistes verts" |
| Pression | 1,5 kb < P < 5 kb | 1,5 kb < P < 5 kb |
| Température | 550° C < T < 650° C (?) | 350° C < T < 500° C |
| Anatexie | début de fusion partielle locale (T > 680° C) | |

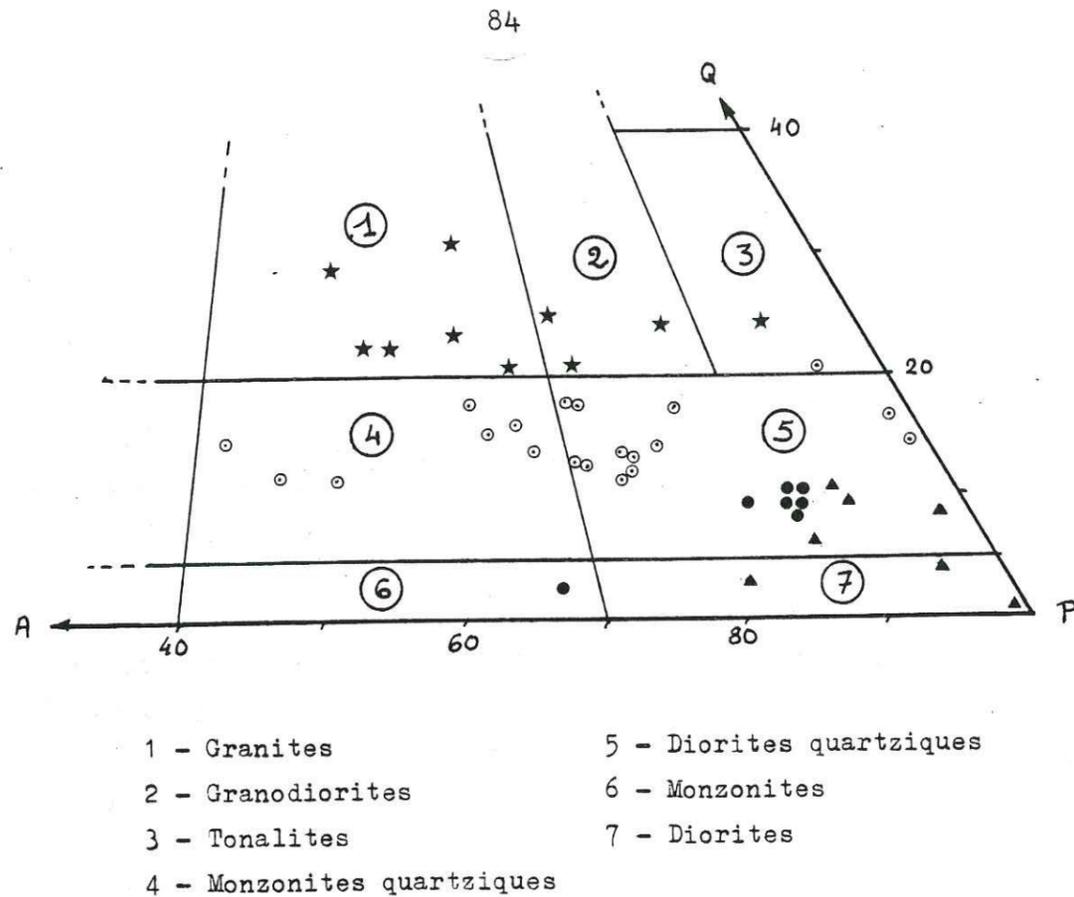


Fig. 31 - Diagramme Q.A.P. (GUISBURG et al., in STRECKEISEN, 1967).

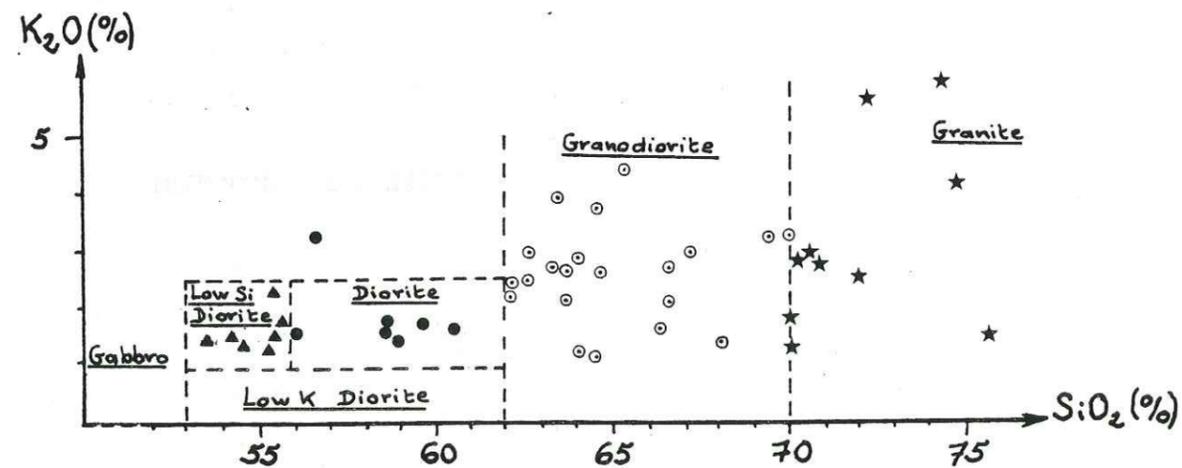


Fig. 32 - Diagramme K₂O - SiO₂ (TAYLOR, 1969).

Les différentes formations décrites dans le chapitre II - Pétrographie n'ont pu toutes être traitées dans l'étude géochimique. En effet, certaines zones du secteur étudié ont été évoquées à l'aide des rapports géologiques de A. FRANCONI (1974, 1975 et 1976) tandis que les autres (étudiée par moi-même) présentent des défauts d'échantillonnage dus à deux raisons majeures:

- la principale est constituée par le recouvrement quaternaire masquant en grande partie le substratum rocheux, particulièrement au Nord de la rivière Broadback. Seules les rives des lacs et des rivières présentent de nombreux affleurements, encore faut-il pouvoir les étudier en période de basses eaux, c'est à dire durant une période de temps très courte (fin juillet - début septembre);
- la seconde est constituée par la conjonction d'un certain nombre de facteurs climatiques, topographiques (présence ou non de lacs ou de tronçons de rivières permettant l'amérissage d'hydravions) et logistiques (moyens de transport, établissement du planning de travail,...).

III.1 - Les roches intrusives de l'antiforme de la rivière Broadback.

III.1.1 - Les analyses.

Quarante-quatre analyses des faciès intrusifs (cf. II.2 à II.8) ont été effectuées (voir annexe n° 1) dont quatre sont des pegmatites roses.

III.1.2 - Les faciès pétrographiques.

La classification de TAYLOR et al. (1969), de conception simple et rapide, est reportée en partie sur le diagramme K₂O-SiO₂ (fig. 32); elle est basée sur la variation des pourcentages de SiO₂ selon les coupures suivantes:

| Echant. | CLASSIFICATIONS | | |
|----------|-----------------|-------------|-------------------------|
| | TAYLOR | STRECKEISEN | LACROIX |
| JR 152 | GNIT | GNIT | I(II), 4, 2, 4 |
| JR 327 | GNIT | TONA | I, (3) 4, '3, 4' |
| JR 331 b | GNIT | GNDT | I, 4, 2, 4 |
| JR 401 | GNIT | GNIT | I, '4, 2, 4 |
| JR 407 | GNIT | GNIT | I, '4, 2, 4' |
| JR 423 | GNIT | GNDT | I, (3) 4, 2, 4 |
| AF 34 | GNDT | TONA | I, 4, (2) 3, 4(5) |
| JR 69 c | GNDT | DORT Q. | I(II), 4, 2, 4 |
| JR 150 a | GNDT | DORT Q. | I(II), 4, 2, 4(5) |
| JR 150 b | GNDT | DORT Q. | I(II), 4, 2(3), 4(5) |
| JR 180 a | GNDT | MZIT Q. | I(II), 4', 2, 3' |
| JR 233 a | GNDT | MZIT Q. | (I) II, 2(3), (2) 3, 3' |
| JR 243 | GNDT | SYEN Q. | (I) II, 4', (2) 3, '4 |
| JR 267 | GNDT | DORT Q. | I(II), 4, (2) 3, 4 |
| JR 283 a | GNDT | DORT Q. | I(II), 4, 2', 4 |
| JR 337 a | GNDT | MZIT Q. | I, 4, 2, 4 |
| JR 345 | GNDT | MZIT Q. | 'II, 4, '3, '4 |
| JR 368 | GNDT | MZIT Q. | (I) II, 4(5), 2, 3 |
| JR 369 | GNDT | DORT Q. | (I) II, 2(3), (2) 3, 4 |
| JR 371 | GNDT | DORT Q. | I(II), 4', (2) 3, 4 |
| JR 374 | GNDT | DORT Q. | 'II, 2', '3, 4 |
| JR 375 | GNDT | DORT Q. | 'II, 4', (2) 3, (3) 4 |
| JR 389 | GNDT | DORT Q. | |
| JR 398 | GNDT | DORT Q. | I(II), 4, (2) 3, 4 |
| JR 404 b | GNDT | DORT Q. | I', 4, 2, 4 |
| JR 416 | GNDT | MZIT Q. | 'II, 4', 2(3), 4 |
| JR 391 | DORT Q. | DORT Q. | II', 4', 3', 4 |
| JR 153 a | DORT Q. | DORT | |
| JR 209 | DORT Q. | MZIT | 'II, 5, (2) 3, '4 |
| JR 313 | DORT Q. | DORT Q. | (I) II, (4) 5, 2, 4(5) |
| JR 350 | DORT Q. | DORT Q. | II, 4(5), 3, 4 |
| JR 393 c | DORT Q. | DORT Q. | II, 4(5), 3, 4 |
| JR 396 | DORT Q. | DORT Q. | II, 4(5), 3, 4' |
| JR 266 | DORT Si | DORT Q. | II, (4) 5, 3, 4 |
| JR 390 a | DORT Si | DORT Q. | II, 4', 3(4), 4 |
| JR 392 a | DORT Si | DORT Q. | II, 4(5), 3', 4 |
| JR 392 b | DORT Si | DORT | II, 5, 3, 4 |
| JR 410 | DORT Si | DORT | II, 5, 3, 4(5) |
| JR 411 | DORT Si | DORT Q. | II, (4) 5, 3', 4 |
| JR 414 | DORT Si | DORT Q. | II(III), 4', 3(4), 4 |

| | | | |
|---------|------------------------|-----------|---------------------------------|
| GNIT | = Granite | DORT | = Diorite |
| TONA | = Tonalite | DORT < Si | = Diorite déficitaire en silice |
| GNDT | = Granodiorite | MZIT | = Monzonite |
| DORT Q. | = Diorite quartzique | SYEN Q. | = Syénite quartzique |
| MZIT Q. | = Monzonite quartzique | | |

Fig. 33 - Tableau récapitulatif des classifications de Taylor, Streckeisen et Lacroix.

| | |
|------------------------------|----------------------------------|
| - gabbro | : SiO ₂ < 53 % |
| - diorite déficitaire en Si: | 53 % < SiO ₂ < 56 % |
| - diorite quartzique | : 56 % < SiO ₂ < 62 % |
| - granodiorite | : 62 % < SiO ₂ < 70 % |
| - granite | : 70 % < SiO ₂ |

Cette classification permet de mettre en évidence une évolution régulière des faciès intrusifs des diorites déficitaires en Si aux granites et pegmatites, cette évolution pouvant évoquer une possible différenciation.

A titre d'information et de comparaison, tous nos échantillons sont reportés sur le tableau de la figure 33, où sont représentées les trois classifications suivantes:

- celle de TAYLOR,
- celle de LACROIX (C.I.P.W.),
- celle de STRECKEISEN (suivant les normes approchées et calculées à partir de la méthode graphique de G. MULLER et E. BRAUN - 1977; elles sont reportées sur le diagramme Q.A.P - GUISBURG et al., in STRECKEISEN, 1967, cf. fig. 31).

Les symboles utilisés pour les différents faciès dans les diagrammes géochimiques des paragraphes suivants sont:

- ▲ - diorites déficitaires en Si,
- - diorites quartziques,
- ⊙ - granodiorites,
- ★ - granites et pegmatites.

A la fin de ce paragraphe, nous rappellerons que la nomenclature de TAYLOR n'a pas été utilisée pour l'établissement de carte géologique. Si les critères de terrain et les critères macroscopiques des roches observées nous ont permis d'établir une certaine zonéographie du massif intrusif de l'antiforme de la rivière Broadback, le report des échantillons analysés et classifiés (d'après TAYLOR) sur notre carte géologique ne montre pas le même arrangement pétrographique dans le détail, particulièrement au niveau des diorites et des diorites quartziques cartées. En effet, dans le noyau central de l'antiforme, les faciès pétrographi-

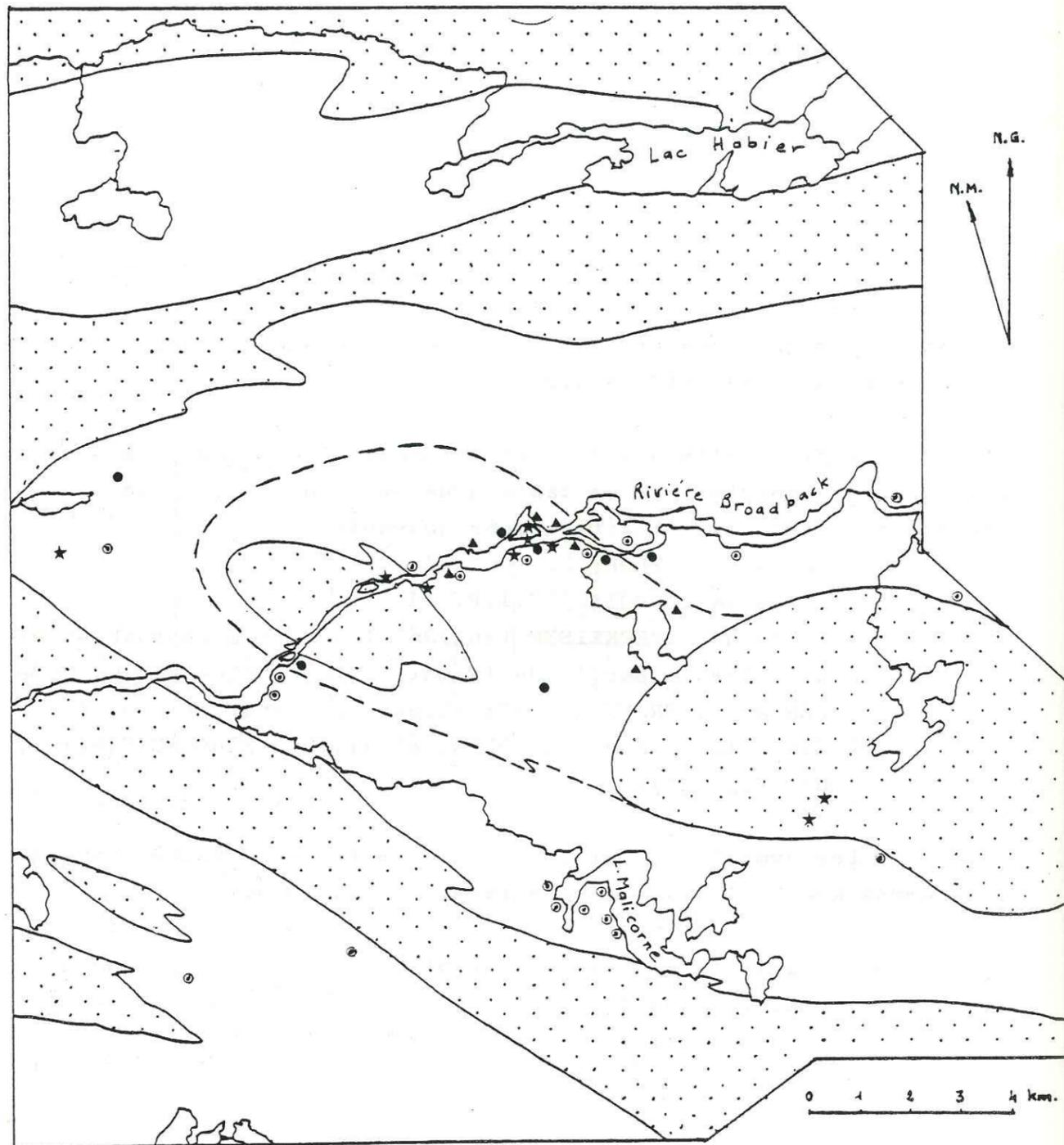


Fig. 34 - Situation des échantillons des roches granitoïdes analysées.

- | | |
|---------------------------------|---------------------------------|
| ★ - Granites et pegmatites | □ - Roches granitoïdes |
| ⊙ - Granodiorites | ▨ - Roches volcanosédimentaires |
| ● - Diorites quartziques | |
| ▲ - Diorites déficitaires en Si | |

ques représentés sont très hétérogènes ainsi que les faciès géochimiques (fig. 34), tandis que, sur l'auréole externe du massif, seuls les faciès géochimiques granodioritiques et granitiques sont représentés. Ils correspondent toujours aux tonalites type "Malicorne" et aux tonalites à enclaves de l'Ouest de l'antiforme de la rivière Broadback suivant la nomenclature de terrain.

III.1.3 - Tendance géochimique.

Sur le diagramme A.F.M. de KUNO (1959 et 1969), (cf. fig. 35), a été reporté la lignée de différenciation calco-alcaline de Sano (Japon), (YAJIMA, 1961). Les échantillons s'alignent parallèlement à cette lignée.

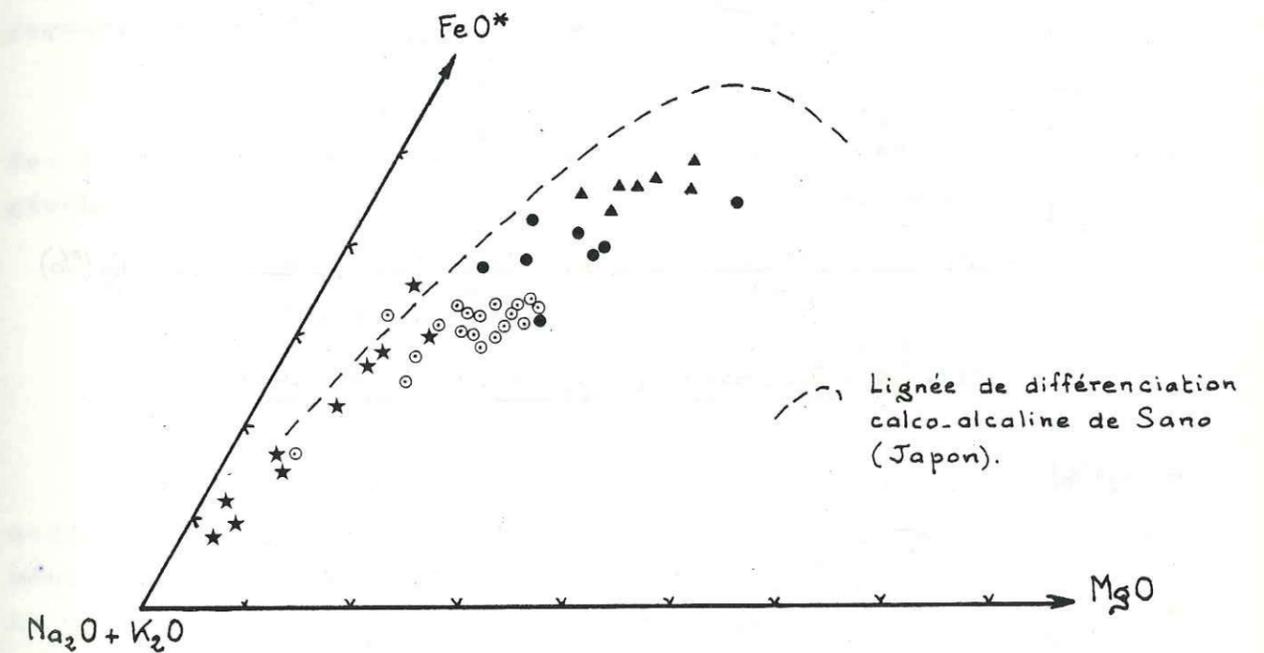


Fig. 35 - Diagramme A.F.M. (KUNO, 1969).

Les diagrammes $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (KUNO, 1959) et $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (FONTEILLES, 1968) sont reportés respectivement sur les figures 36 et 37. A l'observation de ces deux diagrammes, nous constatons que le comportement des roches intrusives granitoïdes est caractéristique des lignées calco-alcalines:

- sur le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, la majorité des roches est située dans les champs alcalins et calco-alcalins;

- sur le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, excepté quelques échantillons de diorites déficitaires en silice, tous les échantillons s'alignent sur la lignée de différenciation calco-alkaline.

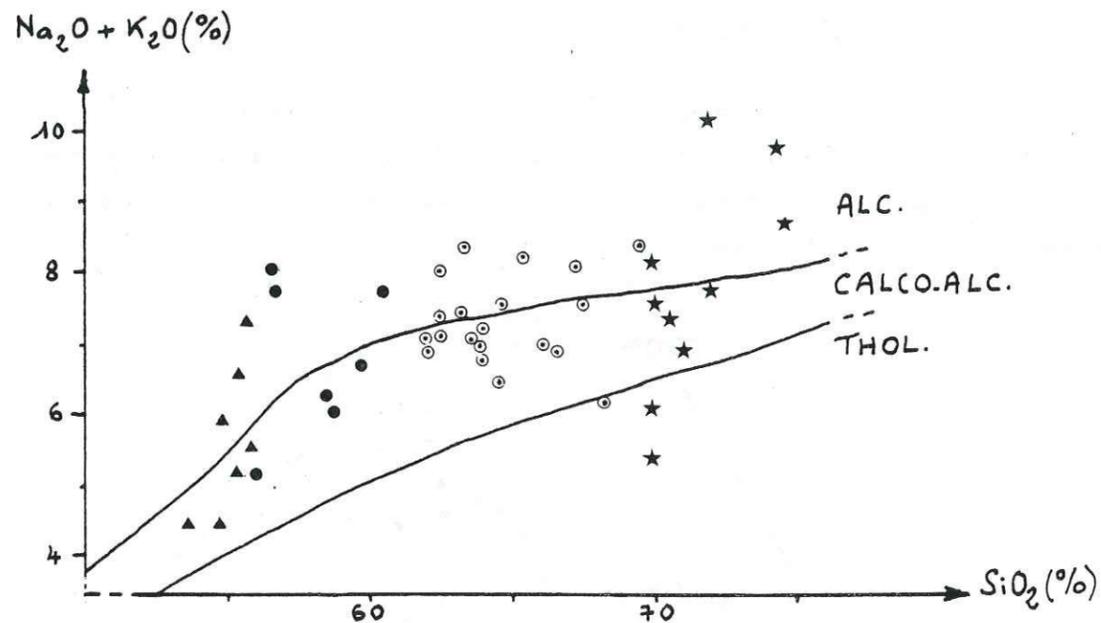


Fig. 36 - Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (KUNO, 1959).

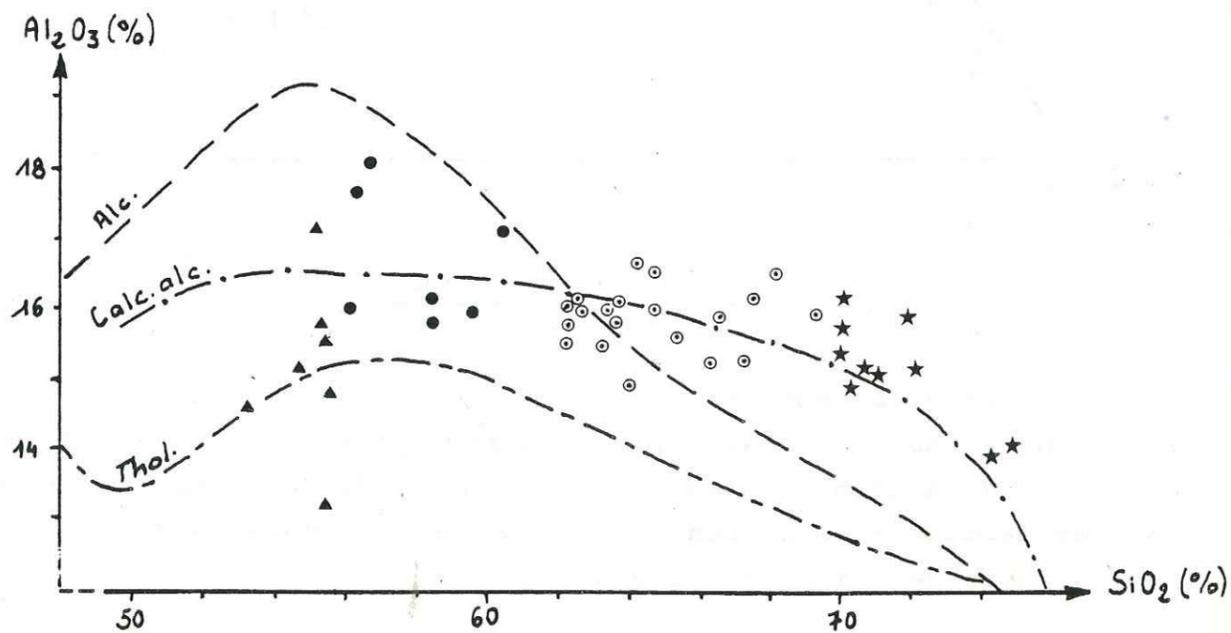


Fig. 37 - Diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (FONTEILLES, 1968).

En conclusion, les roches granitoïdes constituant l'antiforme de la rivière Broadback montrent très nettement une tendance géochimique calco-alkaline à l'observation des diagrammes géochimiques précédemment évoqués. Signalons, à ce propos, le diagramme $\text{FeO}^{\text{Mg}} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ de PEARCE et al. (1977), (cf. III.1.5; fig: 44) confirmant cette tendance calco-alkaline.

III.1.4 - Histogrammes de fréquence des éléments majeurs, Ba, Rb et Sr.

Les histogrammes de fréquence sont reportés sur les figures 38 et 39. Les faciès les plus basiques (diorites et diorites quartziques) sont représentés en noir, les faciès intermédiaires (granodiorites) en pointillé et les faciès acides (granites et pegmatites) en blanc.

- SiO_2 : les teneurs s'étalent entre 53 % et 75 %. Trois modes relativement bien marqués apparaissent pour chaque subdivision géochimique de TAYLOR (1969) :

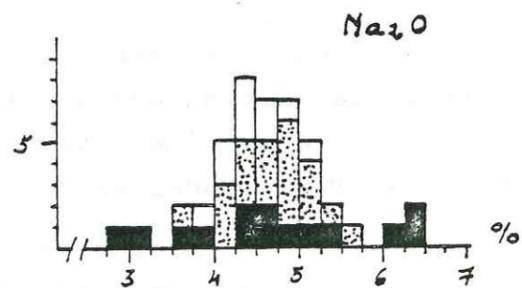
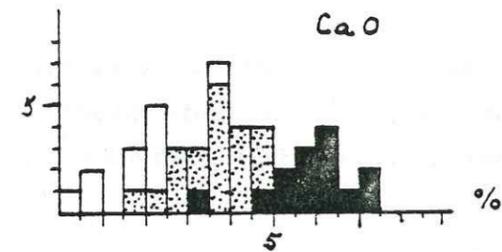
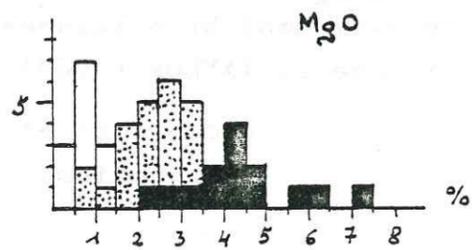
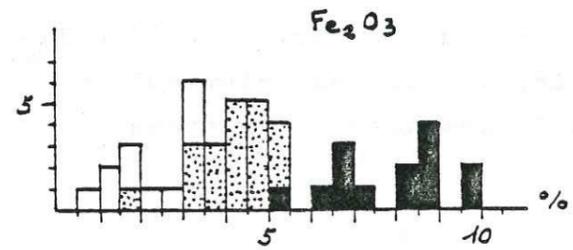
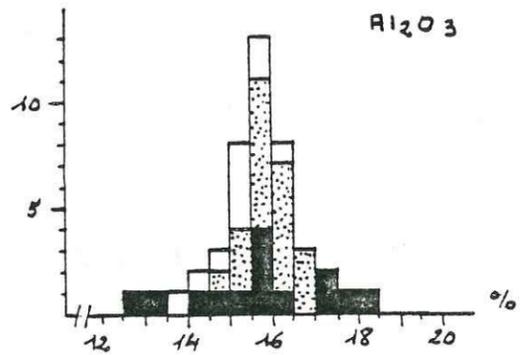
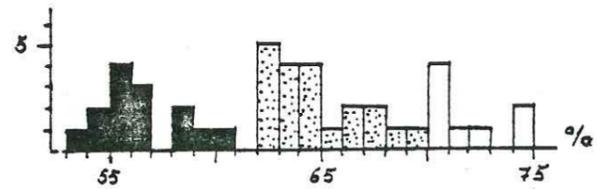
- * diorites et diorites quartziques : 55,5 %
- * granodiorites : - 57,5 % (mode majeur)
- 67,0 % (mode mineur)
- * granites et pegmatites : 70,5 %

- Al_2O_3 : les teneurs s'étalent entre 12,5 % et 18,5 %. Un mode unique apparaît très nettement pour 15,75 %, ce mode étant le même pour les trois grands faciès pétrographiques indifféremment. La moyenne arithmétique \bar{x} est de 15,72 %.

- Fe_2O_3 : les teneurs sont relativement étalées entre 0,5 % et 10 %. La distinction entre les faciès est bien marquée, particulièrement entre les diorites (quartziques ou non) et les granodiorites. Trois modes apparaissent :

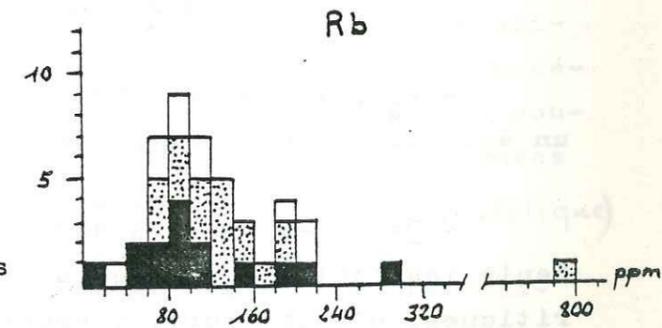
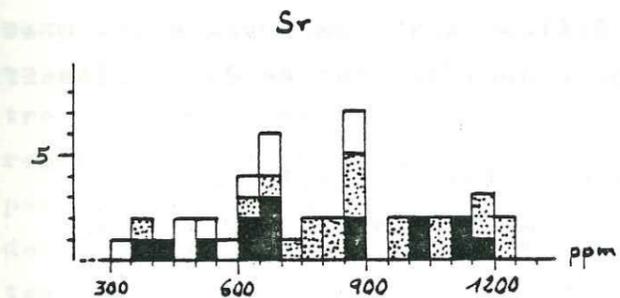
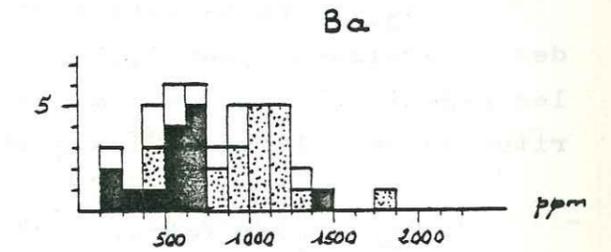
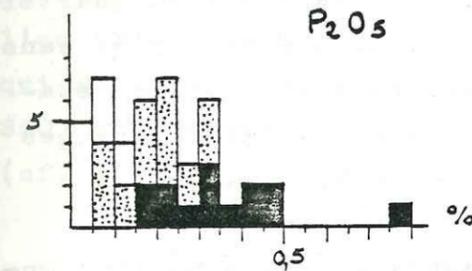
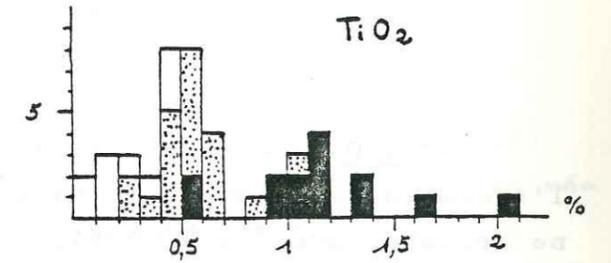
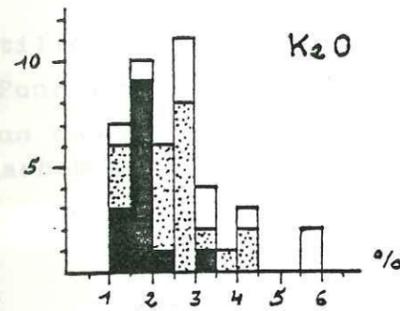
- * un mode net à 4,5 % pour les granodiorites;
- * deux modes mineurs à 6,75 % et 8,75 % pour les diorites.

- MgO : comme pour Fe_2O_3 , les trois faciès pétrographiques s'individualisent selon trois modes bien marqués :



□ - Granites et pegmatites
 ▨ - Granodiorites
 ■ - Diorites et diorites quartziques

Fig. 38 - Histogrammes de fréquence des éléments majeurs.



□ - Granites et pegmatites
 ▨ - Granodiorites
 ■ - Diorites et diorites quartziques

Fig. 39 - Histogrammes de fréquence des éléments majeurs et incompatibles.

- * granites et pegmatites : 0,75 %
- * granodiorites : 2,50 %
- * diorites et diorites quartziques : 4,25 %

- CaO : les teneurs s'étalent entre 0 et 7,5 %. Trois modes s'individualisent :

- * granites et pegmatites : 2,25 %
- * granodiorites : 3,75 %
- * diorites et diorites quartziques : 6,25 %

- Na₂O : les teneurs s'étalent entre 2,75 % et 6,5 %. Pour l'ensemble des faciès, un mode net s'individualise à 4,5 % (moyenne arithmétique $\bar{x} = 4,62$ %). Les diorites et les diorites quartziques présentent des teneurs comprises entre 2,75 % et 6,5 %, sans mode défini. Les teneurs des granodiorites relativement peu étalées présentent un mode net à 4,87 % ($\bar{x} = 4,68$ %), ainsi que les granites et les pegmatites avec un mode net à 4,37 %.

- K₂O : les teneurs sont étalées entre 1 % et 6 %. Deux modes apparaissent pour 1,75 % et 2,75 %. Excepté les granites et les pegmatites, ces deux modes représentent respectivement les diorites au sens large et les granodiorites.

- TiO₂ : les teneurs très étalées sont comprises entre 0 et 2,1 %. Deux modes apparaissent pour deux des faciès de la classification de TAYLOR :

- * 1,15 % pour les diorites ($\bar{x} = 1,15$ %),
- * 0,55 % pour les granodiorites ($\bar{x} = 0,53$ %).

- P₂O₅ : les teneurs sont comprises entre 0 et 0,5 % (excepté un échantillon à 0,8 %), sans mode marqué.

- Ba : les teneurs sont comprises entre 125 ppm et 1825 ppm. Seuls les faciès dioritiques, d'une part, et les faciès granodioritiques, d'autre part, présentent respectivement deux modes marqués : 625 et 1125 ppm.

- Sr : tous les faciès ont des teneurs comprises entre 300 et 1250 ppm, sans aucun mode distinct.

- Rb : hormis deux échantillons à 299 ppm et 793 ppm (échantillon de pegmatite), les teneurs s'étalent entre 0 et 200 ppm. Pour tous les faciès, un mode majeur s'individualise à 90 ppm et un mode mineur à 190 ppm.

III.1.5 - La différenciation magmatique dans les roches granitoïdes.

III.1.5.1 - Rappels.

La classification de TAYLOR utilisée (cf. III.1.2) étant basée sur les pourcentages de SiO₂, il faudra toujours se méfier de corrélations trompeuses pouvant en découler, surtout si l'on tient compte des éléments majeurs tels FeO^{tot}, MgO, TiO₂ et CaO qui montrent une distribution pratiquement identique à celle de SiO₂ suivant les coupures pétrographiques de cette classification (cf. III.1.4).

III.1.5.2 - Diagrammes FeO^{tot}-SiO₂, MgO-SiO₂, TiO₂-SiO₂ et CaO-SiO₂ (fig. 40).

Le comportement de ces quatre éléments en fonction de SiO₂ est identique et caractéristique d'une différenciation magmatique; tous les diagrammes montrent, en effet, une corrélation négative très nette sans aucune discontinuité, excepté peut-être au niveau des faciès les plus basiques; les nuages de points représentatifs des diorites et des diorites quartziques ne sont pas tout à fait dans le prolongement direct de la lignée continue de différenciation matérialisée par les granodiorites, les granites et les pegmatites. Cette légère discontinuité n'est pas forcément significative d'un phénomène anormal; en effet, elle est souvent observée et peut provenir du phénomène classique des lignées de différenciation, observé dans ce type de diagramme. (asymptotique)

A titre de comparaison, a été reporté sur les diagrammes FeO^{tot}, MgO, TiO₂, CaO - SiO₂, la courbe de différenciation des roches granitoïdes de l'antiforme Duxbury (P. VERPAELST, 1977 et cf. III.1.5.7) qui se surimpose relativement bien à celle des roches intrusives de la rivière Broadback, excepté pour CaO, où les roches de l'antiforme Duxbury sont nettement plus calciques.

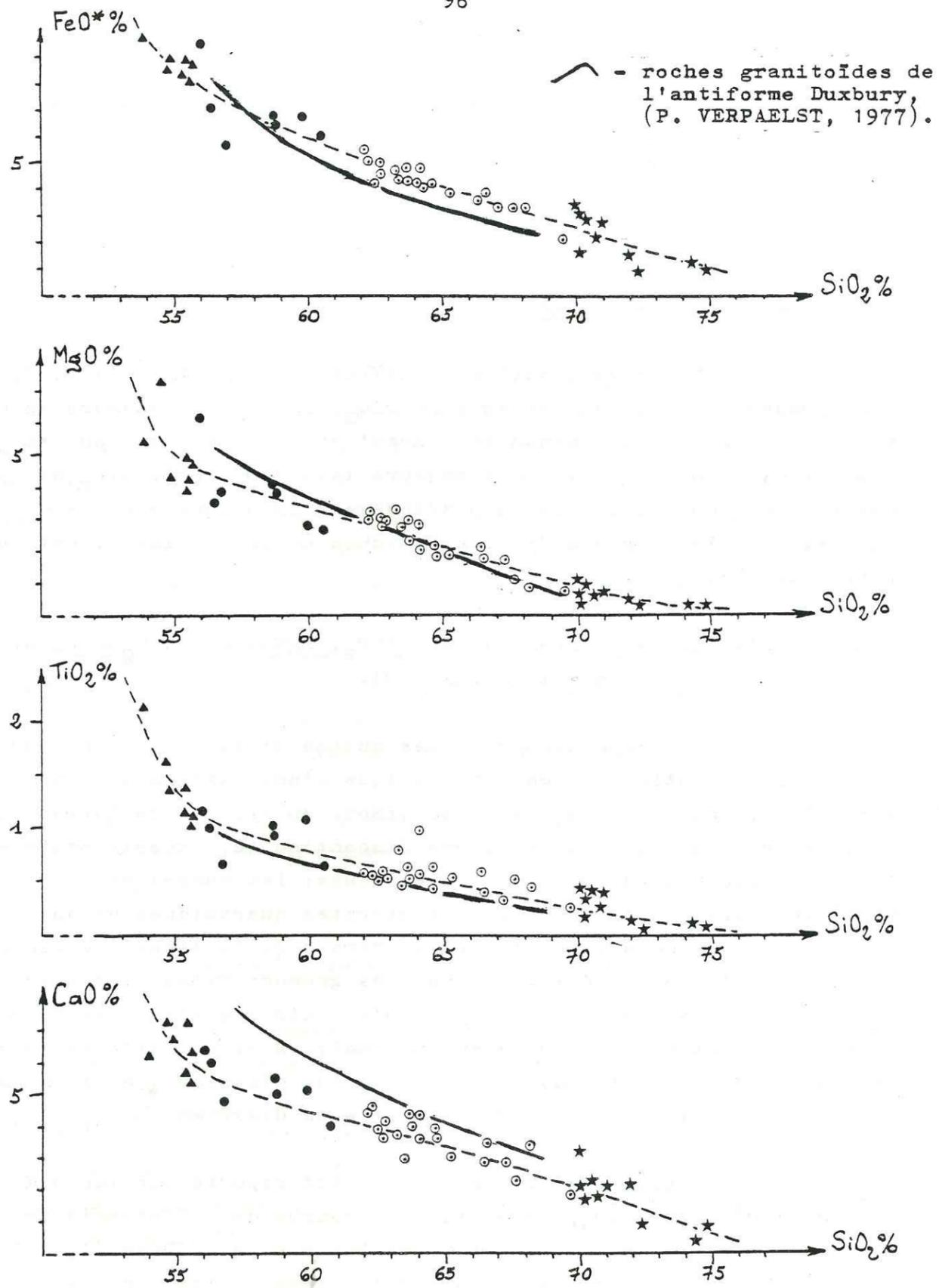


Fig. 40 - Diagrammes FeO*-SiO₂, MgO-SiO₂, TiO₂-SiO₂ et CaO-SiO₂.

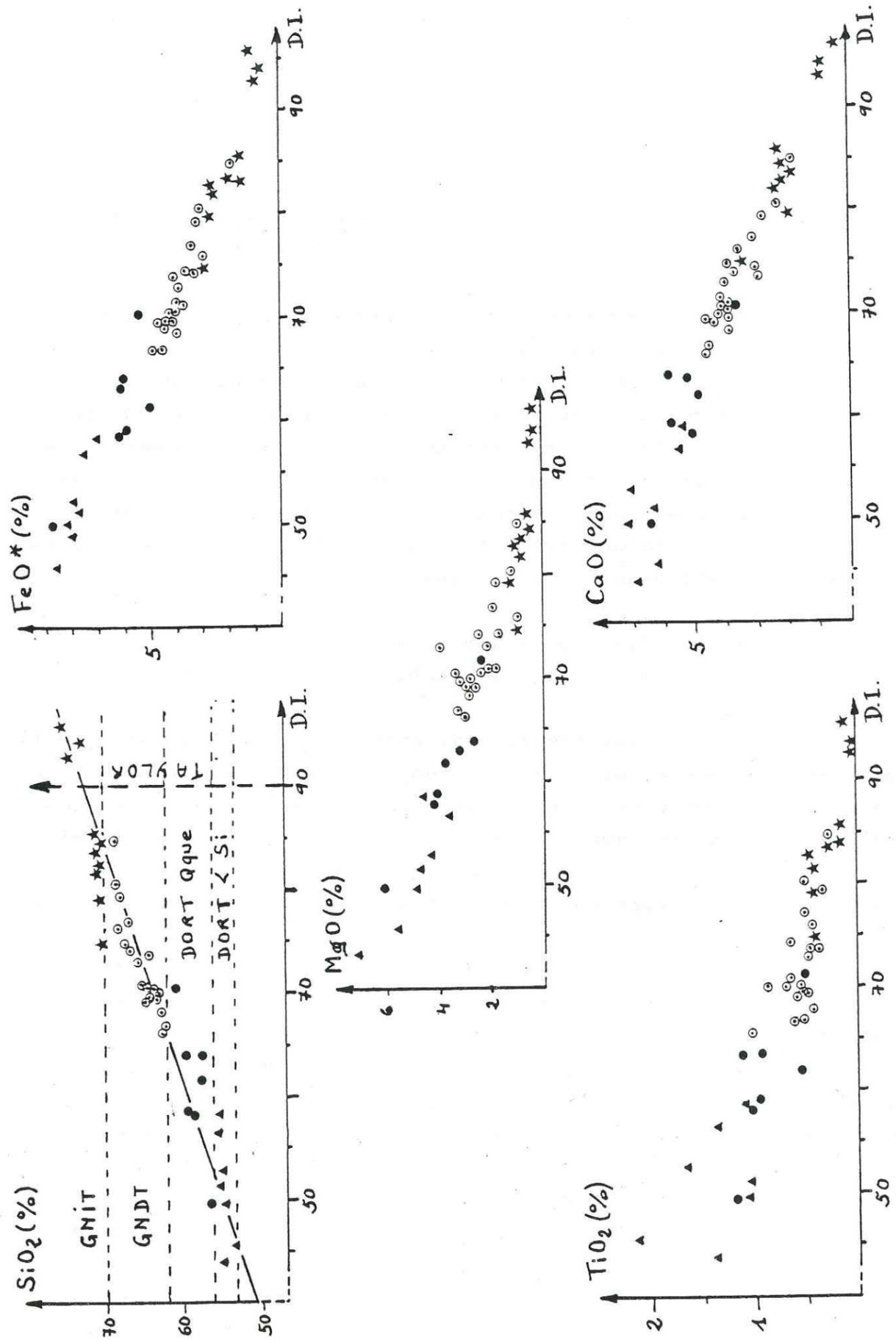


Fig. 41 - Diagrammes SiO₂-D.I., FeO*-D.I., MgO-D.I., TiO₂-D.I. et CaO-D.I.

III.1.5.3 - Diagrammes des éléments majeurs et du baryum en fonction du "differentiation index" de THORTON et TUTTLE (1960).

Le paramètre "differentiation index" est égal à :

$$D.I. = \text{Quartz} + \text{Albite} + \text{Orthose}$$

III.1.5.3.1 - Diagrammes SiO_2 -D.I., FeO^* -D.I., TiO_2 -D.I. et CaO -D.I. (fig. 41).

Le diagramme SiO_2 -D.I. présente une corrélation positive remarquable et fait évidemment ressortir la classification de TAYLOR; les quatre autres éléments en fonction du D.I. montrent une corrélation négative. Ainsi, en fonction du "differentiation index", le comportement de ces cinq éléments met en évidence une différenciation magmatique dans les roches granitoïdes, et contrairement aux diagrammes du paragraphe précédent, aucune discontinuité ou phénomène anormal de distribution des échantillons n'apparaît dans ces graphiques.

III.1.5.3.2 - Diagrammes Al_2O_3 -D.I., Na_2O -D.I., K_2O -D.I. et Ba -D.I. (fig. 42).

Les deux premiers diagrammes (Al_2O_3 -D.I. et Ba -D.I.) présentent la même allure; nous pouvons observer une différence de comportement entre deux grands ensembles d'échantillons (les diorites et les diorites quartziques, d'une part, et les granodiorites, les granites et les pegmatites, d'autre part); les diorites, au sens large, montrent une augmentation de Al_2O_3 et Na_2O jusqu'à la valeur du D.I. égale à environ 65, en suivant une courbe de corrélation positive; au dessus de cette valeur, les granodiorites et les granites montrent des pourcentages de Al_2O_3 décroissants (de 17 % à 14 %) et des pourcentages de Na_2O très légèrement décroissants d'environ 5 % à 3,7 %, en suivant une courbe de corrélation légèrement négative. Ainsi, les diorites, au sens large, suivent une évolution normale lors de la différenciation; ce phénomène est classique : le magma résiduel, lors de la cristallisation précoce des minéraux ferromagnésiens, s'appauvrit en Ca, Fe et Mg et s'enrichit en Si, Al, Na et K; par la suite, les granodiorites se dif-

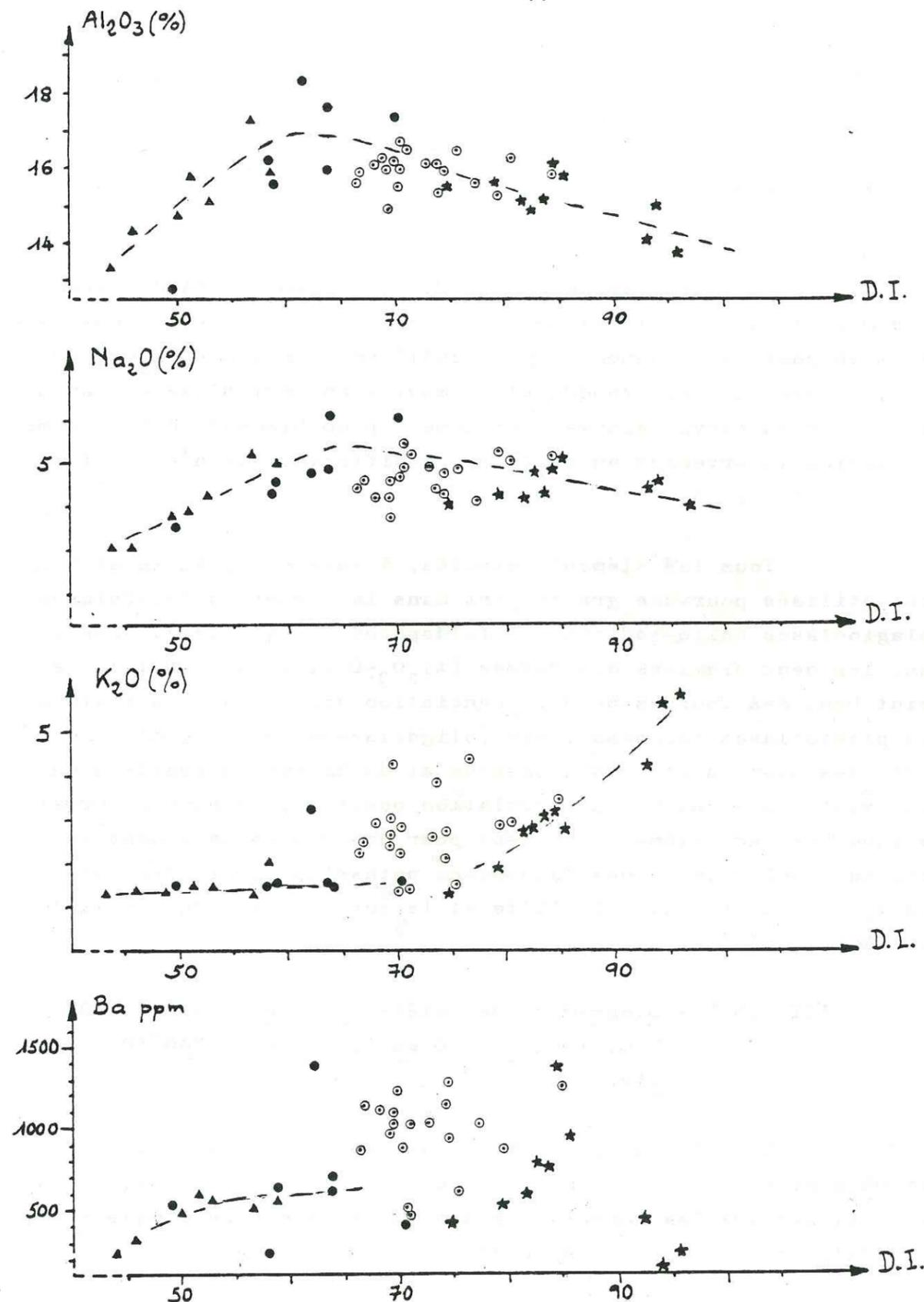


Fig. 42 - Diagrammes Al_2O_3 -D.I., Na_2O -D.I., K_2O -D.I. et Ba -D.I.

férencient et se constituent à partir d'un magma enrichi en Si, Al, Na et K, d'où les teneurs particulièrement élevées de ces roches en Al_2O_3 et Na_2O probablement plus importantes que la "normale" de par le phénomène de remobilisation survenu au cours de la différenciation et dont nous discuterons plus en détail dans le paragraphe III.1.5.7.

Sur les diagrammes K_2O -D.I. et Ba-D.I., la différenciation magmatique est globalement bien mise en évidence par une corrélation positive, phénomène particulièrement net pour K_2O . Toutefois, l'ensemble des granodiorites montre un enrichissement en potassium et en baryum anormal, phénomène probablement dû à la remobilisation intervenant au cours de la différenciation (cf. III.1.5.7).

Tous les éléments étudiés, à savoir Al, Na, K et Ba sont utilisés pour une grande part dans la formation des feldspaths (plagioclases calco-sodiques et feldspaths potassiques). Ainsi, dans les deux premiers diagrammes (Al_2O_3 -D.I. et Na_2O -D.I.), le point haut des courbes de différenciation correspond au maximum des plagioclases calco-sodiques (oligoclase-andésine); d'autre part, les pourcentages du potassium et du baryum en fonction du D.I. montre une courbe de corrélation positive, phénomène normal puisque ces deux éléments entrent pour une grande part dans la structure moléculaire des feldspaths potassiques, ces derniers étant, en général, avec l'albite et le quartz les derniers minéraux à cristalliser

III.1.5.4 - Diagrammes des éléments majeurs SiO_2 , FeO^* , MgO , TiO_2 et CaO en fonction de FeO^*/MgO (cf. fig. 43).

Les classes pétrographiques de la classification de TAYLOR sont de nouveau bien mises en évidence sur les diagrammes de la figure 43; les nuages représentatifs de chaque classe sont, en effet, toujours très distincts.

Ces diagrammes accentuent la différence entre les diorites, au sens large, et les granodiorites et les granites; en effet, le nuage représentatif des diorites s'individualise très net-

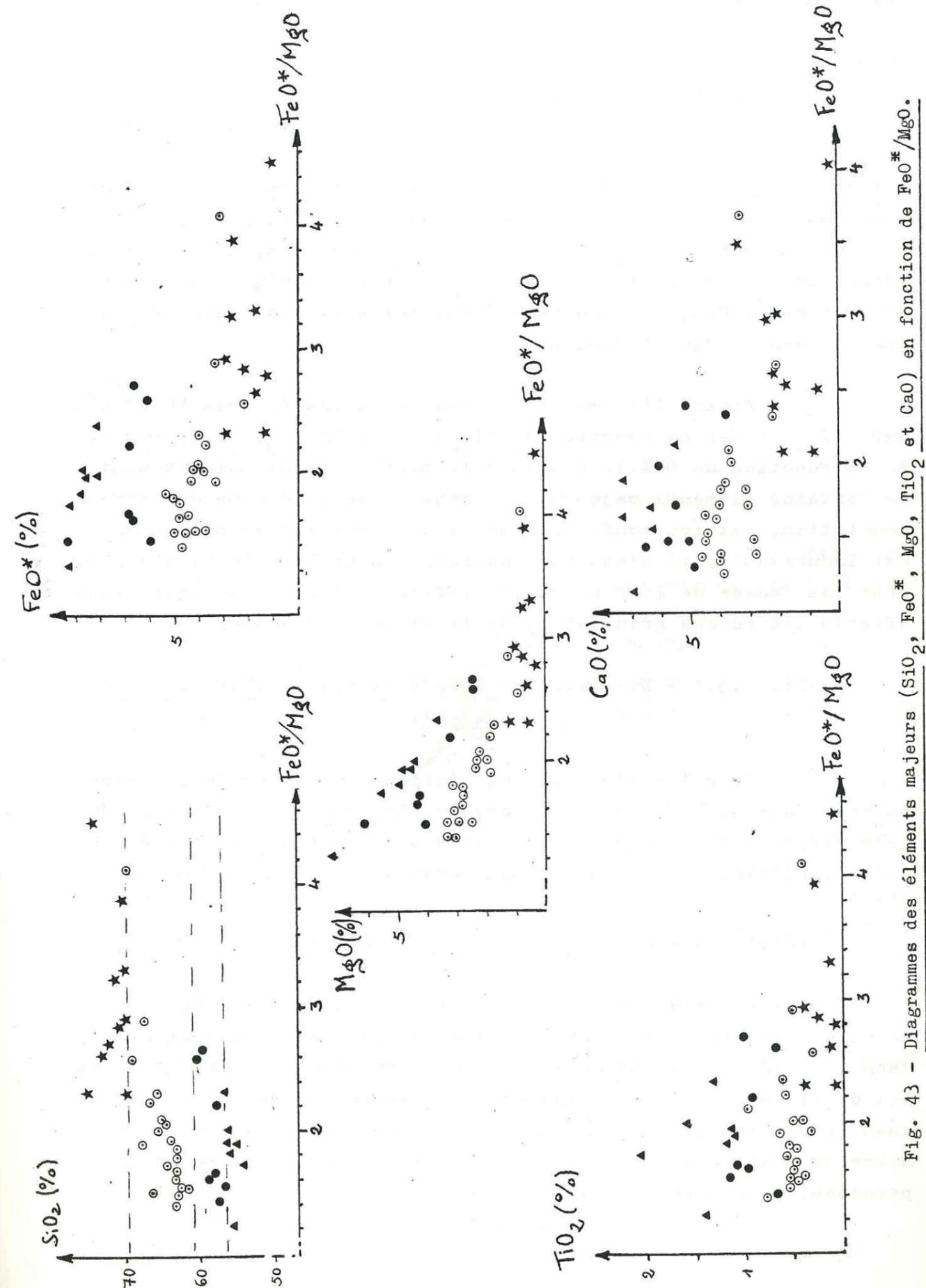


Fig. 43 - Diagrammes des éléments majeurs (SiO_2 , FeO^* , MgO , TiO_2 et CaO) en fonction de FeO^*/MgO .

tement en matérialisant une différenciation magmatique; les deux diagrammes $\text{FeO}^{\text{Mg}}-\text{FeO}^{\text{Mg}}/\text{MgO}$ et $\text{MgO}-\text{FeO}^{\text{Mg}}/\text{MgO}$ sont, de ce fait, très caractéristiques; les faciès les plus basiques (diorites, au sens large) suivent, semble-t-il, une courbe de différenciation normale; les autres échantillons (granodiorites et granites) suivent parallèlement une autre courbe de différenciation magmatique très évidente. Cette disposition graphique apparaît aussi, mais de manière moins marquée, sur les diagrammes faisant intervenir les éléments suivants: SiO_2 , TiO_2 et CaO . D'autre part, il est remarquable de constater l'anticorrélation parfaite qu'il existe entre SiO_2 et FeO^{Mg} , CaO , ce phénomène étant moins évident pour les autres éléments (MgO et TiO_2).

Ainsi, l'anomalie entrevue dans les figures 40 (FeO^{Mg} , MgO , TiO_2 et CaO en fonction de SiO_2) et 42 (Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et Ba en fonction de D.I.), à savoir la différence de comportement de certains éléments majeurs avec rupture de la courbe de différenciation, est ici confirmée. Si la différenciation magmatique est indubitable, il n'est pas possible, pour l'instant, d'expliquer les causes de la rupture de différenciation magmatique ayant affecté les roches granitoïdes de la rivière Broadback.

III.1.5.5 - Diagramme de PEARCE et al. (1977): $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}^{\text{Mg}}-\text{MgO}$, (cf. fig. 44).

Tous les échantillons s'alignent le long de la lignée calco-alcaline. De nouveau, on observe le déplacement anormal du nuage représentatif des granodiorites par rapport à la lignée de différenciation normale des roches granitoïdes.

III.1.5.6 - Diagramme $\text{MgO} - \text{FeO}^{\text{Mg}}$ (cf. fig. 45).

Les échantillons sont situés en totalité dans le domaine calco-alcalin. C'est sur ce diagramme que l'anomalie décelée dans la différenciation magmatique ressort le mieux. Les diorites, les diorites quartziques, les granites et les pegmatites s'alignent parfaitement sur une lignée de différenciation. Cette dernière se confond pratiquement avec celles prises à titre de comparaison, à savoir:

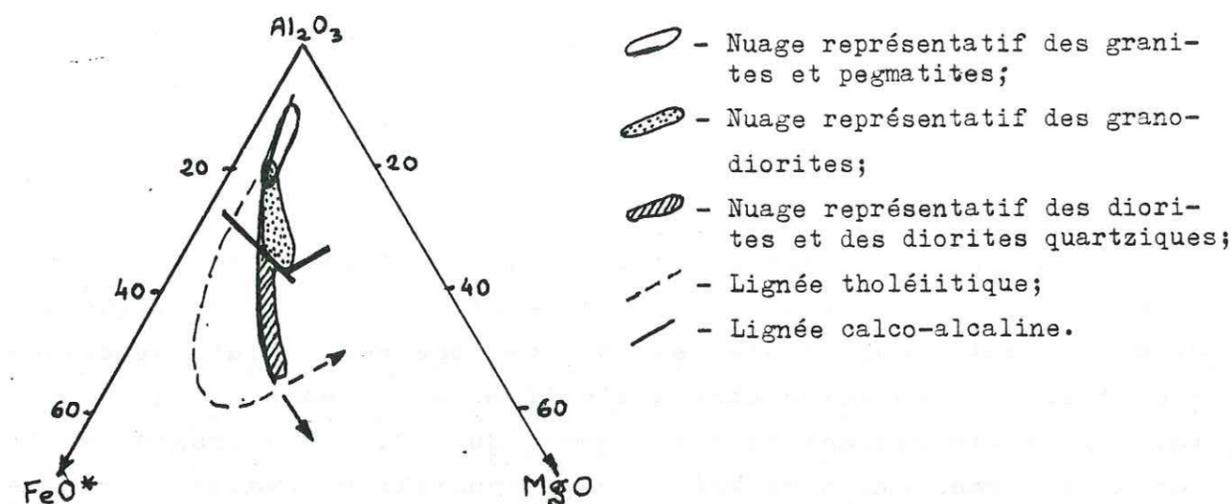


Fig. 44 - Diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}^{\text{Mg}}-\text{MgO}$ (PEARCE et al., 1977).

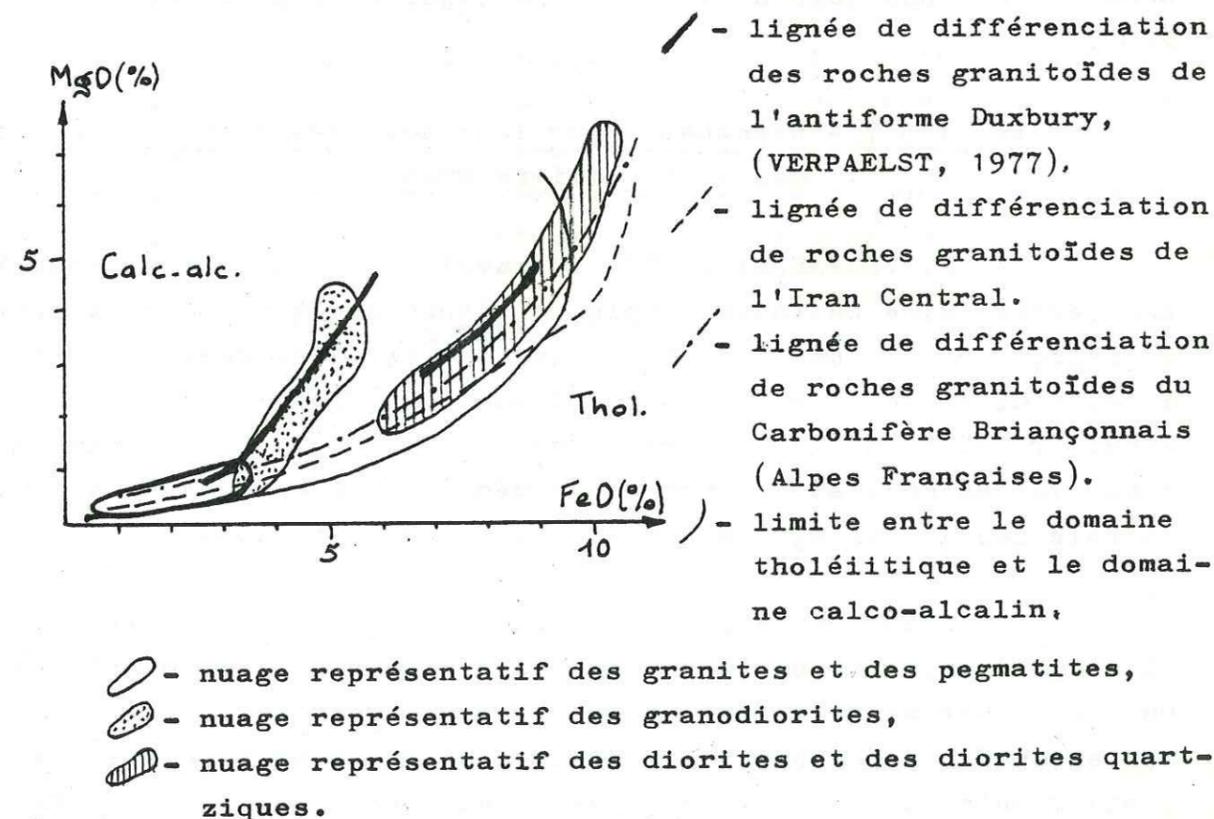


Fig. 45 - Diagramme $\text{MgO} - \text{FeO}^{\text{Mg}}$.

- celle des roches granitoïdes de l'antiforme Duxbury (VERPAELST P. , 1977),
- celle de roches granitoïdes de l'Iran Central (CAILLAT, DEHLAVI et MARTEL-JANTIN, 1978),
- celle de roches granotoïdes du Carbonifère Briançonnais (Alpes Françaises), (PIANTONE, 1980).

Si les nuages, d'une part, des diorites au sens large, d'autre part, des granites, se disposent le long de ces lignées de différenciation, il n'en est pas de même pour celui des granodiorites: il s'enracine bien à l'extrémité du champ des granites, mais il quitte rapidement ces lignées du fait d'une brusque et importante augmentation de MgO. Ainsi, apparaît un hiatus entre granodiorites et diorites pour une valeur de FeO^{M} proche de 6 %. Nous avons tenté de paralléliser le comportement de TiO_2 avec MgO en fonction de FeO^{M} ; le titane se comporte de la même manière, mais de façon beaucoup moins évidente, c'est la raison pour laquelle nous n'avons pas jugé utile de faire figurer le diagramme TiO_2 - FeO^{M} .

III.1.5.7 - Hypothèses sur la genèse des roches granitoïdes de la rivière Broadback.

P. VERPAELST (1977) a travaillé sur la bande métavolcanosédimentaire Eastmain - Opinaca située au NW de notre terrain à environ 150 km. Le contexte géologique est absolument identique à celui de la bande métavolcanosédimentaire Frotet - Evans; il est ainsi probable que les divers phénomènes magmatiques, métamorphiques, volcaniques et sédimentaires décrits par cet auteur soient corrélables à ceux mis en évidence dans notre région.

L'auteur décrit une structure antiforme (antiforme "Duxbury") encadrée par des formations métavolcanosédimentaires. Un noyau central de "gneiss tonalitiques" (roches très hétérogènes) est entouré par une auréole de granodiorites très homogènes, le contact entre ces deux formations étant très diffus. Ce schéma géologique rappelle fortement celui de l'antiforme de la rivière Broadback.

Nous allons donc, comme cet auteur, poser les mêmes

hypothèses et essayer de les discuter:

- 1) - Les granodiorites et les granites seraient un produit de contamination d'un magma intrusif par la roche encaissante:

Les roches encaissantes sont, dans notre secteur, toujours constituées d'anciennes formations volcaniques basiques à tendance tholéiitique; l'assimilation de ces roches par un matériel intrusif aurait contaminé ce dernier et produit une roche nettement plus basique, en particulier en bordure de la masse intrusive. Or, le contact entre les granodiorites et les métavolcanites est toujours franc et, à proximité de ce contact, la roche intrusive ne présente aucun changement de faciès. Toutefois, en un point, près de la terminaison périclinale de l'antiforme de la rivière Broadback, nous avons pu observer des enclaves métavolcanosédimentaires (paragneiss et amphibolites); il est bien évident que, pour ce secteur restreint de quelques dizaines de mètres carrés, nous ne pouvons rejeter catégoriquement l'éventualité de phénomènes de contamination-assimilation. Mais, d'une manière générale, à l'échelle du massif, cette première hypothèse de formation des "granodiorites-granites" par assimilation et contamination d'un stock magmatique intrusif par les roches est à rejeter.

- 2) - Les "granodiorites-granites" et les diorites, au sens large, pourraient être issus de deux magmas différents et s'être mis en place à des époques différentes:

Le comportement de tous les éléments majeurs dans tous les diagrammes utilisés a permis de préciser la tendance calco-alcaline des roches granitoïdes constituant l'antiforme et la présence d'une différenciation magmatique. Si toutes les roches intrusives semblent donc être issues d'un même magma à l'origine, nous avons vu pour certains indices de différenciation (particulièrement FeO^{M}/MgO), pour le diagramme de PEARCE, et surtout pour le diagramme $MgO - FeO^{\text{M}}$, qu'une interruption dans la différenciation existait entre les diorites au sens large, d'une part, et les granites, d'autre part.

Nous avons déjà évoqué la grande similitude existant entre l'antiforme "Duxbury" décrit par P. VERPAELST et l'antiforme de la rivière Broadback; l'auréole externe des deux massifs est constitué dans les deux cas de granodiorites très homogènes tandis que la partie centrale est différente:

- l'antiforme "Duxbury" montre des gneiss tonalitiques hétérogènes (nomenclature de l'auteur);
- l'antiforme "Broadback" montre des diorites et des diorites quartziques, toutes deux étant des roches hétérogènes.

Cette différence n'est peut-être pas aussi évidente si la nomenclature utilisée n'est pas la même; ainsi, l'auteur précise: "la nomenclature lithologique utilisée dans ce mémoire est sensiblement la même que celle utilisée sur le terrain. Cette nomenclature est celle des géologues du Ministère des Richesses Naturelles travaillant dans la Province du lac Supérieur, au Québec. Elle est avant tout basée sur la composition minéralogique macroscopique des roches. La classification des roches ignées utilisée est celle de la Commission Géologique du Canada. Nous devons préciser que l'appellation "tonalite" sera employée à la place de "diorite quartzique". Ce terme comprend aussi les "trondhjémites" (tonalites leucocrates). Cette nomenclature a été choisie par les géologues du Ministère afin d'éviter la multiplicité des noms pour les mêmes lithologies, et en fonction d'une cartographie à plus ou moins petite échelle. Aussi, lorsque cela s'avère nécessaire, il est possible de préciser la nature des roches par l'addition d'adjectifs concernant la structure et la texture des roches décrites (ex: tonalite gneissique, gneiss granitique,...)".

Ainsi, le terme "gneiss tonalitique" utilisé par P. VERPAELST pour les roches de la partie centrale de l'antiforme "Duxbury" correspond vraisemblablement à des diorites quartziques très foliées, telles que nous les concevons; de plus, les descriptions macroscopiques et microscopiques des "gneiss tonalitiques" de cet auteur correspondent sensiblement à celles des diorites quartziques de l'antiforme "Broadback", à quelques nuances près:

- le pourcentage des minéraux ferromagnésiens (biotite, et surtout amphiboles) est plus faible dans les gneiss tonalitiques (environ 10 à 15 %) que dans les diorites quartziques de notre secteur (en moyenne: 20 %);
- la granulométrie des minéraux des gneiss tonalitiques est légèrement inférieure à celle des diorites quartziques.

Sur la majorité des diagrammes de ce paragraphe, a été reporté la traîne des échantillons des roches granitoïdes de l'antiforme "Duxbury" (P. VERPAELST, 1977).

Après des études géochimiques et surtout isotopiques (rapports isotopiques Sr^{87}/Sr^{86} , etc...), l'auteur montre que, dans la structure antiforme "Duxbury", "les granodiorites de l'auréole externe du massif intrusif sont issues par remobilisation de roches intrusives plus anciennes dont les "gneiss tonalitiques" seraient les reliques", ce fait étant confirmé par les âges isotopiques différents (méthode au Rb/Sr) des deux formations:

- 2930 M.a.: âge des "gneiss tonalitiques",
- 2480 M.a.: âge des granodiorites.

Quant à l'origine du magma ayant produit les "gneiss tonalitiques", l'auteur n'arrive pas à une conclusion certaine; toutefois, il n'exclut pas la possibilité d'une éventuelle remobilisation de roches ignées beaucoup plus anciennes. Ainsi, dans ce cas, nous aurions eu à faire à deux remobilisations successives, la première permettant la mise en place vers 2930 M.a. d'un matériel intrusif granitoïdique, et, vers 2480 M.a., lors de l'orogénèse kénoraniennne, la seconde permettant la formation et la mise en place des granodiorites à partir de ce premier matériel intrusif.

N'ayant pas effectué toutes les mesures isotopiques qu'a faites cet auteur, nous ne pouvons pas confirmer ni infirmer le contenu de ses conclusions appliqué à notre terrain. Malgré tout, les analogies sont troublantes et, de plus, en envisageant seulement l'hypothèse de la seconde remobilisation, nous

pourrions ainsi expliquer les anomalies relevées dans les courbes de différenciation observées dans les diagrammes géochimiques, en particulier ceux des figures 42, 43, 44 et 45. Rappelons que la courbe de différenciation des roches granitoïdes est interrompue au niveau des granodiorites. Les diorites, au sens large, suivent une courbe de différenciation normale comparée à d'autres formations granitoïdes du même type (Iran Central et Carbonifère Briançonnais des Alpes Françaises), (Cf. fig. 45), tandis que les granodiorites, les granites et les pegmatites suivent une autre courbe de différenciation. Cette rupture dans le processus de différenciation serait dû à la remobilisation d'un stock intrusif plus ancien entraînant, en particulier une brusque augmentation du potassium et du baryum dans les granodiorites (cf. fig. 42: diagrammes K_2O -D.I. et Ba-D.I.), phénomène normal puisque les éléments tels K et Ba sont plus facilement remobilisables lors d'un événement thermique conduisant à une fusion partielle.

En définitive, par comparaison avec le processus de différenciation décrit par P. VERPAELST sur les roches granitoïdes de l'antiforme "Duxbury" appartenant à la bande métavolcanosédimentaire Eastmain - Opinaca, et à l'appui de l'observation de nos diagrammes géochimiques, nous considérerons désormais comme un fait établi la conclusion suivante:

"L'origine du magma ayant produit les granodiorites de l'auréole externe de l'antiforme de la rivière Broadback se trouve dans la remobilisation d'un premier massif intrusif dont les diorites et les diorites quartziques occupant le centre de l'antiforme, sont les reliques, après cette remobilisation".

III.2 - Les amphibolites.

III.2.1 - Rappels.

Les amphibolites n'ont pas toutes le même mode de gisement. Elles se regroupent en trois ensembles:

- les amphibolites des boutonnières,
- les metabasaltes à hornblende ou actinote des sillons métavolcanosédimentaires,
- les amphibolites en enclaves dans les roches intrusives.

Ces roches massives sont constituées, en grande partie, de hornblende verte ou actinote et de plagioclase (oligoclase-andésine). Les minéraux accessoires sont la biotite, l'épidote, le sphène, etc...

Onze analyses géochimiques ont été effectuées dont la distribution est la suivante:

- 7 analyses d'amphibolites des boutonnières,
- 2 analyses d'amphibolites d'enclaves,
- 2 analyses de metabasaltes.

Ces analyses ont été reportées dans l'annexe N° 3.

Dans tous les diagrammes de ce paragraphe, figurera, à titre d'information, l'analyse d'une diabase d'un des dykes de la rivière Broadback (JR 400).

III.2.2 - Origine des amphibolites.

III.2.2.1 - Critères de terrain et critères minéralogiques.

Un certain nombre d'arguments nous permettent d'envisager une origine ignée pour les amphibolites; nous pouvons citer:

- la présence de laves en coussins associées à des metabasaltes dans le sillon métavolcanosédimentaire "sud", à quelques kilomètres à l'Ouest de notre terrain (cf. FRANCONI - 1976),

- 1 - Basaltes
- 2 - Grauwackes
- 3 - Shales et roches argilocarbonatées
- 4 - Arkoses

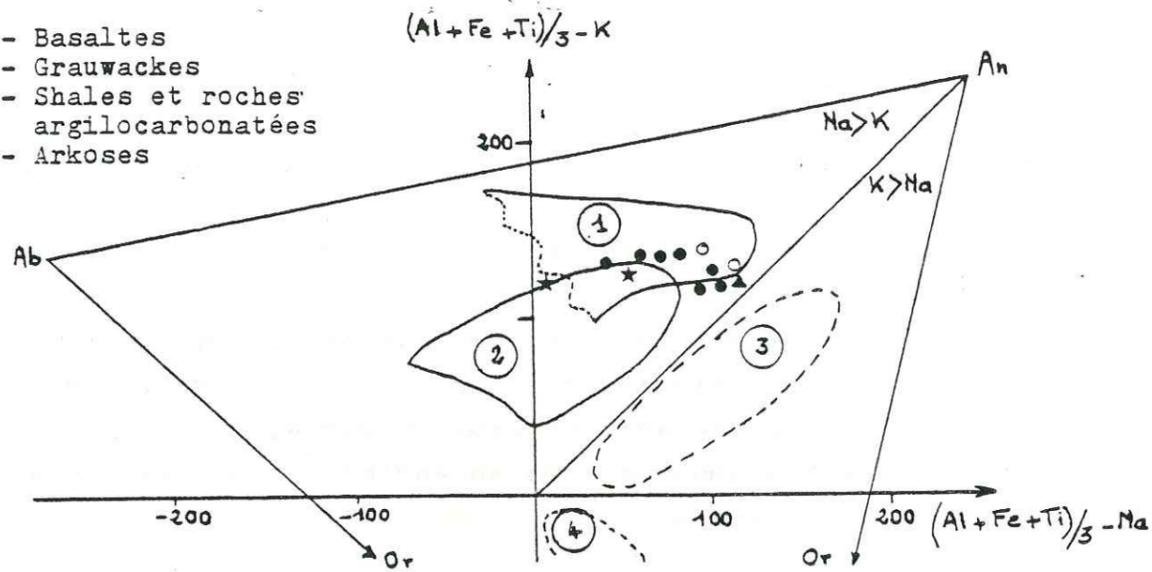


Fig. 46 - Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K - (Al+Fe+Ti)/3-Na$ (Moine et de la Roche - 1968).

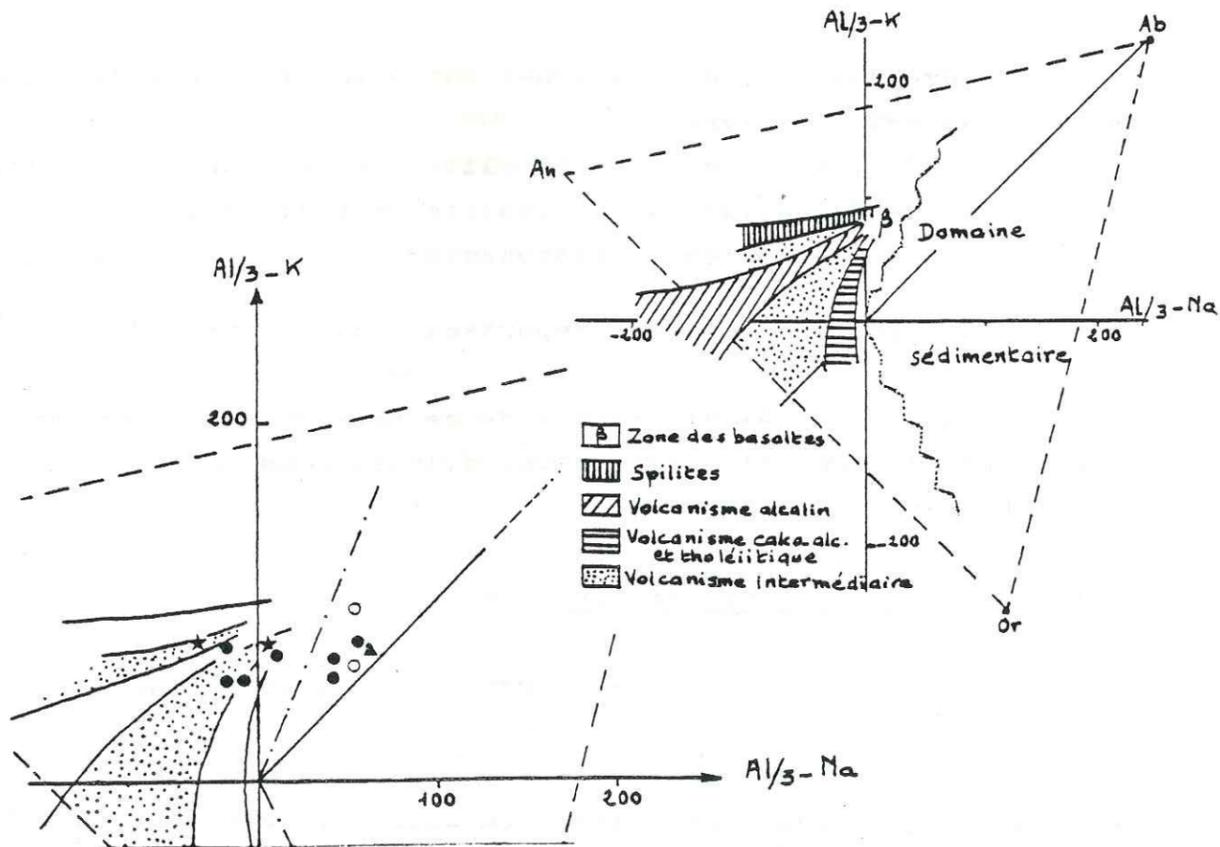


Fig. 47 - Diagramme $(Al/3-K) - (Al/3-Na)$ - (Moine et de la Roche-1968).

Légende commune aux deux diagrammes:

- - amphibolites des boutonnières,
- ★ - amphibolites des enclaves,
- - metabasaltes,
- ▲ - diabase.

- la présence de reliques d'augite dans certaines lames minces d'amphibolites (cf. II.2.1.3.1 et II.2.2.3.2).

III.2.2.2 - Critères géochimiques.

Les analyses d'amphibolites ont été reportées sur les diagrammes de MOINE et de LA ROCHE - 1968 (cf. fig. 46 et 47) :

- diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K - (Al+Fe+Ti)/3-Na$,
- diagramme $(Al/3-K) - (Al/3-Na)$.

Dans les deux figures, tous les échantillons sont inclus dans le champ des basaltes ou très proches de lui.

L'examen des teneurs de certains éléments (en traces et incompatibles) pourrait permettre de confirmer l'hypothèse de l'origine basaltique des amphibolites. Ne disposant pas des analyses des éléments traces qui seraient les plus discriminantes (Ni, Cr, Co et Va), nous ne considérerons que les éléments incompatibles: Ba, Rb et Sr.

Dans le tableau suivant, ont été reportées les teneurs moyennes de ces éléments pour différents types de roches ainsi que les teneurs moyennes de nos amphibolites (excepté les deux échantillons d'enclaves) :

| | Ba ppm | Sr ppm | Rb ppm |
|--|---------------|---------------|------------|
| Basaltes (PRINZ - 1964) | 303 (10-1200) | 544 (18-2000) | 39 (1-150) |
| Calcaires (RANKAMA et SAHAMA - 1950) | 120 | 425-765 | 391 |
| Argiles - Schistes (RANKAMA et SAHAMA - 1950) | 200 | 20 | 540-730 |
| "Amphibolites" de notre région d'étude | 242 | 439 | 63 |

En ce qui concerne le Ba et le Sr, leurs faibles écarts observés entre les trois catégories de roches-références ne permettent pas d'utiliser les dosages que nous avons effectués. Par

contre, la différence très importante des teneurs en rubidium établit une nette discrimination entre les basaltes et les roches métasédimentaires. Les métavolcanites de notre région, pauvres en Rb, seraient, dans ce cas, d'origine basaltique.

III.2.3 - Nature du magma originel.

III.2.3.1 - Rappels.

Les amphibolites et les metabasalts ont subi deux métamorphismes successifs. Au premier, de stade moyen à élevé, a succédé une rétro-morphose de stade faible (cf. II.2.5.4). Il est ainsi vraisemblable que ces deux métamorphismes ont engendré des variations de la teneur de certains éléments, dues aux néocrystallisations, à la formation de certains minéraux hydroxylés, etc... Nous ne discuterons pas de ces variations mais nous serons toujours conscients de leur existence éventuelle, même si le système constitué par les metabasalts ou les amphibolites apparaît comme relativement clos dans son ensemble.

D'autre part, nous avons décrit dans le paragraphe II.2.2.1 de nombreuses enclaves (de plus ou moins grande taille) de metabasalts dans les roches intrusives. Nous verrons dans les paragraphes suivants que ce type de metabasalts montre des caractères géochimiques différents de ceux de la majorité des metabasalts et des amphibolites, différence découlant de leur position en enclaves et due probablement à une influence des roches granitoïdes lors de leur mise en place.

III.2.3.2 - Métabasalts de l'Ouest de la bande métavolcanosédimentaire "Frotet-Evans".

Ces roches ont été étudiées par FRANCONI (1974); elles présentent les mêmes caractères pétrographiques et minéralogiques que ceux du secteur d'étude, à quelques détails près :

- la fréquence du débit en coussins ("pillow-lavas") est plus importante,
- la foliation est pratiquement inexistante, à l'exception des zones proches de la bordure de la ban-

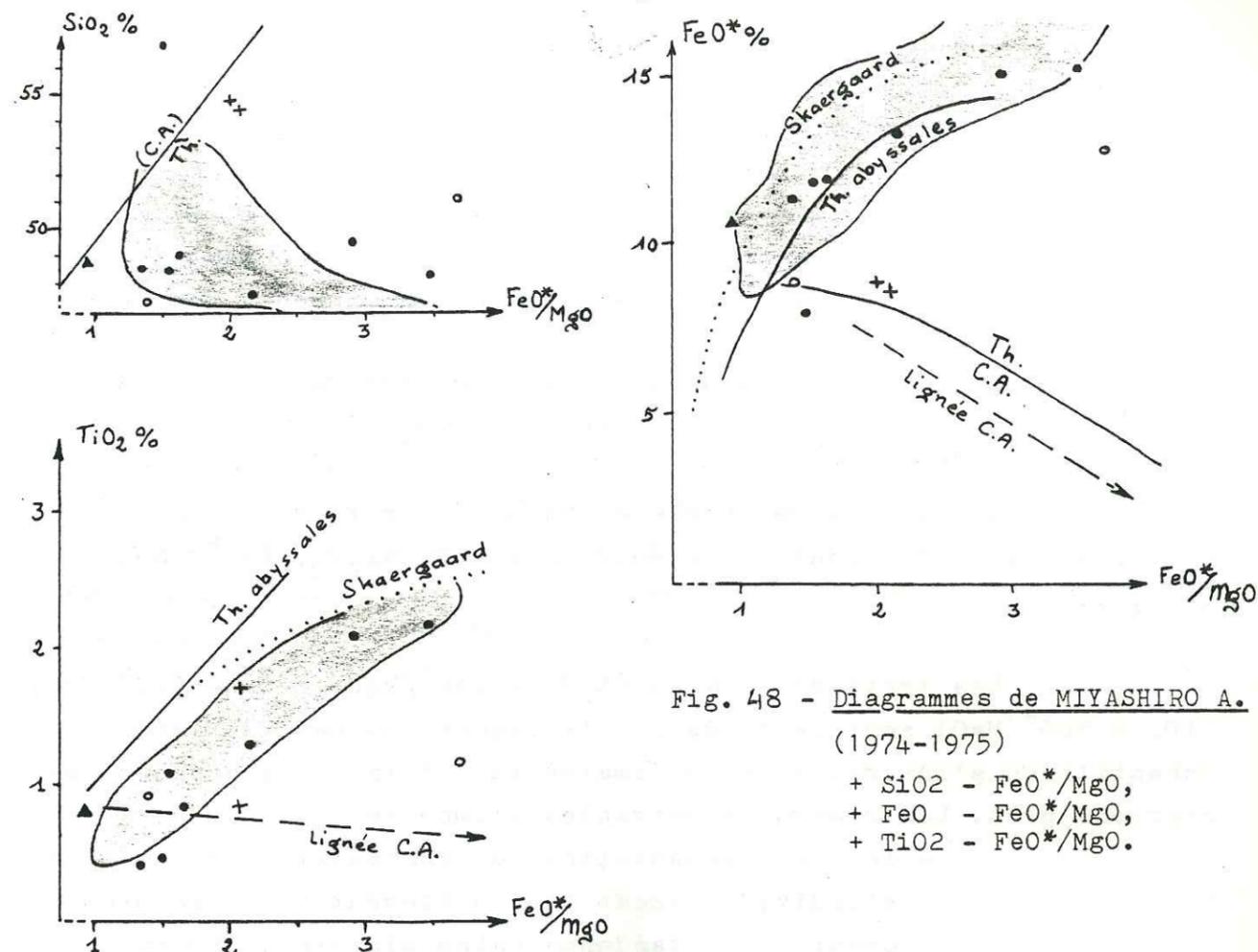


Fig. 48 - Diagrammes de MIYASHIRO A. (1974-1975)

- + SiO₂ - FeO*/MgO,
- + FeO - FeO*/MgO,
- + TiO₂ - FeO*/MgO.

Légende commune à tous les diagrammes :

- - amphibolites des boutonnières,
- + - amphibolites des enclaves,
- - metabasalts,
- ▲ - diabase.
- ◊ - champ représentatif de 40 metabasalts de l'Ouest de la bande métavolcanosédimentaire Frotet-Evans.

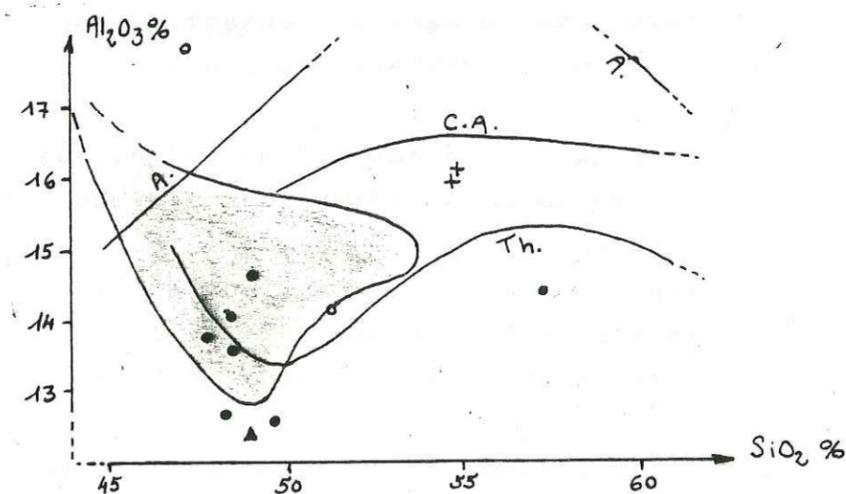


Fig. 49 - Diagramme Al₂O₃ - SiO₂ (FONTEILLES - 1968).

de métavolcanosédimentaire ou proches des intrusions.

Quarante analyses de metabasaltes de l'Ouest de la bande métavolcanosédimentaire ont été effectuées au Ministère des Richesses Naturelles du Québec (cf. FRANCONI - 1974) et sont figurées dans certains diagrammes présentés dans les paragraphes suivants.

III.2.3.3 - Diagrammes de MIYASHIRO (1974 - 1975) et diagrammes de FONTEILLES (1968).

Ces diagrammes ont été choisis pour la faible mobilité des éléments qu'ils font intervenir, à savoir Al_2O_3 , FeO^{Mg} , MgO , TiO_2 ,...

Les trois diagrammes ($SiO_2 - FeO^{Mg}/MgO$; $FeO^{Mg} - FeO^{Mg}/MgO$; $TiO_2 - FeO^{Mg}/MgO$) sont reportés sur la figure 48. La majorité de nos échantillons s'inscrit dans le domaine tholéitique, à quelques exceptions près. Les remarques suivantes s'imposent :

- les deux échantillons d'amphibolites en enclaves s'individualisent très nettement et se rapprochent de la tendance calco-alcaline, phénomène particulièrement marqué sur les diagrammes ($SiO_2 - FeO^{Mg}/MgO$ et $FeO^{Mg} - FeO^{Mg}/MgO$). Un des échantillons de metabasaltes s'écarte aussi de la moyenne de toutes les roches représentées. Ce caractère original peut être expliqué par sa proximité avec les roches intrusives (échantillon JR 315, prélevé pratiquement au contact des roches intrusives de la rivière Broadback);

- le nuage représentatif des metabasaltes de l'Ouest de la bande métavolcanosédimentaire est situé, aussi, dans le domaine tholéitique et s'aligne parfaitement, surtout en ce qui concerne le fer et le titane, sur les lignes de différenciation du Skaergaard (WAGER et MITCHELL).

D'autre part, la majorité de nos échantillons et les metabasaltes de l'Ouest de la bande métavolcanosédimentaire est é-

galement située sur la lignée tholéitique dans le diagramme $Al_2O_3 - SiO_2$ (FONTEILLES - 1968), (fig. 49). Notons encore la position particulière des deux échantillons d'enclaves, intermédiaires entre une tendance tholéitique et une tendance calco-alcaline.

III.2.3.4 - Diagramme A.F.M. (KUNO - 1968 et TEGYEY - 1979), (cf. fig. 50).

Tous les points représentatifs des metabasaltes et des amphibolites sont inclus dans le domaine tholéitique, à l'exception des deux échantillons d'enclaves qui tombent dans le domaine calco-alcalin; ils s'alignent parfaitement sur la ligne de différenciation du Skaergaard dans sa partie la plus basique comme le champ représentatif des 40 metabasaltes de l'Ouest de la bande métavolcanosédimentaire "Frotet-Evans" (en grisé)

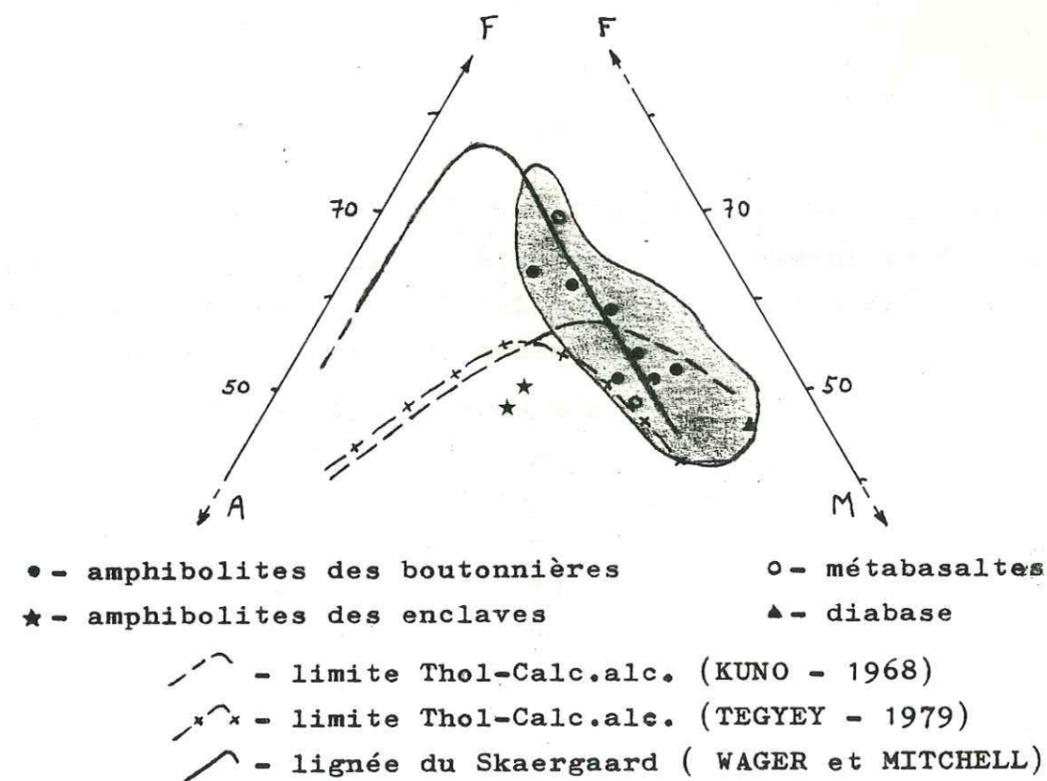


Fig. 50 - Diagramme A.F.M. (KUNO- 1968 et TEGYEY- 1979).

III.2.4 - Conclusions.

Les métavolcanites du secteur étudié ainsi que celles de l'Ouest de la bande métavolcanosédimentaire montrent les mêmes caractères géochimiques et appartiennent toutes deux à un volcanisme basaltique de type tholéiitique.

III.3 - Les roches métasédimentaires.

III.3.1 - Rappels.

Dix-huit analyses géochimiques des roches métasédimentaires (cf. annexe n° 2 et 3) ont été effectuées dont la répartition pétrographique est la suivante :

- 9 paragneiss du sillon métavolcanosédimentaire sud,
- 2 paragneiss du sillon métavolcanosédimentaire nord,
- 1 schiste à andalousite appartenant à un niveau peu épais intercalé dans les paragneiss,
- 6 gneiss leucocrates des boutonnières.

III.3.2 - Histogrammes de fréquence.

Les histogrammes de fréquence sont représentés sur la figure 51.

III.3.2.1 - Éléments majeurs.

La distribution des éléments majeurs pour les paragneiss et les gneiss leucocrates est pratiquement identique et aucune différence nette n'apparaît. Un (ou deux) mode bien marqué s'individualise pour les éléments suivants :

- Al_2O_3 (15,50 % et 16,75 %)
- FeO^* (6,5 %)
- MgO (1,26 % et 2,75 %)
- TiO_2 (0,5 %)
- CaO (2,5 %)
- Na_2O (3,4 %)
- P_2O_5 (1,0 %)

Seul l'échantillon de schiste à andalousite montre des teneurs singulières, particulièrement élevées pour les éléments suivants :

- K_2O (5,33 %)
- Al_2O_3 (23,47 %)

III.3.2.2 - Eléments incompatibles.

La distribution du baryum est identique pour les paragneiss, les gneiss leucocrates et le schiste à andalousite avec deux modes majeurs proches (412 ppm et 687 ppm).

Par contre, les teneurs en Rb et Sr sont différentes entre les paragneiss et les gneiss leucocrates. Ces derniers ont des teneurs faibles en Rb (< 160 ppm) et élevées (> 750 ppm) contrairement aux paragneiss qui montrent des teneurs en Rb comprises entre 0 et 600 ppm et des teneurs en Sr inférieures à 750 ppm.

Les teneurs plus importantes en Rb des paragneiss et la teneur particulièrement élevée du schiste à andalousite (710 ppm) permettent d'envisager un plus grand degré d'évolution des sédiments originels dans lesquels le rubidium serait lié aux minéraux argileux (illites).

III.3.3 - Diagrammes de de LA ROCHE.

D'après H. de LA ROCHE, les tendances géochimiques originelles des sédiments sont conservées malgré les recristallisations métamorphiques. Aussi, avons-nous utilisé les diagrammes de cet auteur pour déterminer l'origine de nos métasédiments.

III.3.3.1 - Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K - (Al+Fe+Ti)/3-Na$ et $(Al/3-K) - (Al/3-Na)$, (de LA ROCHE - 1968).

Ces deux diagrammes sont représentés sur les figures 52 et 53. La majorité des échantillons est située dans le domaine des grauwackes, à l'exception de l'échantillon de schiste à andalousite (JR 110 a) et d'un échantillon de gneiss leucocrate (JR 353 a). Ces deux derniers tombent franchement dans le domaine des roches sédimentaires (diagramme $Al/3-K - Al/3-Na$), et en particulier dans le domaine des "shales" et des roches argilo-carbonatées (diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K - (Al+Fe+Ti)/3-Na$).

Pour les seize autres échantillons de paragneiss et de gneiss leucocrates, la tendance grauwackeuse est bien marquée.

Rappelons que les points représentatifs des grauwackes sur le diagramme $(Al/3-K) - (Al/3-Na)$ se surimposent, en partie, aux domaines de représentation des roches volcaniques, phénomène rappelant l'origine des grauwackes suivant la définition donnée par WALTON E. et DZULINSKI S. (1965) :

"Ce sont des roches détritiques exclusivement marines dont les grains anguleux à granulométrie très variable sont cimentés par une matrice à grains fins d'origine détritique généralement recristallisée. Les éléments anguleux sont un mélange de minéraux et de fragments de roches ayant le plus souvent une origine volcanique ou magmatique".

III.3.3.2 - Diagramme $MgO-K_2O-Na_2O$ (de LA ROCHE - 1965), (cf. fig. 54).

Les échantillons sont, en majorité, inclus dans le champ représentatif des grauwackes. Le nuage représentatif de nos roches métasédimentaires est sécant sur les lignées magmatiques (figurées par une ligne anotée "trend"), ce fait confirmant leur origine sédimentaire. Aucune différence notable ne semble exister dans ce diagramme entre les paragneiss des sillons et les gneiss leucocrates des boutonnières.

Le schiste à andalousite (JR 110 a) et le gneiss leucocrate singulier (JR 353 a) sont, comme dans le diagramme précédent, très éloignés du champ des grauwackes.

III.3.3.3 - Diagramme $(FeO^{3e} + TiO_2 + CaO) - SiO_2 - Al_2O_3$ (de LA ROCHE - 1972), (cf. fig. 55).

Seuls les échantillons de paragneiss sont inclus dans le champ des grauwackes et dans le champ des "shales". Leur nuage des points représentatifs est sécant par rapport aux lignées magmatiques.

Par contre, les gneiss leucocrates s'alignent parallèlement aux lignées magmatiques (figurées par un trait anoté "trend") et leurs points représentatifs sont, en majorité, en dehors des champs des grauwackes et des "shales".

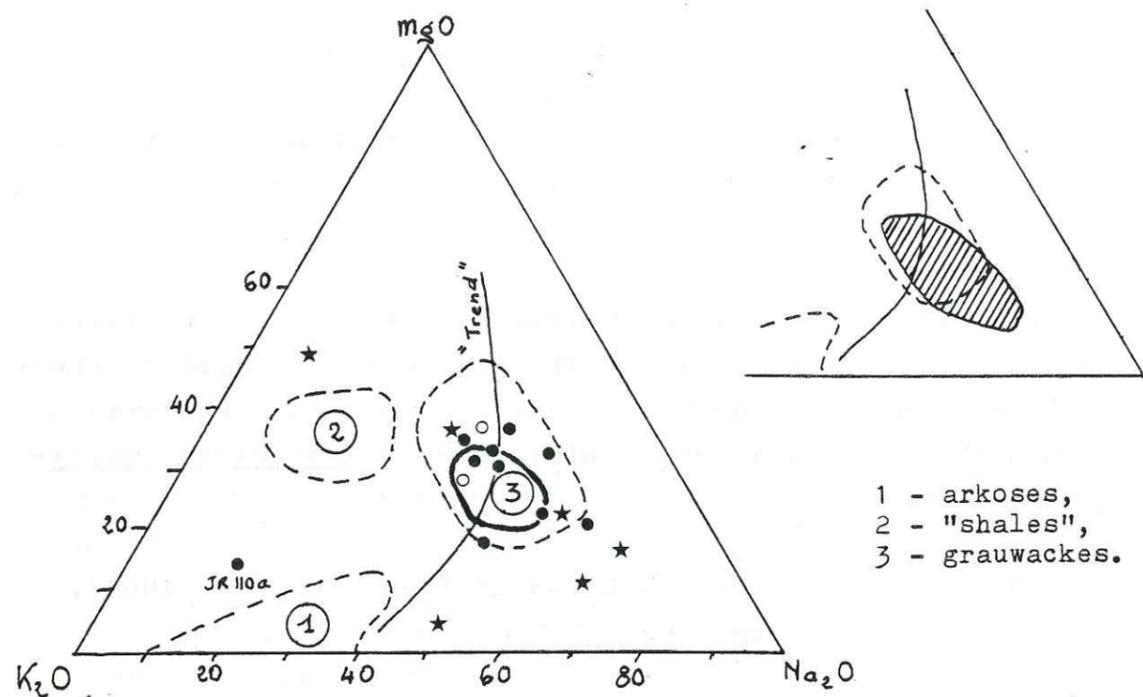


Fig. 54 - Diagramme MgO-K₂O-Na₂O (de la ROCHE - 1968).

Légende commune aux deux diagrammes :

- - paragneiss "sud",
- - paragneiss "nord",
- ★ - gneiss leucocrates,
- - paragneiss de l'Ouest de la bande métavolcanosédimentaire.

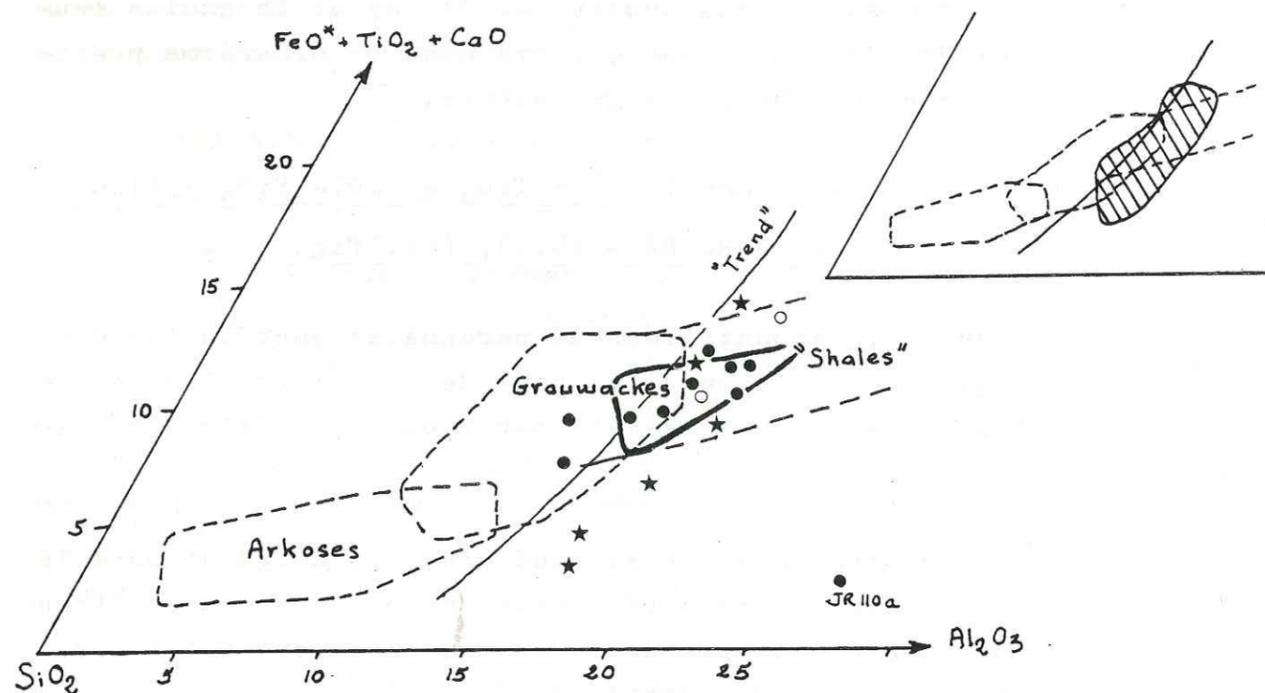


Fig. 55 - Diagramme (FeO*+TiO₂+CaO)-SiO₂-Al₂O₃ (de la ROCHE-1968).

Ainsi, une différence assez nette apparaît entre les paragneiss et les gneiss leucocrates. Les variations des teneurs en FeO^{*}, TiO₂, et CaO sont plus importantes dans les gneiss leucocrates tandis que l'alumine reste relativement constante pour les deux types de roche.

Les deux diagrammes (FeO^{*} + MgO - SiO₂ et TiO₂ - SiO₂, cf. fig. 56) confirment la différence entre les deux formations. Les paragneiss ont des teneurs en FeO^{*}, MgO et TiO₂ plus élevées que les gneiss leucocrates; d'un point de vue minéralogique, cette différence est mise en évidence par la plus grande richesse en minéraux ferromagnésiens des paragneiss.

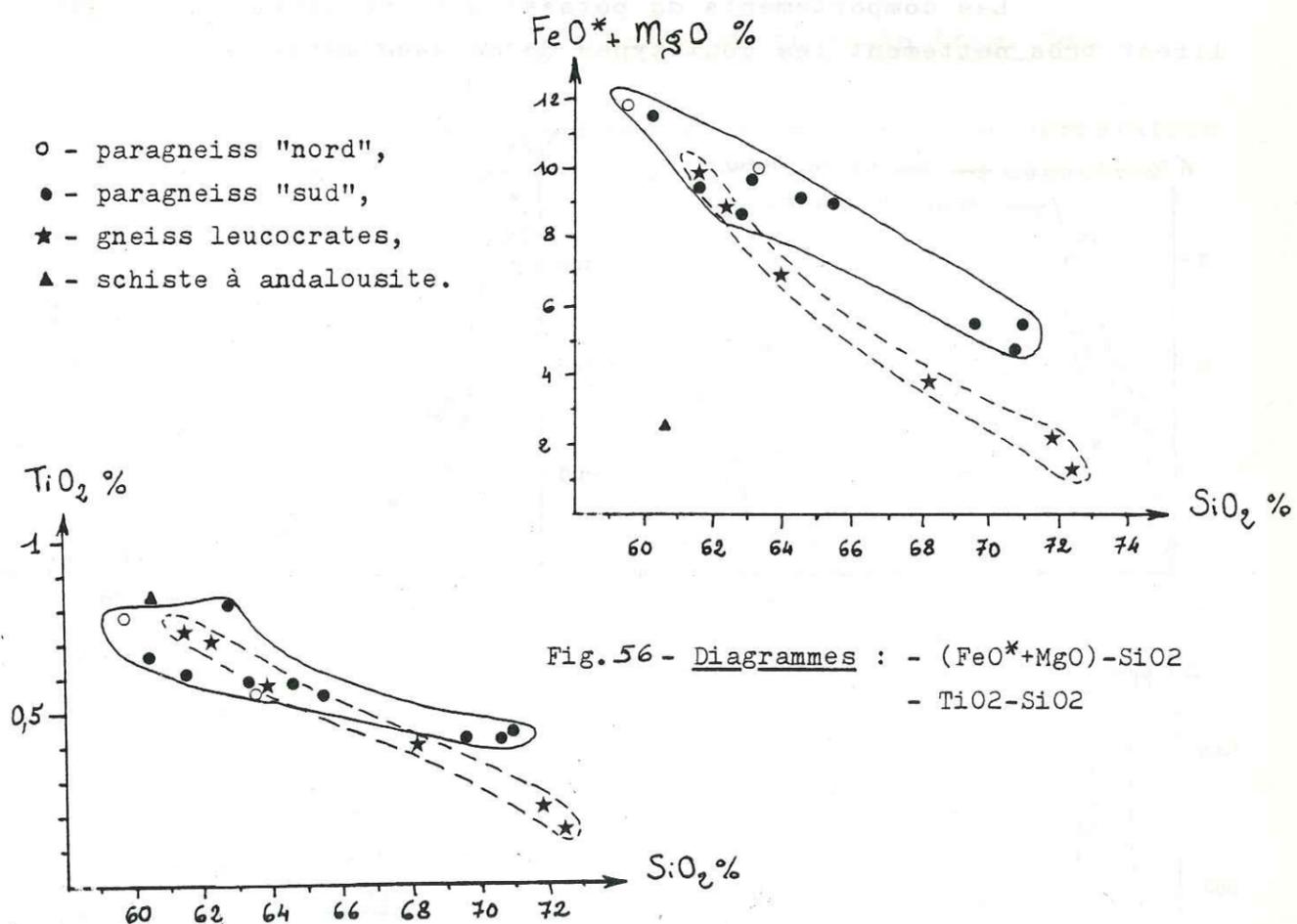


Fig. 56 - Diagrammes : - (FeO*+MgO)-SiO₂
- TiO₂-SiO₂

Le schiste à andalousite (JR 110 a) reste très en dehors des champs représentatifs des grauwackes et de nos roches métasédimentaires et, naturellement, se rapproche beaucoup du pôle alumineux.

III.3.4 - Comportement des éléments incompatibles.

Dans le paragraphe "histogramme de fréquence" (III.3.2.1), le comportement du rubidium est apparu caractéristique du degré d'évolution des métasédiments. Il nous a permis, aussi, de mettre en évidence une différence entre les deux types de métasédiments de notre secteur (paragneiss et gneiss leucocrates). Aussi, allons-nous maintenant étudier le comportement de cet élément avec les autres éléments incompatibles (Ba et Sr) et un élément majeur (le potassium).

III.3.4.1 - Diagrammes K/Rb-Rb, K-Rb et Ba-Rb (fig. 57).

Les comportements du potassium et du baryum individualisent très nettement les deux types de métasédiments.

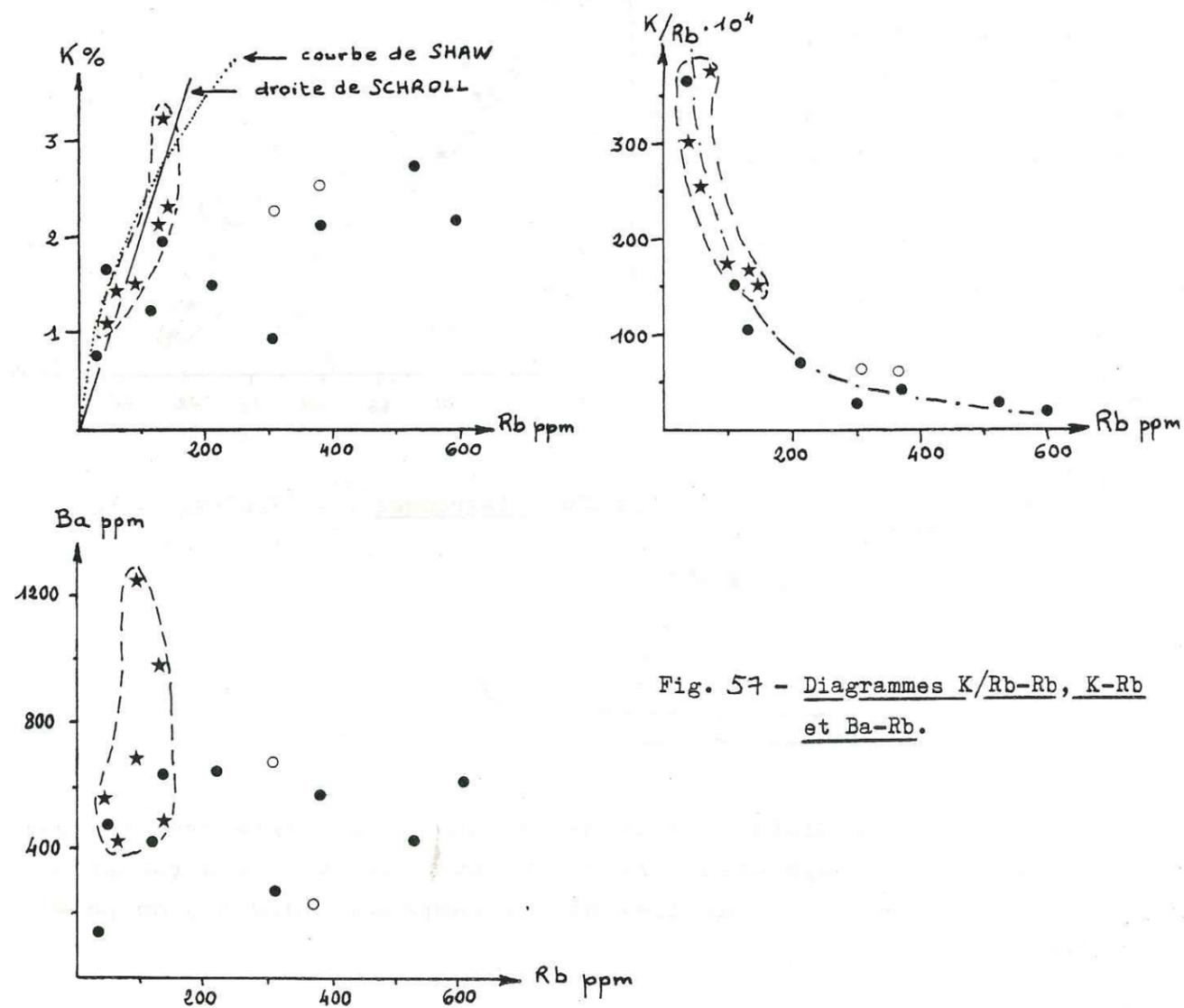


Fig. 57 - Diagrammes K/Rb-Rb, K-Rb et Ba-Rb.

Les teneurs particulièrement élevées en Rb sont caractéristiques des paragneiss tandis que les gneiss leucocrates montrent des teneurs en K et Ba importantes pour des teneurs faibles en Rb. A ce propos, le potassium et le baryum ont un comportement identique remarquable, illustré par la grande similitude des deux diagrammes K - Rb et Ba - Rb (fig. 57).

Sur le diagramme K - Rb, le nuage représentatif des gneiss leucocrates se surimpose relativement bien à la courbe statistique de SHAW (1968) et à la droite de SCHROLL (in SHAW - 1968), contrairement aux paragneiss; ainsi, il apparaît, de nouveau, que les paragneiss présentent des caractères sédimentaires plus marqués que les gneiss leucocrates.

III.3.4.2 - Diagrammes Rb/Sr-Rb et Sr-Rb (fig. 58).

Les roches métasédimentaires montrent une corrélation Rb/Sr-Sr fortement positive et une corrélation Sr-Rb négative.

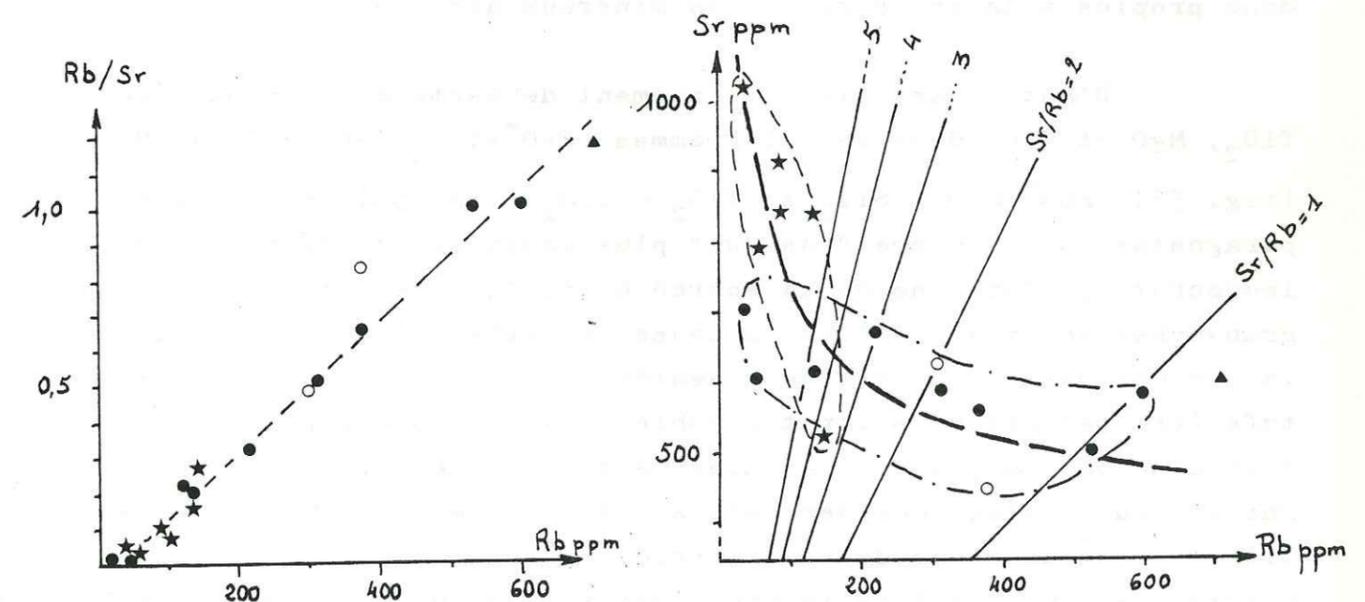


Fig. 58 - Diagrammes Rb/Sr-Rb et Sr-Rb.

Les paragneiss sont caractérisés par des teneurs en Sr inférieures à celles des gneiss leucocrates (> 700 ppm) et des teneurs en Rb, en moyenne, supérieures. Inversement, les gneiss leucocrates ont des teneurs en Sr importantes pour des teneurs en

Rb faibles (en moyenne : $Sr/Rb > 5$).

D'une manière générale, pour toutes les roches métasédimentaires, il y a opposition du comportement entre le rubidium et le strontium (le Rb augmente quand le Sr diminue, et inversement).

III.3.5 - Conclusions.

Les roches métasédimentaires (paragneiss et gneiss leucocrates) correspondent à d'anciennes séries détritiques de type grauwacke. Malgré leur chimisme analogue, nous avons pu toutefois établir une discrimination nette entre ces deux formations.

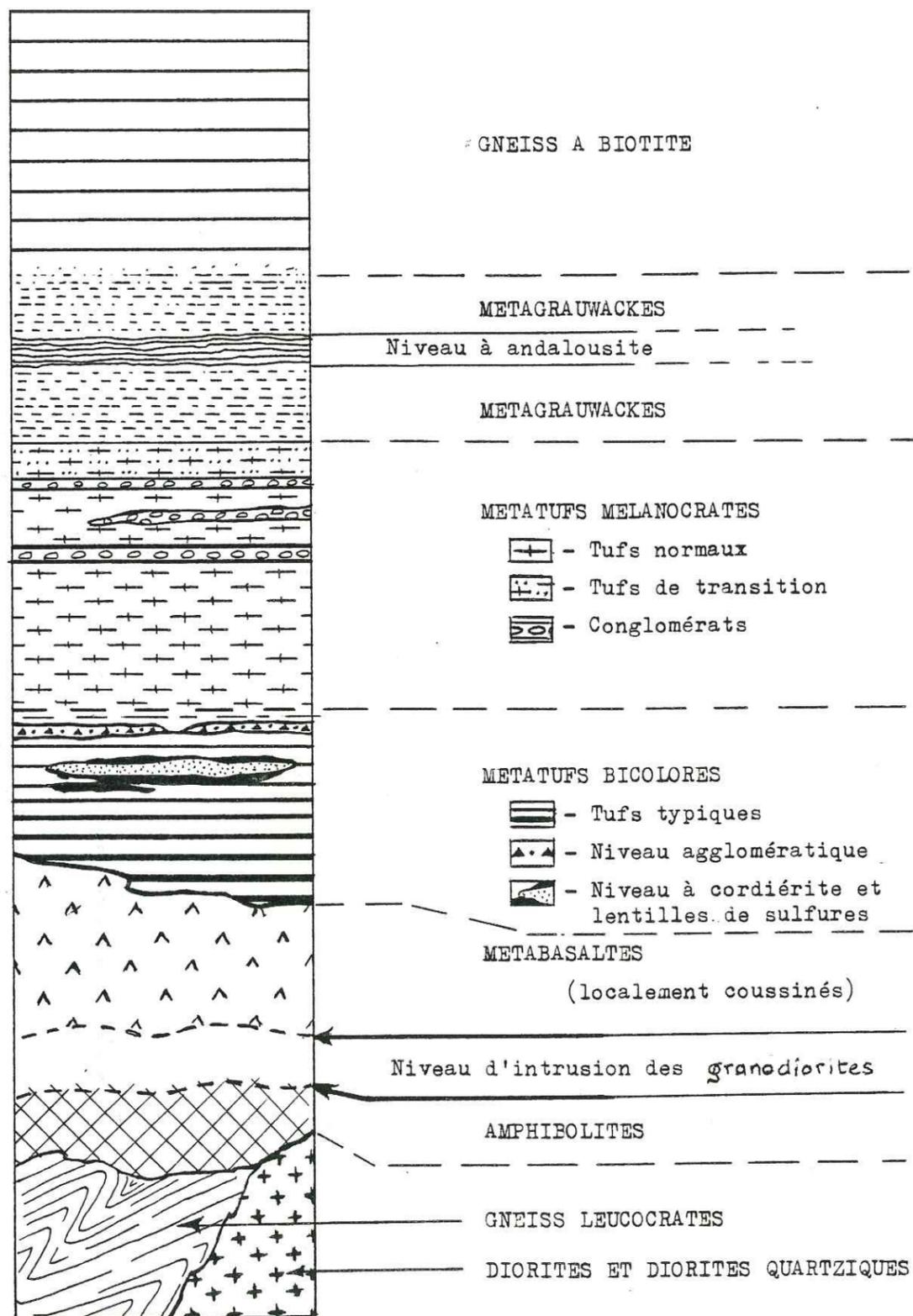
Tout d'abord, les paragneiss semblent représenter des sédiments plus évolués que les gneiss leucocrates; les teneurs importantes en Rb des paragneiss seraient dues à l'abondance des minéraux argileux (illites) contenus dans ces sédiments qui, on le verra, dans le paragraphe Stratigraphie - IV..., se sont déposés dans un milieu de sédimentation relativement éloigné de la source d'alimentation, donc propice à la présence de ces minéraux argileux.

D'autre part, le comportement de certains éléments (FeO^{M} , TiO_2 , MgO et CaO) dans les diagrammes $(FeO^{\text{M}}+TiO_2+CaO)-SiO_2-Al_2O_3$ (fig. 55), $FeO^{\text{M}}+MgO - SiO_2$ et $TiO_2 - SiO_2$ (fig. 56) confère aux paragneiss un caractère "basique" plus accentué que celui des gneiss leucocrates; l'origine de la source détritique de ces deux types de grauwackes pourrait en être la cause. En effet, la source d'alimentation des paragneiss est représentée par les metabasaltes et les tufs (cf. paragraphe - Stratigraphie IV.1.1), donc par des roches d'origine basique, alors que nous ne connaissons pas celle des gneiss leucocrates; ces derniers étant considérés comme la formation la plus ancienne de notre terrain, leur source d'alimentation détritique pourrait être le vieux socle granito-gneissique dans lequel sont noyées les ceintures métavolcanosédimentaires de la province du Supérieur; cette hypothèse expliquerait ainsi la tendance moins "basique" des gneiss leucocrates par rapport aux paragneiss.

Les schistes à andalousite se distinguent nettement des autres métasédiments par leurs teneurs élevées en Al_2O_3 et K_2O ; les niveaux peu épais qu'ils forment, correspondent probablement

à de courts épisodes de sédimentation plus argileuse dans la série détritique grauwackeuse.

CHAPITRE IV : STRATIGRAPHIE, TECTONIQUE ET GEOCHRONOLOGIE



Proportion d'épaisseur conservée
mais aucune échelle véritable.

Fig. 59 - Colonne stratigraphique.

(Franconi, 1976 et Rastello, 1980)

IV.1 - Stratigraphie.

La présence exclusive sur notre terrain de gneiss à biotite, de metabasites et de metagrauwackes ne nous permettent pas d'avoir une idée de la totalité de la série métavolcanosédimentaire à ce niveau du complexe "Frotet - Evans". Aussi avons-nous utilisé une partie des résultats de A. FRANCONI (1976) pour aboutir à la colonne stratigraphique de la fig. 59. La nomenclature employée est celle utilisée par cet auteur.

IV.1.1 - Description de la série (fig. 59).

Les gneiss leucocrates recristallisés et les amphibolites, affleurant en boutonnières, représentent les roches les plus anciennes de notre terrain. Il semble que les gneiss leucocrates soient, dans la série, situés au dessous des amphibolites si on tient compte des foliations et de la position des amphibolites en auréole autour des gneiss dans la boutonnière située au Nord - Est du lac Malicorne. Les roches granitoïdes étant des feuilletés intrusifs, nous pouvons penser que les metabasites affleurant au Sud de notre terrain venaient en continuité au dessus des amphibolites. La composition identique de ces formations et leur position stratigraphique permettent d'envisager leur appartenance à même épisode volcanique.

Etroitement associés aux metabasites, les tufs bicolores hétérogènes montrent l'alternance répétée de niveaux leucocrates riches en plagioclase et de niveaux de teinte vert sombre amphibolique. Quelques niveaux de gneiss à biotite, d'origine sédimentaire, sont intercalés dans ces formations. Les tufs bicolores contiennent sporadiquement des lentilles de sulfures (pyrite et pyrrhotine) associées à un niveau à cordiérite.

Les relations entre les tufs bicolores et les tufs mélanocrates sus-jacents n'ont pas été observés. Ces derniers sont caractérisés par une cassure sombre, une matrice aphanitique et une fraction détritique constituée essentiellement de phénocristaux de plagioclase. Leur origine est incertaine. Ils constituent probablement une série hybride, intermédiaire

Fig. 60 - Tableau des analyses modales des grauwackes.

A = fraction détritique

B = matrice

| | | PV 147 - 74 | PV 178A- 74 | PV 190 - 74 | PV 168 - 74 | AF 138A- 74 | % |
|---|---------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|---|
| A | Quartz | 7,6 | 8,5 | 11,8 | 25,8 | 8,6 | ↓ |
| | Plagioclase | - | - | - | - | 1,0 | |
| | Fragments lithiques | - | - | 1,4 | 1,4 | 0,8 | |
| | Microcline | - | - | 5,2 | 0,3 | tr. | |
| B | Quartz | 17,2 | 24,7 | 25,0 | 8,4 | 12,2 | ↓ |
| | Plagioclase | 40,6 | 46,4 | 32,1 | 39,5 | 47,4 | |
| | Biotite rouge | 32,2 | 20,5 | 12,1 | 21,9 | 22,8 | |
| | Amphibole | - | - | 1,1 | 0,7 | - | |
| | Chlorite second. | - | - | 6,5 | 0,1 | 0,5 | |
| | Sphène | - | - | 0,4 | - | - | |
| | Epidote | 0,1 | 0,1 | 4,9 | 2,1 | 1,0 | |
| | Muscovite | 2,1 | - | - | - | - | |
| | Oxydes de fer | 0,3 | - | - | 0,4 | 0,4 | |
| | Spinelles | - | - | - | - | - | |
| | Tourmaline | 0,2 | - | - | - | - | |
| | Total quartz | 24,8 | 33,2 | 33,8 | 34,2 | 26,8 | |
| | Total plagioclase | 46,6 | 46,4 | 33,5 | 40,9 | 48,2 | |

| | | AF 139A- 74 | PV 172 - 74 | PV 153A- 74 | AF 153C- 74 | JR 112A- 74 | % |
|-------------------|---------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|---|
| A | Quartz | 23,1 | 18,9 | 2,5 | 6,1 | 3,2 | ↓ |
| | Plagioclase | - | - | - | - | - | |
| | Fragments lithiques | 0,2 | 1,2 | - | 0,4 | 1,2 | |
| B | Microcline | - | - | 5,0 | - | - | ↓ |
| | Quartz | 7,2 | 8,9 | 6,4 | 15,5 | 29,9 | |
| | Plagioclase | 48,5 | 49,7 | 51,1 | 38,0 | 42,2 | |
| | Biotite rouge | 16,2 | 21,5 | 33,7 | 39,0 | 20,9 | |
| | Amphibole | 7,0 | - | - | - | - | |
| | Chlorite second. | - | - | - | - | - | |
| | Sphène | - | - | - | - | - | |
| | Epidote | - | - | 1,0 | 0,3 | - | |
| | Muscovite | - | - | - | 0,8 | - | |
| | Oxydes de fer | 1,0 | 0,2 | 0,5 | - | 3,1 | |
| | Spinelles | - | - | 0,2 | - | - | |
| | Tourmaline | - | - | - | - | - | |
| | Total quartz | 30,3 | 27,8 | 8,9 | 21,6 | 33,1 | |
| Total plagioclase | 46,0 | 50,9 | 51,1 | 38,4 | 43,4 | | |

Fig. 61 - Tableau des analyses modales des tufs mélanocrates.

(1), (2), (3) : faciès de transition avec les grauwackes,

(4), (5), (6) : tufs mélanocrates typiques.

| | | AF 142-74 | PV 223d | AF 153b | % |
|---------------------|-------------|--------------|------------|------------|---|
| | | (1) | (2) | (3) | ↓ |
| Fraction détritique | Plagioclase | 1,50 | 5,70 | - | |
| | Quartz | 0,50 | 3,80 | - | |
| | Amphibole | 9,50 | 6,20 | 6,20 | |
| Matrice | Microcline | 5,00 | - | 6,60 | ↓ |
| | Plagioclase | 35,10 | 35,40 | 34,40 | |
| | Quartz | 0,80 | 17,40 | 15,00 | |
| | Biotite | 46,30 | 30,20 | 21,40 | |
| | Amphibole | - | - | - | |
| | Chlorite | - | - | - | |
| | Sphène | 1,00 | 0,60 | 4,00 | |
| | Epidote | - | 0,50 | 1,0 | |
| | Apatite | - | - | tr. | |
| | Mx opaques | - | 0,40 | - | |
| | Total | Plagioclase | 36,60 | 41,10 | |
| | Quartz | 1,30 | 21,20 | 15,00 | |

| | | PV 189b | AF 288 | AF 286b | % |
|---------------------|-------------|------------|-----------|------------|---|
| | | (4) | (5) | (6) | ↓ |
| Fraction détritique | Plagioclase | 10,50 | 17,00 | 18,90 | |
| | Quartz | 0,40 | 2,10 | 1,00 | |
| | Amphibole | - | - | 11,10 | |
| Matrice | Microcline | - | - | - | ↓ |
| | Plagioclase | 29,20 | 34,80 | 45,20 | |
| | Quartz | 14,80 | 10,20 | 19,80 | |
| | Biotite | 0,90 | 13,80 | 21,10 | |
| | Amphibole | 29,30 | 0,30 | - | |
| | Chlorite | 10,20 | - | - | |
| | Sphène | 2,00 | 1,30 | 0,60 | |
| | Epidote | 2,80 | 0,30 | 0,10 | |
| | Apatite | - | - | - | |
| | Mx opaques | - | 0,20 | 0,30 | |
| Total | Plagioclase | 39,70 | 51,80 | 55,50 | |
| | Quartz | 15,20 | 12,30 | 12,20 | |

entre des sédiments grauwaqueux et de véritables tufs. Au sommet de cette formation, apparaissent quelques passées conglomératiques concordantes.

Le passage entre les tufs mélanocrates et les grauwaques est progressif. Le niveau de schistes à andalousite intercalé dans les grauwaques peut être interprété comme un court épisode de sédimentation argileuse (à tendance alumineuse).

Enfin, tout à fait au sommet de la série, apparaissent les gneiss à biotite. Notons que leur composition minéralogique et chimique est identique à celle des grauwaques et ne s'en différencient que par une granulométrie plus grossière. Les rapports entre ces gneiss à biotite et les grauwaques n'ont jamais été observés.

IV.1.2 - Signification des termes "grauwaques" et "tufs mélanocrates".

Le terme "grauwaque" définit une formation sédimentaire identique par ses caractères structuraux aux véritables grauwaques (PETITJOHN - 1957), mais s'en différencient par la composition quartzoplagioclasique de sa matrice, pauvre en biotite.

En ce qui concerne les tufs mélanocrates, le terme de "grauwaques feldspathiques volcanogéniques" serait plus approprié (terme utilisé dans notre carte géologique). OJOKONGAS (1972) appelle "volcanogenic graywackes" des roches du district de Vermillion voisines en composition des nôtres. Elles possèdent une fraction détritique presque exclusivement constituée de plagioclase. Dans notre cas, nous avons préféré utilisé le terme "tuf" qui évoque plus la source en grande partie volcanique qui est à l'origine de ces roches.

Il est intéressant de comparer les analyses modales des grauwaques et des tufs mélanocrates (cf. fig. 60 et 61). Dans l'ensemble, les grauwaques sont plus riches en quartz que les tufs. La principale différence, cependant, réside dans la composition de la fraction détritique. Celle des tufs est presque exclusivement composée de phénocristaux de plagioclase et d'amphiboles tandis que les cristaux de quartz sont accessoires. Dans les grauwaques, au contraire, la fraction détritique est essentiellement quartzueuse. Nous pouvons noter que les faciès de transition entre tufs et grau-

wackes possèdent une fraction détritique appauvrie en plagioclase et une matrice plus riche en biotite.

Cette différence de composition minéralogique doit s'interpréter comme un changement brusque dans la sédimentation. Les tufs mélanocrates se sont déposés en milieu aquatique, comme l'attestent leur débit stratiforme et la présence de niveaux conglomératiques; leur source est en grande partie volcanogène basique (conglomérats à galets de metabasaltes et de tufs, sans galets de roches granitoïdes) et semble directement lié aux metabasaltes et aux tufs bicolores auxquels ils succèdent. Le régime de la sédimentation change d'une façon assez brusque avec le dépôt des grauwaques; la présence presque exclusive de cristaux de quartz dans la fraction détritique indique ici une source d'origine "acide".

IV.1.3 - Remarques.

L'observation de la colonne stratigraphique et de la répartition des faciès métavolcanosédimentaires sur notre terrain suggère diverses réflexions (cf. coupes de la fig. 64 et cartes des figures 3a et 3b).

Il semble que les metabasaltes et les tufs sus-jacents associés (tufs bicolores principalement) n'existent pas vers l'Ouest au delà de la longitude du lac Malicorne.

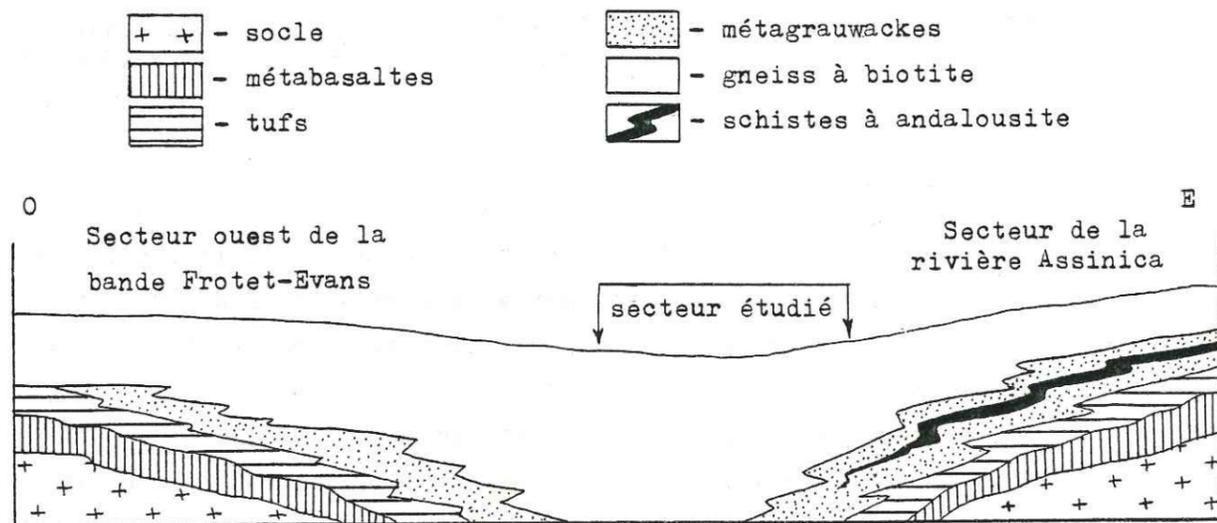
Des séries analogues (des points de vue pétrographique et géochimique) légèrement différentes dans leurs successions lithologiques ont été observées beaucoup plus à l'Ouest de notre terrain. Elles ne se prolongent pas vers l'Est en direction de notre secteur d'étude, excepté les faciès les plus récents. En effet, ces séries sont remplacées, par passage latéral, par des métagrauwaques et des gneiss à biotite (cf. fig. 62).

Il y a donc eu, le long de la bande métavolcanosédimentaire "Frotet - Evans", fonctionnement synchrone d'appareils volcaniques indépendants et éloignés les uns des autres (ainsi l'appareil du secteur Assinica et celui de l'Ouest de la bande "Frotet - Evans" situé entre les lacs Kéonisca, Wagama et Evans, voir fig. 3a et 3b).

Les métagrauwaques représenteraient un faciès de bordure de

bassin relativement proche de la source d'alimentation tandis que les gneiss à biotite correspondraient à un faciès distal de bassin. A ce propos, rappelons que la distinction métagrauwackes - gneiss à biotite n'est que pétrographique; ces deux formations montrent, en effet, la même tendance grauwackeuse sur les diagrammes géochimiques (cf. III.3....).

Fig. 62 - Schéma des passages latéraux entre tufs-métabasaltes et métasédiments (métagrauwackes et gneiss à biotite).



IV.2 - Tectonique.

IV.2.1 - Aperçu structural régional.

La bande métavolcanosédimentaire "Frotet - Evans" montre une direction principale de déformation orientée est-ouest (fig. 3a et 3b).

Sur notre terrain et aux alentours (cf. fig. 3a), les structures sont plus complexes dans le détail. Les roches métasédimentaires, métavolcaniques et intrusives granitoïdes ont été déformées en un système de plis de direction générale E-W et NW-SE. Ces deux directions de plissement apparaissent nettement sur la carte géologique (cf. hors-texte: annexe n° 5) et sur le schéma de la figure 63; elles pourraient être confirmées par la présence de deux foliations dans certains échantillons de métasédiments (cf. II.2).

La structure antiforme complexe de roches intrusives de la rivière Broadback occupe la grande majorité de notre terrain. Elle s'ennoie périclinalement à l'Ouest sous les métasédiments qui l'enveloppent en concordance. A ce niveau, les flancs de la structure antiforme sont à pendages peu accusés (35° à 55°). Elle prend toute son extension vers l'Est où elle s'élargit considérablement. Sur son flanc sud, les pendages se relèvent à la verticale dans le secteur de la rivière Assinica. Plus à l'Est, le pli est déversé vers le Sud (cf. fig. 64). Deux boutonnières apparaissent au cœur de l'antiforme; elles sont constituées de gneiss leucocrates dans leur partie centrale et d'amphibolites sur leur pourtour. Nous avons relié ces formations gneissiques leucocrates à celles qui affleurent au Nord de la rivière Théodat et qui sont situées lithologiquement, de façon concordante, sous les roches intrusives (granodiorites et granites, uniquement). A ce sujet, les gneiss leucocrates ont subi un métamorphisme général plus intense que les amphibolites; ils ont même subi des conditions thermodynamiques conduisant à une migmatisation partielle alors que les amphibolites n'en montrent aucun signe; il y a donc de bonnes chances que les coulées volcaniques basiques ayant donné ultérieurement, par métamorphisme, les amphibolites, se soient épanchées sur un socle beaucoup plus ancien représenté par les gneiss leucocrates qui, comme nous l'avons observé dans le chapitre III-Géochimie, seraient d'anciennes séries sédimentaires grauwackeuses. Dans ce cas, et seulement dans ce cas, nous aurions les évidences d'un métamorphisme plus ancien que les deux stades de métamorphisme évoqués dans le chapitre -Pétrographie ou que ceux évoqués classiquement dans la littérature à propos de la province du Supérieur.

L'auréole externe des roches intrusives de la structure antiforme "Broadback" constituée par les granodiorites et les granites résulterait,

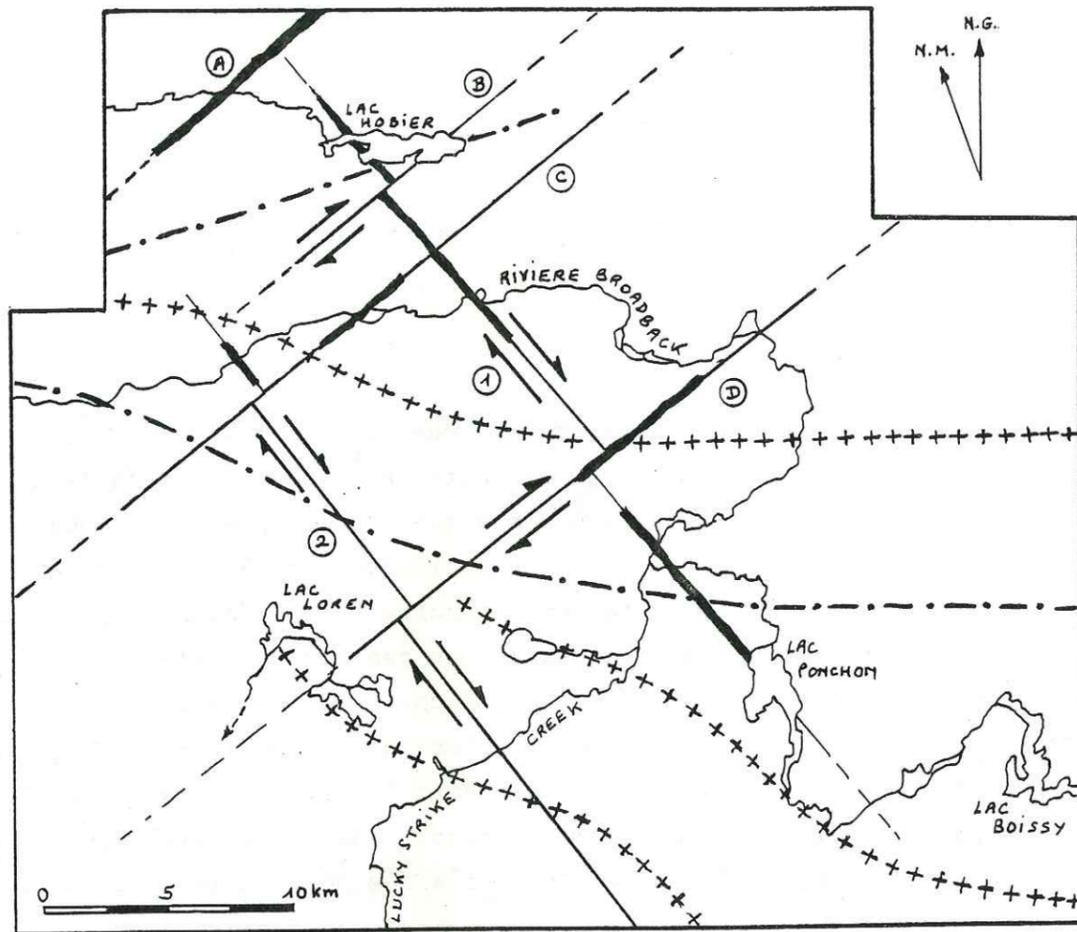
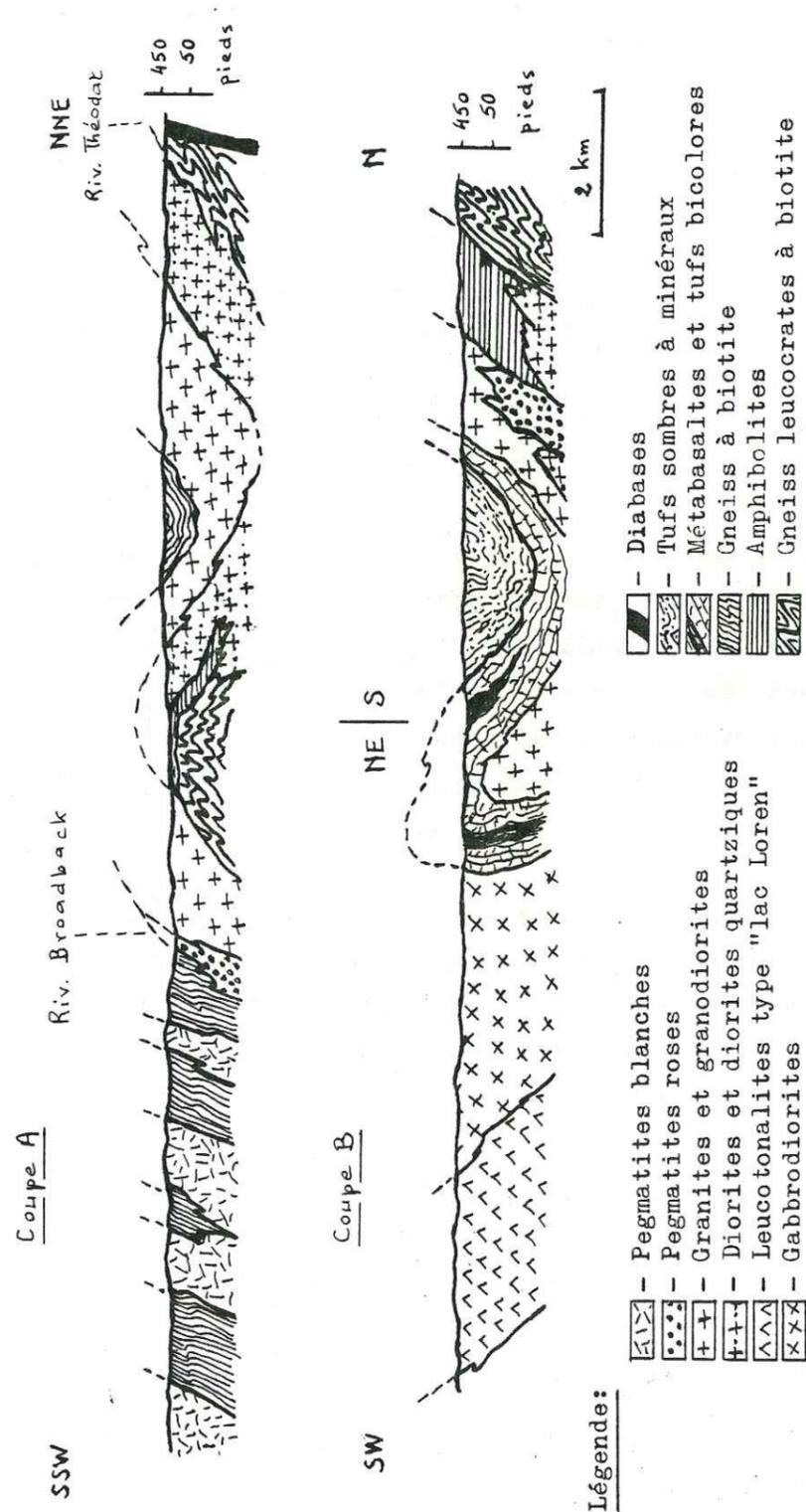


Fig. 63 - Schéma des directions de plissement et des principales fractures tardi-tectoniques.

- Fracture avec indication du déplacement relatif des compartiments;
- Diabases;
- Axe antiforme;
- Axe synforme.



Légende:

- | | | | |
|--|------------------------------------|--|----------------------------------|
| | - Pegmatites blanches | | - Diabases |
| | - Pegmatites roses | | - Tufs sombres à minéraux |
| | - Granites et granodiorites | | - Métabasaites et tufs bicolores |
| | - Diorites et diorites quartziques | | - Gneiss à biotite |
| | - Leucotonalites type "lac Loren" | | - Amphibolites |
| | - Gabbrodiorites | | - Gneiss leucocrates à biotite |

Fig. 64 - Coupes schématiques de la terminaison périclinale de l'antiforme de la rivière Broadback (coupe A) et du sillon métavolcanosédimentaire du secteur de la rivière Assinica (coupe B) (Franconi - 1976 et Rastello - 1981).

par remobilisation (cf. Géochimie - III . 1 . 5 . 7), d'un matériel intrusif plus ancien dont les diorites et les diorites quartziques en représenteraient des reliques. Ainsi, les granodiorites et les granites (roches foliées à contact diffus avec les diorites, au sens large, du coeur de l'antiforme, et à contact franc avec les roches métavolcano-sédimentaires) seraient le résultat d'une intrusion synorogénique, concordante en "feuilletés" (ou laccolite).

FRANCONI A. (1976) a pu mettre en évidence la structure synclinale du sillon métavolcanosédimentaire situé au Sud de l'antiforme "Broadback" (à l'aide de figures sédimentaires, à l'aide de la polarité des structures en coussins des laves basiques, etc...), et la présence, immédiatement au Sud, d'une antiforme pincée à coeur granodioritique. Les séries métavolcanosédimentaires apparaissent donc en position normale. L'évolution des structures d'Ouest en Est est figurée dans les coupes schématiques représentées sur la figure 64.

Les roches intrusives post-tectoniques sont nombreuses : pegmatites roses, pegmatites blanches et leucogranites (granite, alaskite et adamellite - d'après la nomenclature de STRECKEISEN - 1967). Les massifs qu'elles constituent (particulièrement les "granites") sont, d'une manière générale, toujours recoupants par rapport aux structures des roches métavolcanosédimentaires et des roches intrusives granitoïdes; leur mise en place est postérieure et donc, post-orogénique.

La dernière phase tectonique, cassante, est soulignée, de manière discontinue, par des diabases qui cicatrisent des fractures subverticales NE-SW et NW-SE, jalonnant toute la province du Supérieur (cf. fig. 65 - d'après PORTELLA P., 1980). Cette fracturation tardi-orogénique à post-orogénique fait l'objet du paragraphe suivant.

IV . 2 . 2 - Fracturation post-orogénique et dykes de diabases associés.

IV . 2 . 2 . 1 - Données de terrain et données aéromagnétiques.

Deux systèmes de fractures apparaissent nettement (cf. fig. 63) :

- le système N 50° - 60°
- le système N 140°

En de nombreux endroits, nous avons pu observer des diabases soulignant ces fractures. Le système N 140° est représenté par deux grandes frac-

tures. La fracture 1 (constituée par 3 segments décalés et assimilée en une seule) est particulièrement bien marquée par les roches basiques, contrairement à la fracture 2 qui n'a bien été mise en évidence qu'au niveau de la rivière Broadback et sur quelques centaines de mètres au Sud de cette rivière. La continuation de cette fracture 2 vers le Sud a été déduite des observations faites sur la carte aéromagnétique qui montre, soit une anomalie continue, étroite, soit des chapelets d'anomalies allongées suivant la direction N 140°. Signalons, à ce propos, que la fracture 1 n'apparaît absolument pas sur la carte aéromagnétique bien qu'elle soit jalonnée de roches basiques.

Le système N 50° - 60° est représenté par 4 fractures A, B, C, et D (cf. fig. 63) dont trois sont soulignées par des diabases. La fracture A est la plus importante. N'affleurant que très peu au Nord-Ouest de notre secteur d'étude; elle a cependant pu être mise en évidence sur plus de 500 km par PORTELLA P. à l'aide de photos de satellites et de cartes aéromagnétiques (cf. fig. 65).

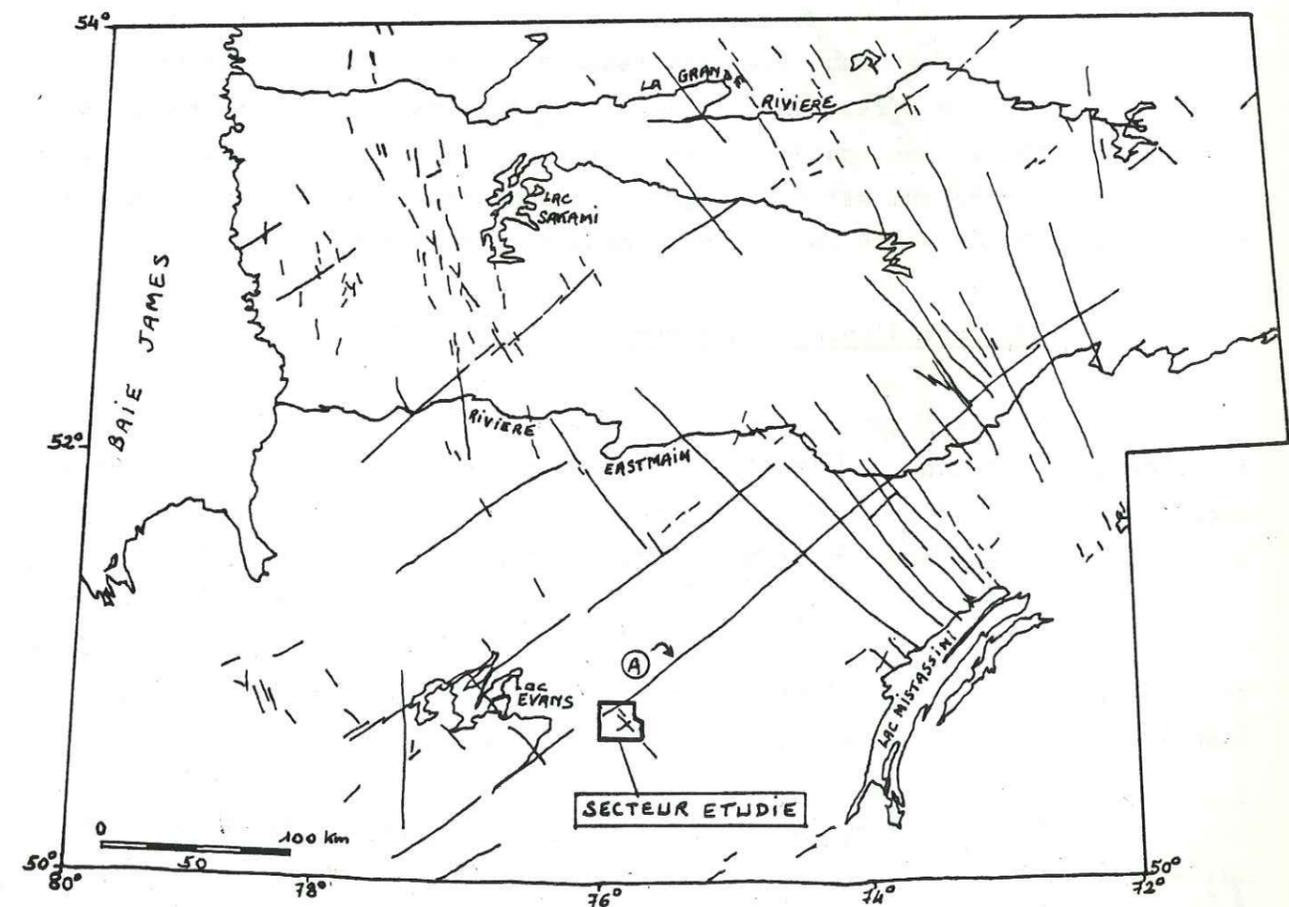


Fig. 65 - Carte des dykes de diabases entre les 50° et 54° de latitude nord au Québec (PORTELLA, 1980).

Les trois autres fractures B, C et D ont pu être tracées grâce aux critères suivants :

- présence de diabases;
- décalage des fractures N 140° déduit des observations de terrain;
- décalage d'anomalies magnétiques induites soit par les structures plissées et la nature pétrographique des roches qui les constituent, soit par la fracture elle-même.

a) - décalage des fractures du système N 140° (cf. fig. 63).

Le phénomène est relativement net pour la fracture 1. L'observation du décalage de l'alignement des affleurements de diabases nous a conduit à envisager l'existence de la fracture B qui décale horizontalement la fracture N 140° d'environ 1 km. Nous rappellerons que cette fracture B n'a jamais été observée à l'affleurement et qu'elle n'est pas soulignée par des roches basiques.

Il est beaucoup plus intéressant d'observer le croisement des fractures 1 et D. En effet, le décalage est, ici, indubitable car les fractures, à ce niveau, sont matérialisées par la présence de diabases. Là encore, le décalage horizontal est de l'ordre du kilomètre. Le mouvement relatif de ces fractures N 50° - 60° serait donc, dans ce cas, dextre.

b) - décalage d'anomalies aéromagnétiques.

Sur la figure 66, l'anomalie induite par la structure plissée des roches granitoïdes de l'antiforme de la rivière Broadback est nettement décalée suivant la direction N 50° - 60° de la fracture C. Le mouvement relatif de décrochement horizontal est toujours, dans ce cas, dextre.

La fracture C, marquant la limite sud de la boutonnière occidentale, pourrait expliquer l'interruption à l'affleurement, entre les deux boutonnières, des gneiss et des amphibolites les constituant.

Sur la figure 67, l'anomalie constituée par la fracture 2 est nettement décalée par la fracture D selon un mouvement dextre de l'ordre de 500 m.

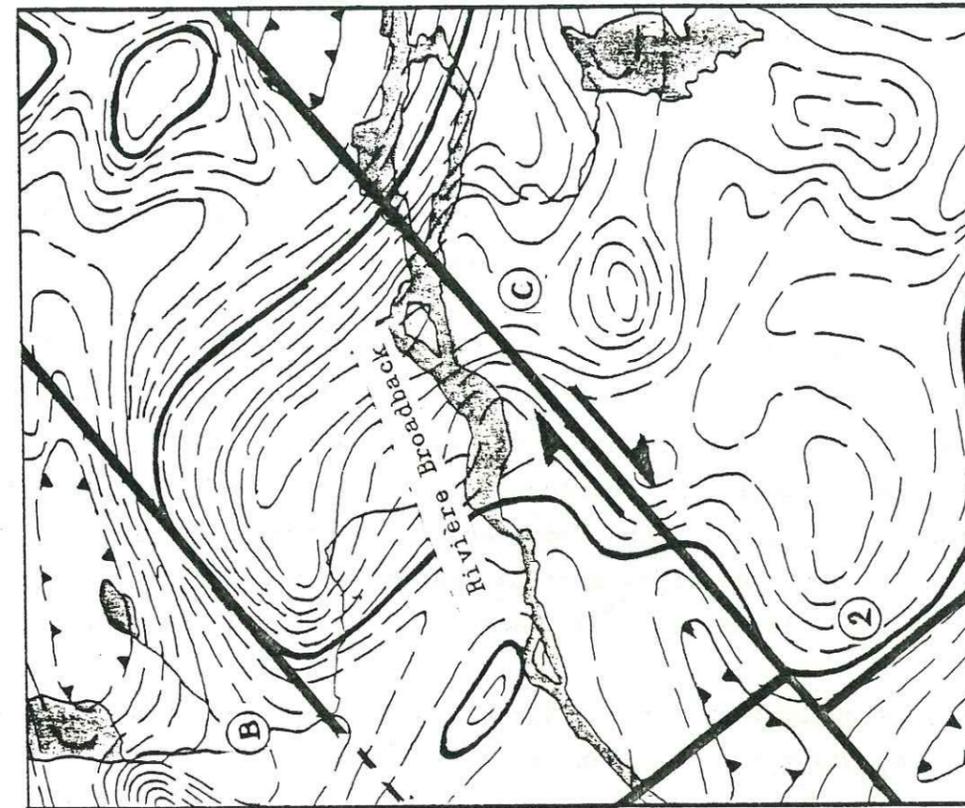


Fig. 66 - Anomalie magnétique induite par l'antiforme des roches granitoïdes et décalée par la fracture C.



Fig. 67 - Anomalie magnétique induite par la fracture 2 et décalée par la fracture D.

Légende commune aux deux figures:

- + Lignes isomagnétiques:
- 59.500 gammas
 - 100 gammas
 - 20 gammas
 - dépression magnétique
 - + Fractures.

L'observation des cartes aéromagnétiques suggère les remarques suivantes :

- la présence de roches basiques n'induit pas forcément une anomalie magnétique positive. En effet, si la fracture A (avec diabases) est caractérisée par une anomalie positive remarquable, les diabases de la fracture 1 ne provoquent aucun phénomène magnétique suffisamment évident pour une interprétation objective;

- des fractures non cicatrisées par des roches basiques induisent normalement des anomalies généralement négatives et, sinon, des resserrements et des réorientations des lignes de flux qui déterminent des structures linéaires matérialisant ces accidents;

- l'interprétation des cartes aéromagnétiques doit être la plus objective possible; elle ne doit constituer qu'un des éléments permettant l'affirmation d'un fait géologique (en l'occurrence, une ou plusieurs fractures) et doit être confrontée aux observations fondamentales de terrain; elle est très précieuse lorsque les zones étudiées sont pauvres ou totalement dénuées d'affleurements, comme c'est le cas pour de grandes superficies de notre terrain.

Ces quelques réflexions sur les données aéromagnétiques peuvent être avantageusement complétées en consultant les travaux de P. PORTELLA (1980).

IV . 2 . 2 . 2 - Essai d'interprétation de la fracturation.

Ainsi donc, deux systèmes de fracturation ($N 50^\circ - 60^\circ$ et $N 140^\circ$) ont été mis en évidence dans le secteur de la rivière Broadback (latitudes comprises entre $50^\circ 30'$ et 51° ; longitudes comprises entre $75^\circ 30'$ et 76°).

Seul le système $N 50^\circ - 60^\circ$ a montré un mouvement relatif de décrochement dextre. Pour tenter d'expliquer cette phase (ou ces deux phases ?), il convient de changer d'échelle d'observation et d'étudier les manifestations tectoniques cassantes sur une grande partie de la province du Supérieur. Tels ont été les objectifs des travaux de P. PORTELLA (1980).

Comme nous l'avons déjà précisé, nos deux systèmes $N 50^\circ - 60^\circ$ et $N 140^\circ$ ont été observés à l'échelle de la province du Supérieur (cf. fig. 65) et s'inscrivent parfaitement dans le schéma interprétatif global de PORTELLA P. (cf. fig. 68). La cinématique de grands accidents de décrochement dextre a engendré ces deux systèmes de fractures :

- les fractures $N 140^\circ$ correspondraient à des fractures d'extension

liées à l'accident majeur de la Grande Rivière;

- les fractures $N 50^\circ - 60^\circ$, disposées en échelon à l'échelle de la province par rapport aux accidents majeurs $N 20^\circ - 30^\circ$ (linéament de Kapuskasing et faille de Mistassini) correspondraient à des fractures de Riedel R induites par le mouvement dextre de ce réseau $N 20^\circ - 30^\circ$. Rappelons, à ce propos, que les fractures $N 50^\circ - 60^\circ$ de notre secteur ont montré, d'une manière générale, un mouvement relatif de décrochement dextre déduit du décalage des fractures du système $N 140^\circ$. Ce mouvement de décrochement dextre est compatible avec le schéma cinématique de la figure 68 (d'après PORTELLA, 1980).

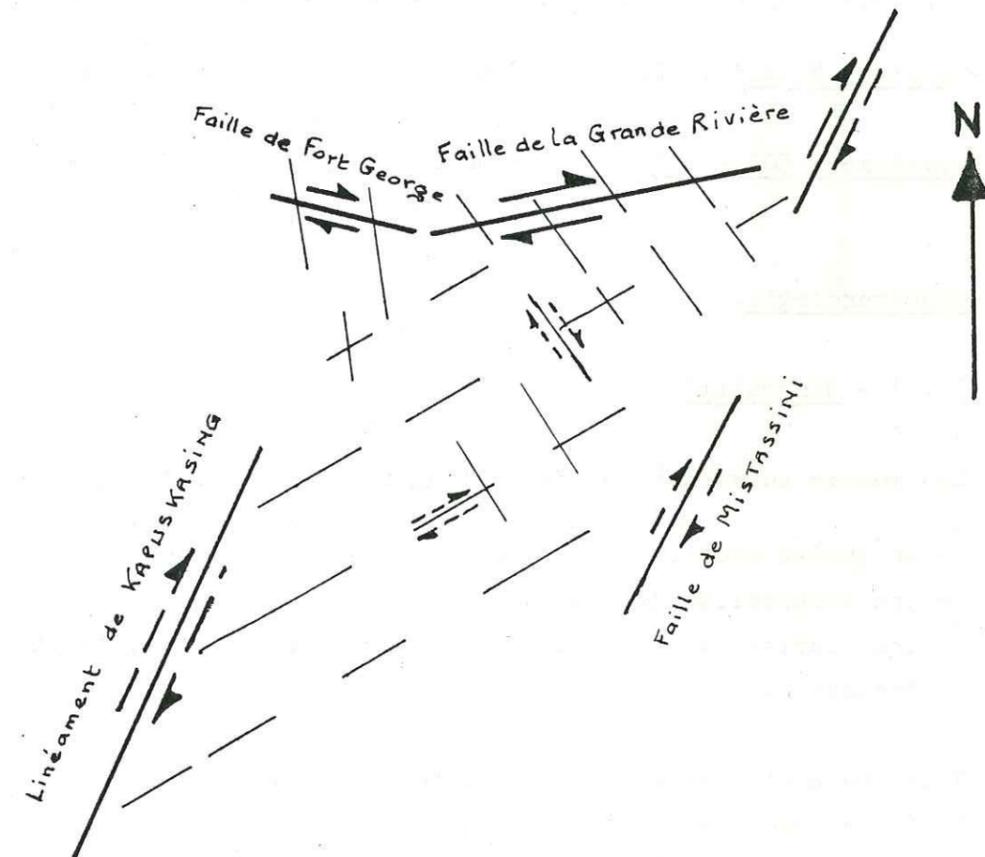


Fig. 68 - Interprétation de l'orientation des différents réseaux de dykes de diabases (PORTELLA, 1980).

IV . 2 . 2 . 3 - Chronologie de la fracturation et de la mise en place des dykes de diabases.

Les datations effectuées sur les roches de la province du Supérieur se regroupent autour de 2500 M.a. (C.H. STOCKWELL - 1963, 1965 et 1968).

La phase tectonique cassante correspond probablement aux dernières manifestations de l'orogénèse kénoraniennne (environ 2480 M.a.) et se place donc au début de l'Aphébien (cf. fig. 2).

La chronologie relative entre les deux systèmes de fractures N 50° - 60° et N 140° n'a pu être mis en évidence sur le terrain avec certitude. Toutefois, et d'après les conclusions des paragraphes précédents, il est normal d'envisager l'antériorité du système N 140° par rapport au système N 50° - 60°.

La mise en place des dykes de diabases dans ces fractures intervient à l'Aphébien moyen, âge déduit des mesures géochronométriques suivantes :

- système N 140° : 2200 M.a. (SEGUIN et al., 1980, par mesure paléomagnétique);
- système N 50° - 60° : 2147 ± 68 M.a. (GATES et HURLEY, 1973, par méthode au Rb/Sr).

IV . 3 - Géochronologie.

IV . 3 . 1 - Généralités.

Les roches suivantes ont fait l'objet d'études géochronologiques :

- un gneiss leucocrate des boutonnières,
- une amphibolite des boutonnières,
- une diorite du centre de la structure antiforme de la rivière Broadback.

Nous avons utilisé la méthode au potassium/argon sur deux minéraux : l'amphibole (hornblende verte) et la biotite. Les caractéristiques des appareillages et les méthodes de mesures utilisées sont résumées dans le paragraphe I . 4 . 5 . Les constantes analytiques et les résultats sont reportés sur le tableau de la figure 69.

IV . 3 . 2 - Interprétation des résultats obtenus.

Ne possédant pas suffisamment de mesures pour permettre la détermination d'un âge isochrone, nous ne prendrons en considération que les âges conventionnels; ces derniers sont toutefois dignes de foi, dans notre cas, étant donné les milieux de mesures utilisés (hornblende et biotite),

Fig. 69 - Tableau récapitulatif des résultats géochronométriques.

| Roche | Milieu | % Rad | $^{40}\text{Ar}^*$ 10^{-6} ccTPN/g | % Ktot | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ $\times 10^3$ | Age conventionnel M.a. |
|----------------------------|--------------------------|--------|---|--------|---------------------------------|---|---------------------------|
| Gneiss à biotite JR 340 | Biotite | 98.900 | 1209.755 | 7.220 | 23199.516 | 89.082 | 2209 ± 88 |
| Gneiss à biotite JR 340 | Biotite | 98.700 | 1269.239 | 7.220 | 20241.023 | 73.930 | 2272 ± 91 |
| Gneiss à biotite JR 340 | Biotite | 99.381 | 1317.688 | 7.220 | 43031.475 | 152.437 | 2322 ± 93 |
| Amphibolite JR 353 | Amphibole 1ère intro. | 97.207 | 70.797 | 0.287 | 9533.884 | 24.458 | 2740 ± 110 |
| Amphibolite JR 353 | Amphibole 2ème intro. | 96.100 | 71.071 | 0.287 | 6827.444 | 17.249 | 2746 ± 110 |
| Tonalite AF 121 | Amphibole | 98.440 | 146.131 | 0.625 | 17072.846 | 46.765 | 2664 ± 107 |

Constantes utilisées:
 $= 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$
 $= 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$
 $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \cdot 10^{-2}$ atomes %
 in R.H. Steiger et E. Jäger (1977)
 Pour comparaison avec des données K/Ar antérieures à 1978, minorer les valeurs de 2.7 %.

$R_0 = ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ à l'origine

Spike de Schumacher, Bern; impuretés 0.01%

minéraux employés classiquement pour la méthode K/Ar.

Les âges conventionnels obtenus sont différents suivant les deux milieux :

- biotite : 2270 ± 90 M.a. (âge moyen);
- amphibole : 2700 ± 110 M.a. (âge moyen).

Ces deux minéraux ont un comportement très différent quant à leur sensibilité de réaction à un événement thermique (cf. fig. 70 - HART, 1964).

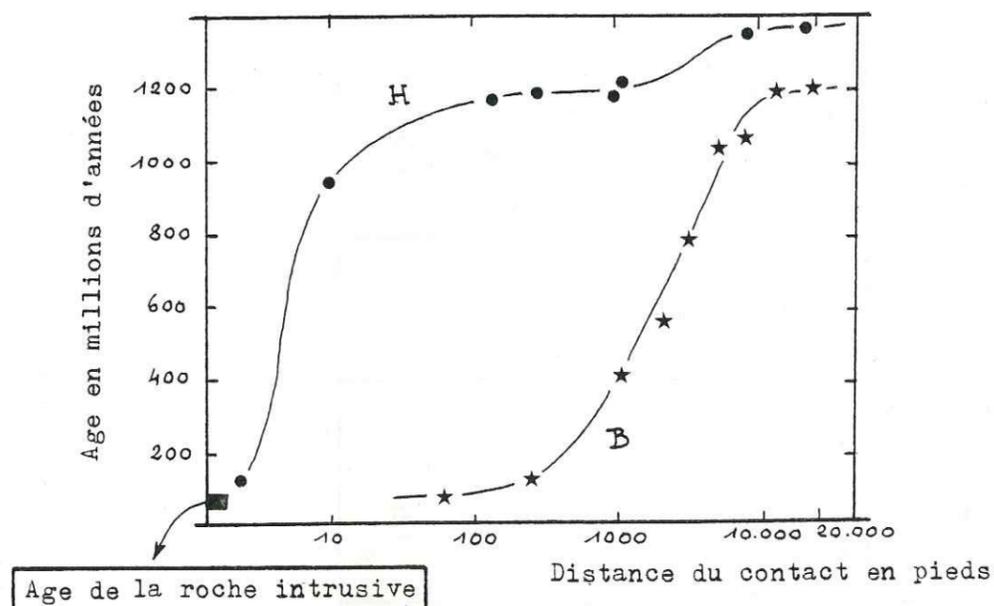


Fig. 70 - Variation des âges des minéraux de schistes en fonction de la distance du contact avec une roche intrusive tertiaire (HART, 1964).

Datation au K/Ar sur :

- - Hornblende (H)
- ★ - Biotite (B)

En effet, la biotite est beaucoup plus sensible à une élévation de température que l'amphibole, surtout en ce qui concerne leur capacité de rétention de l'argon. Ainsi, l'âge obtenu sur biotite peut être très différent de celui mesuré à partir des amphiboles, même si ces deux minéraux sont de même génération, donc de même âge à l'origine; les amphiboles dateraient un événement plus ancien que celui obtenu sur la biotite qui serait un âge de

rajeunissement correspondant à la mise en place de la roche intrusive dans l'exemple de HART (cf. fig. 70), ou, comme dans notre cas, à un métamorphisme postérieur; cette dernière hypothèse pourrait s'appliquer dans le contexte géologique régional, surtout si nous considérons, en plus, les "températures de fermeture" de l'amphibole et de la biotite par rapport à l'argon (la "température de fermeture" d'un minéral par rapport à l'argon est la température maximum pour laquelle le minéral retient dans son réseau cristallin l'argon; cette température dépassée, le minéral est instable et le gaz peut alors être libéré) :

- $T = 500^\circ \pm 50^\circ$ C (température de fermeture de l'amphibole par rapport à l'argon); cette température est identique à celle de la fermeture de la muscovite vis à vis du strontium (JAGER E., 1973);
- $T = 300^\circ \pm 50^\circ$ C (température de fermeture de la biotite par rapport à l'argon) pour une pression comprise entre 3 et 5 kb (WAGNER G.A. et al., 1977, et CLARK S.P., JAGER E., 1969).

Ces deux températures précédemment citées sont parfaitement en accord avec celles correspondant aux deux phases de métamorphisme mises en évidence dans le chapitre Pétrographie (cf. II . 2 . 5 . 4) :

- $550^\circ \text{ C} < T < 650^\circ \text{ C}$: phase 1 de métamorphisme ("faciès amphibolite");
- $350^\circ \text{ C} < T < 500^\circ \text{ C}$: phase 2 de métamorphisme ("faciès schistes verts").

Ainsi, l'âge obtenu à partir des amphiboles (environ 2700 M.a.) serait celui de la phase 1 de métamorphisme et l'âge obtenu à partir des biotites (environ 2270 M.a.) serait celui de la phase 2 de métamorphisme. Donc, cette phase 2 de rétro-morphose dans le "faciès schistes verts" serait post-kénoraniennne; cette conclusion n'est pas en désaccord avec les résultats de P. PORTELLA (1980); en effet, l'âge de la formation de Sakami étudiée par cet auteur est d'environ 2400 M.a., et montre un métamorphisme de type anchi-zonal, donc forcément post-kénoraniennne.

IV . 3 . 3 - Données géochronologiques sur la bande métavolcanosédimentaire Eastmain-Opinaca (VERPAELST P., 1977).

Cette bande métavolcanosédimentaire est située à environ 150 km au Nord de notre terrain et le secteur étudié par P. VERPAELST se trouve à 200 km au Nord-Ouest de notre région. Le contexte géologique régional est identique

au nôtre en tous points :

- présence de métavolcanites et de métasédiments;
- roches intrusives anciennes et roches intrusives synorogéniques (cf. chap. Géochimie - III . 1);
- roches intrusives post-tectoniques;
- diabases mises en place dans les systèmes de fractures tardi-orogéniques affectant la province du Supérieur;
- types de métamorphisme identiques;
- plissement des roches métavolcanosédimentaires et structures en dômes des roches intrusives synorogéniques.

Une grande partie du travail de cet auteur a porté sur la géochimie des isotopes et la géochronologie. Les mesures géochronométriques ont été effectuées par la méthode au Rb/Sr. Ses conclusions sont les suivantes :

- 1) - Magmatisme initial donnant des "tonalites" (nomenclature de l'auteur) : 2930 M.a.;
- 2) - Volcanisme basique avec sédimentation et formation d'un bassin sédimentaire entre 2900 M.a. et 2535 M.a.;
- 3) - Enfouissement et migmatisation des métasédiments pour donner les paragneiss à biotite et les pegmatites blanches (2535 M.a.);
- 4) - Intrusions tardi-tectoniques de granites et de pegmatites roses;
- 5) - Remobilisations des "tonalites" du magmatisme initial et genèse des granodiorites intrusives dans les métavolcanites à 2475 M.a.;
- 6) - Intrusion des dykes de diabases à environ 2200 M.a.

Ce schéma d'évolution est très analogue au nôtre. Toutefois, l'auteur ne replace pas dans leur contexte les différents épisodes tectoniques ni les deux phases de métamorphisme. D'autre part, il situe les intrusions tardi-tectoniques avant la mise en place des granodiorites, ce qui constitue une différence par rapport à notre secteur. En effet, nos roches intrusives tardi à post-tectoniques ont toujours été observées en position recoupante par rapport aux roches intrusives synorogéniques. Malgré ces quelques remarques, il semble que nous puissions prendre en considération les âges géochronométriques déterminés par cet auteur et les intégrer dans notre schéma évolutif. Toutefois, l'âge de 2475 M.a. qui, dans la région de la rivière Eastmain, date l'intrusion des granodiorites, ne correspond pas à celui de l'intrusion synorogénique des granodiorites et des granites qui, dans notre région, s'est faite avant 2700 M.a. puisque ces roches ont subi un métamorphisme de faciès amphibolite daté de 2700 M.a.

IV . 3 . 4 - Conclusions.

Le tableau de la figure 71 (Voir page suivante) résume l'histoire géologique de notre région. Les mesures géochronométriques effectuées à l'institut Dolomieu datant les deux métamorphismes y sont reportées ainsi que l'âge des diabases (SEGUIN et al., 1980, et GATES et HURLEY, 1973) et l'âge de l'intrusion des "tonalites" mesuré par la méthode au Rb/Sr par P. VERPAELST.

Les gneiss leucocrates migmatisés partiellement représentent les roches les plus anciennes de notre secteur d'étude; ce sont d'anciens sédiments d'origine grauwakeuse dont le dépôt est probablement antérieur à 3000 M.a.

Ensuite, le premier événement magmatique daté de 2930 M.a. (d'après VERPAELST P., 1977) se traduit par l'intrusion des "tonalites" qui donneront, après remobilisation, les diorites et les diorites quartziques de la partie centrale de la structure antiforme de la rivière Broadback (cf. III . 1 . 5 3 . 6).

Entre 2900 M.a. et 2700 M.a., s'épanchent, tout d'abord, des coulées de laves basiques (futurs amphibolites) sur le vieux socle constitué des gneiss leucocrates et, peut être, plus ou moins, sur les roches intrusives du magmatisme initial; par la suite, ou plus ou moins simultanément, se crée un bassin de sédimentation dans lequel se déposent tufs, grauwalkes et futurs paragneiss. Vers 2700 M.a., la remobilisation des "tonalites" du magmatisme initial engendre le magma responsable de l'intrusion synorogénique des granodiorites et granites qui formera l'auréole externe de la structure antiforme "Broadback". De manière simultanée, intervient le plissement produisant les structures synclinales et anticlinales des roches métavolcanosédimentaires, et les structures en dômes des roches intrusives ainsi que la première phase de métamorphisme régional de stade moyen à élevé ("faciès amphibolite").

Vers 2480 M.a., à la fin de l'orogénèse kénoraniennne, les dernières manifestations tectoniques se traduisent par la phase tectonique cassante (grands accidents majeurs : linéament de Kapuskasing, faille de la Grande Rivière et faille de Mistassini, et surtout, sur notre terrain, réseaux associés à ces grandes fractures : systèmes N 50° - 60° et N 140°).

| | § | COLONNE STRATIGRAPHIQUE | MAGMATISME | MÉTAMORPHISME | TECTONIQUE |
|---|------------|---|--|-----------------------|---------------------|
| A | | Dépôts glaciaires | Intrusion des diabases | | |
| | 2200 M.a. | | Intrusion des roches tardi-tectoniques (granites et pegmatites roses) | Métamorphisme phase 2 | |
| | 2270 M.a. | | | | |
| | 2480 M.a. | | | | Tectonique cassante |
| | 2700 M.a. | | | | Plissement |
| B | | Paragneiss à biotite Schistes à andalousite Métagrauwackes Tufs mélanocrates et passées conglomératiques Tufs leucocrates Tufs bicolores Métabasaites et amphibolites | Intrusion concordante des roches granitoïdes | Métamorphisme phase 1 | |
| | | | Volcanisme basaltique | | |
| | 2930 M.a.? | Gneiss leucocrates des boutonnières | Intrusion du noyau de "tonalites" (futures diorites et diorites quartziques) | | |

A - Pléistocène

B - Précambrien

* - Orogenèse

▨ - Orogenèse kénorannienne

§ - Ages géochronométriques

(soulignés: K/Ar - Inst-

Dolomieu,

pt. d'interro.: Rb/Sr)

Fig. 71 - Tableau résumé de l'histoire géologique de la région.

Après l'orogénèse kénorannienne, survient l'intrusion des roches tardi-tectoniques intrusives ("granites" et pegmatites roses) en massifs circonscrits, recoupant toutes les structures antérieures constituées soit par les roches plutoniques synorogéniques, soit par les roches métavolcano-sédimentaires.

Le dernier événement magmatique (2200 M.a.) se traduit par l'intrusion des diabases dans les systèmes de fracture datant de la fin de l'orogénèse kénorannienne (2480 M.a.).

Le métamorphisme de phase 2 est daté de 2270 M.a., donc antérieur à l'intrusion des diabases, mais postérieur à l'intrusion des roches tardi-tectoniques. Ces dernières, parfois très légèrement foliées, montrent des phénomènes de rétro-morphose identiques à ceux affectant toutes les roches de la région, caractéristiques de la phase 2 de métamorphisme.

Après 2270 M.a., toute la région paraît n'avoir subi aucun contre-coup des orogènes hudsoniens et grenvilliens; le seul phénomène géologique important, par la suite, est daté du pléistocène et correspond aux cycles de glaciations quaternaires donnant les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires masquant en grande partie le substratum rocheux précambrien.

La région étudiée est située sur le territoire de la baie James (Province du Québec - Canada). Les roches intrusives et métavolcanosédimentaires qui la constituent, appartiennent à la province géologique du Supérieur caractérisée par des âges radiométriques regroupés autour de 2500 M.a. (STOCKWELL C.H., 1963). Elles font partie de la bande métavolcanosédimentaire "Frotet-Evans" étudiée plus spécialement par A. FRANCONI (1971, 1972, 1973, 1975 et 1976). Orientée Est-Ouest, cette bande est constituée de sillons métavolcanosédimentaires entre lesquels s'intercalent des structures antiformes dont le coeur est le plus souvent occupé par des roches intrusives synorogéniques granitoïdes (tonalite, granodiorite, diorite et monzonite), et plus rarement par des roches intrusives basiques (métagabbros et métapyroxénites) particulièrement dans la partie ouest de la bande métavolcanosédimentaire.

Occupant la plus grande partie de notre terrain en son centre, la structure antiforme "Broadback" constituée de granites, granodiorites, diorites quartziques et diorites (d'après la nomenclature de TAYLOR, 1969) est flanquée au Nord et au Sud de deux sillons métavolcanosédimentaires. Elle laisse apparaître en son coeur deux boutonnières d'amphibolites et de gneiss leucocrates. Au Nord, ces derniers sont surmontés par les roches intrusives synorogéniques.

D'énormes massifs de pegmatites sont disséminés un peu partout :

- pegmatites roses intrusives généralement dans les roches granitoïdes de la structure antiforme;
- pegmatites blanches intrusives dans les formations sédimentaires paragneissiques, particulièrement au S.W. du secteur étudié.

Enfin, des dykes de diabases soulignent un réseau de fractures N 50-60° et N 140°.

1) Les roches intrusives.

L'étude pétrographique et géochimique n'a porté que sur les roches intrusives de la structure antiforme de la rivière Broadback.

Deux paragenèses minéralogiques ont permis la mise en évidence de deux métamorphismes successifs:

- la phase 1 à hornblende, oligoclase (An 25-30) et épidote correspond à un métamorphisme de stade moyen d'après WINKLER (1976) et à la partie moyenne de l'"almandine-amphibolite facies" de TURNER et VERHOOGEN (1960) suivant les conditions thermodynamiques suivantes:

- T comprise entre 550° C et 600° C;
- P comprise entre 3 kb et 5 kb.

- la phase 2 à albite, chlorite, actinote et épidote est la rétro-morphose de la phase 1 et correspond à un métamorphisme de stade faible ("Greenschist facies", d'après WINKLER, 1976). Les conditions thermodynamiques sont les suivantes:

- T comprise entre 350° C et 500° C;
- P indéterminable (probablement supérieure à 2 kb).

Certains diagrammes géochimiques, tels celui de SiO₂ en fonction des pourcentages pondéraux d'oxydes (FeO³⁺, MgO, TiO₂ et CaO), ou celui du "differentiation index" en fonction des pourcentages pondéraux d'oxydes (SiO₂, FeO³⁺, MgO, TiO₂ et CaO) montrent qu'en général, les différents oxydes suivent des lignées de différenciation calco-alcalines normales. Toutefois, la majorité des autres diagrammes (pourcentages pondéraux d'oxydes en fonction de FeO³⁺/MgO, K₂O et Ba en fonction du "differentiation index", Al₂O₃-FeO³⁺-MgO et FeO³⁺-MgO), s'ils montrent tous les caractères d'une différenciation magmatique, mettent en évidence un hiatus dans cette dernière qui pourrait s'expliquer ainsi:

" les granites et les granodiorites homogènes de l'auréole

externe de la structure antiforme "Broadback" seraient issues, par remobilisation, de roches intrusives plus anciennes dont les diorites et les diorites quartziques hétérogènes qui occupent le cœur de la structure antiforme, seraient les reliques".

2) Les roches métavolcaniques.

Deux grands ensembles de roches métavolcaniques ont été définis:

- les amphibolites des boutonnières;
- les metabasalts des sillons synclinaux.

Dans ces deux types de roches, deux paragenèses minéralogiques ont permis la mise en évidence de deux métamorphismes successifs:

- le premier de "faciès amphibolite" à hornblende verte, andésine, biotite, épidote et sphène, les conditions P et T estimées étant:
 - 550° C < T < 600° C
 - P < 5 kb
- le second de "faciès schistes verts" à chlorite, calcite, clinozoïsite, pistacite, albite et quartz, soit les conditions P et T suivantes:
 - 350° C < T < 500° C
 - P > 3 kb

Tous les diagrammes géochimiques (FONTEILLES M., de LA ROCHE H., MIYASHIRO A.) ont montré que les métavolcanites, aussi bien des boutonnières que des sillons, étaient issues d'un volcanisme basaltique de type tholéiitique.

3) Les roches métasédimentaires.

Trois grands ensembles ont été étudiés:

- les gneiss leucocrates des boutonnières;
- les paragneiss des sillons;
- les schistes à andalousite parfois intercalés dans les paragneiss.

De même que pour les roches intrusives et les roches métavolcaniques, les roches métasédimentaires (paragneiss et schistes à andalousite) ont montré deux paragenèses successives, développées lors des deux phases de métamorphisme précédemment évoquées. Dans ce type de roche, seule la première phase de "faciès amphibolite" est bien marquée avec la présence d'andalousite et de cordiérite définissant les conditions thermodynamiques suivantes:

- $P < 5 \text{ kb}$
- $T > 510^\circ \text{ C}$

De leur côté, les gneiss leucocrates présentent des traces de migmatisation que les autres roches ne montrent pas, en particulier les amphibolites sus-jacentes. Ce caractère traduit des conditions thermiques ($T > 680^\circ \text{ C}$) supérieures à celles estimées pour la phase 1 de métamorphisme dans les autres roches. Or, comme l'a montré l'étude stratigraphique, les gneiss leucocrates représentent la formation la plus ancienne. De la sorte, cette migmatisation pourrait correspondre à un événement antérieur aux deux phases métamorphiques mises en évidence dans les autres ensembles.

TECTONIQUE

Les formations métavolcanosédimentaires et intrusives granitoïdes foliées montrent une direction principale de plissement est-ouest qui se traduit par la présence d'une structure antiforme de roches intrusives bordées de deux sillons synclinaux sédimentaires. Localement, la direction de plissement s'infléchit pour devenir NW-SE, particulièrement au Sud et au Sud-Est de la région étudiée. Ces structures est-ouest sont typiques des bandes métavolcanosédimentaires de la Province du Supérieur. Cette dernière est aussi caractérisée par la présence de fractures tardi-orogéniques présentes dans la région de la rivière Broadback où elles constituent un réseau quasiment orthogonal de fractures orientées $N 50-60^\circ$ et $N 140^\circ$.

Ces deux directions de fractures sont la conséquence du rejeu dextre de trois accidents majeurs:

- le réseau $N 50-60^\circ$ correspond à des fractures de Riedel R induites par le mouvement dextre de la faille de Mistassini et du linéament de Kapuskasing ($N 20-30^\circ$);
- le réseau $N 140^\circ$ correspond à des fractures d'extension liées au mouvement dextre de l'accident majeur de la Grande Rivière ($N 80^\circ$).

Les fractures du système $N 140^\circ$ sont décalées avec un rejeu dextre par celles du système $N 50-60^\circ$, prouvant ainsi l'antériorité du réseau $N 140^\circ$ par rapport au réseau $N 50-60^\circ$.

Les roches intrusives de l'auréole externe de la structure antiforme se sont mises en place de manière concordante (en "feuillet" ou "laccolite") dans la série métavolcanosédimentaire durant l'orogénèse kénoraniennne et ont été ultérieurement replissées avec leur encaissant métavolcanosédimentaire.

STRATIGRAPHIE

Le dépôt des sédiments détritiques de type grauwacke ayant donné les gneiss leucocrates des boutonnières s'effectue probablement avant 3000 M.a.

Surmontant ces formations, les amphibolites et les metabasaltites sont issues d'épanchements basaltiques en milieu aérien à semi-aquatique (présence de "pillow-lavas"). Par leur démantèlement et leur érosion, ces coulées basiques alimentent le bassin de sédimentation en formation où se déposent tout d'abord les tufs (de bas en haut: bicolores, leucocrates et mélanocrates) dans lesquels s'intercalent quelques niveaux conglomératiques ainsi que de minces niveaux argilo-pélitiques et lentilles de sulfures (pyrite principalement). Les tufs mélanocrates sont surmontés par des grauwackes dans lesquelles ont été observés de minces niveaux argileux où s'est développée l'andalousite.

Le passage des métagrauwackes aux paragneiss à biotite

sus-jacents est progressif; l'étude géochimique de ces paragneiss a prouvé que ces sédiments étaient d'origine grauwackeuse; ils ne diffèrent des véritables grauwackes que par une granulométrie plus grossière. Les paragneiss à biotite contiennent sporadiquement des sulfures disséminés en petite quantité (pyrite principalement). Un niveau peu épais de schistes à andalousite a aussi été observé dans le sillon métavolcanosédimentaire nord, intercalé dans les formations paragneissiques.

GEOCHRONOLOGIE

L'intrusion des "tonalites" du centre de la structure antiforme dont les diorites et les diorites quartziques seraient les reliques, se seraient produites vers 2930 M.a. (VERPAELST, 1977).

Entre 2930 M.a. et 2700 M.a., s'épanchent les coulées basaltiques (amphibolites des boutonnières et metabasaltes). Cet épisode volcanique est suivi par le dépôt de la série volcanosédimentaire (métatufs, métagrauwackes et paragneiss).

Durant l'orogénèse kénoraniennne, la première phase de métamorphisme ("amphibolite facies") est datée de 2700 M.a. (âge moyen: datation au K/Ar sur hornblende verte). Cet âge moyen a été calculé à partir des amphiboles des amphibolites des boutonnières (2743 ± 110 M.a.) et des amphiboles des roches intrusives de la structure antiforme "Broadback" (2664 ± 107 M.a.).

P. PORTELLA (1980) estime l'âge de la phase tectonique cassante à 2480 M.a., c'est à dire tout à fait à la fin de l'orogénèse kénoraniennne.

La seconde phase de métamorphisme ("faciès schistes verts") est datée de 2270 M.a., datation au K/Ar sur biotite effectuée avec des micas prélevés dans les paragneiss à biotite; ainsi, l'intrusion des roches post-tectoniques (granites, alaskites,...) est antérieure à ce métamorphisme puisque celles-ci montrent très souvent des paragenèses minéralogiques spécifiques de la rétro-morpho-

se de la première phase de métamorphisme, mais surtout la seconde phase de métamorphisme ("faciès schistes verts") peut être, de ce fait, considérée comme post-orogénique.

Enfin, le dernier épisode magmatique (mise en place des diabases) est daté d'environ 2200 M.a.:

- 2200 M.a. (datation par mesure paléomagnétique);
- 2147 + 68 M.a. (datation au Rb/Sr).

BIBLIOGRAPHIE

- ALRIC G., VIRLOGEUX D. (1977) - Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh-Bid - Bawanat, chaîne de Sanandaj-Sirjan, Iran - Thèse de 3ème cycle- Grenoble.
- ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH K.H. et WINKLER H.G.F. (1970) - An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. N. Jb. Mineral. Mh., pp. 325-336.
- ATHERTON M.P. (1968) - The variation in garnet, biotit and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian Scotland with particular reference to the zonation in garnet. Contr. Mineral. Petrol., 18, pp. 347-352.
- BELL R. (1909) - Rapport sur la géologie du bassin de la rivière Nottaway. Com. Géol. du Canada; rapport séparé n° 1070, carte n° 702.
- BESSION M., FONTEILLES M. (1974) - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 97, pp. 445-449.
- BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse doct. d'état Grenoble.
- BOIVIN P. (1974) - Pétrographie, stratigraphie et structure de la ceinture de "schistes verts" de Noranda, dans les cantons de Hébecourt, de Duparquet et de Destor, Québec, Canada. Thèse de 3ème cycle. Clermont-Ferrand.
- CAILLAT C., DEHLAVI P., MARTEL-JANTIN B. (1978) - Géologie de la région de Saveh (Iran). Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran Central. Thèse 3ème cycle. Grenoble.

- CLARK S.P., JAGER E. (1969) - Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Am. J. Sc.*, 267, pp. 1143-1160.
- COOKE H.C. (1914) - Les sources du Broadback dans le Nord-Ouest de la province du Québec. *Com. Géol. du Canada*; rapport som., pp. 338-342.
- DALRYMPLE G.B., LAMPHERE M.A. (1969) - Potassium argon dating (principles, techniques and applications) to geochronology. W.H. Freeman and company, San Fransisco, 1 Vol., 258 p.
- DAY H.W. (1973) - The high temperature stability of muscovite plus quartz. *Am. Min.* 58, pp.255-262.
- DEER W.A., HIWIE R.A., ZUSSMANN J. (1962) - Rock forming minerals. Longmans - London.
- DENAYER M.E. (1951) - Tableaux de pétrographie. Ed. Lamarre, Paris, pp. 88-89.
- ERNST W.G. (1968) - Amphiboles: crystal chemistry, phase relations and occurrence. Springer-Verlag, Berlin.
- ESKOLA P. (1920) - The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.*; 6, pp. 143-194.
- EVANS B.W. (1965) - Application of a reaction rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Sci.*; 263; pp. 647-667.
- FONTEILLES M. (1968) - Séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central Français). Etude de la spilitisation. *Bull. B.R.G.M.* 2ème série, sect. II, n°3, pp 1-54.
- FONTEILLES M. (1976) - Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). Thèse d'état, Paris VI, 2 tomes.

- FRANCONI A. (1971) - Géologie de la région du lac Rocher, territoire d'Abitibi. *Min. des Richesses Naturelles du Québec*; G.M. 27544.
- FRANCONI A. (1972) - Géologie de la région du lac Salamandre, territoire d'Abitibi. *Ministère des Richesses Naturelles du Québec*; G.M. 28206.
- FRANCONI A. (1973) - Géologie de la région du lac Wagama, territoire d'Abitibi. *Min. des Richesses Naturelles du Québec*; D.P. 194.
- FRANCONI A. (1975) - Géologie de la moitié ouest de la bande volcanosédimentaire Frotet-Evans, territoire d'Abitibi. *Min. des Richesses Naturelles du Québec*; D.P. 265.
- FRANCONI A. (1975 b) - Géologie de la région au confluent des rivières Assinica et Broadback, territoire d'Abitibi et de Mistassini. *Min. des Richesses Naturelles du Québec*; D.P. 293.
- FRANCONI A. (1975 c) - Géologie de la région de la rivière Eastmain inférieure, territoire du Mistassini et du Nouveau-Québec. *Min. des Richesses Naturelles du Québec*; D.P.
- FRANCONI A. (1976) - Région au confluent des rivières Broadback et Assinica. *Min. des Richesses Naturelles du Québec*; D.P. 362.
- GATES T.M., HURLEY P.M. (1973) - Evaluation of Rb/Sr datings methods applied to the Matachewan, Abitibi, Mac Kenzie and Sudbury dyke swarms in Canada. *Can. Journ. of Earth Sciences*, 10, pp. 900-919.
- GILLET L.B. (1966) - Géologie de la région du lac Assinica, territoire d'Abitibi. *Min. des Richesses Naturelles du Québec*; R.P. 550.
- GIORGI L. (1979) - Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses, Isère, France. Thèse de 3ème cycle. Grenoble.
- GOLDSMITH J.R., LAVES F. (1954) - The microcline sanidine stability solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*; 5; pp. 1-19.

HAYAMA Y. (1959) - Some consideration on color of biotite and its relations to metamorphism. *J. Geol. Soc. Japan*; 65; pp. 157-165.

HEMLEY J.J. (1967) - *Am. Geophys. Union Trans.*; 48; 22 (abs).

HIRSCHBERG A., WINKLER H.G.F. (1968) - Stabilitätsbeziehungen zwischen chlorit, cordierit und almandin bei der metamorphose. *Contr. Mineral. Petrol.*; 18; pp. 17-42.

HOSCHEK G. (1967) - Untersuchungen zum stabilitätsbereich von chloritoid und staurolith. *Contr. Mineral. Petrol.*; 14; pp. 123-162.

HSU L.C. (1968) - Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-OH: a model for garnet equilibria. *J. Petrol.*; 9; pp. 40-83.

JAGER E. (1973) - Die Alpine Orogenese und die datierung der radiometrischen Alterbestimmungen. *Eclog. Geol. Helv.*; 66; pp. 11-21.

JOHANNES W., PUHAND D. (1971) - The calcite-aragonite transition reinvestigated. *Contr. Mineral. Petrol.*; 37; pp. 307-340.

KERRICK D.M. (1968) - *Am. J. Sci.*, 266, pp. 204-214.

KUNO H. (1959) - Origin of coenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volc.*, 20, pp. 37-76.

KUNO H. (1962) - High-alumina basalt. *J. Petrology*, vol. 1, pp. 121-145.

KUNO H. (1968) - Differentiation of basalt magmas. *Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Int. Sci. Publishers. John Wiley and sons*; vol. 2; pp. 623-688.

KUNO H. (1969) - Andesite in time and space. *Proceed of the andesite conf., Int. upper mantle project*; pp. 13-20.

LA ROCHE H. (de), (1965) - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées Luchonnaises. *Geol. Rundsch. Dtsch.*, 55, n°2, pp. 274-301.

LA ROCHE H. (de), (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci., Paris, T 267, S.D.*, pp. 39-42.

LA ROCHE H. (de), (1972) - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées et sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques.

LA ROCHE H. (de), LE TERRIER J. (1973) - Transposition du tétraèdre minéralogique de YODER et TILLEY dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R.A.S., Paris, série D, 276*, pp. 3115-3118.

LASSERRE J.L., LAVERNE C. (1976) - Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie. Thèse de 3ème cycle. Grenoble.

LIU J.G., KUNIYOSHI S., ITO K. (1974) - Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, 274, pp. 613-632.

MANSON V. (1967) - Geochemistry of basaltic rocks: major elements. In "basalts", I, Ed. H.H. Hess. John Wiley and sons. New-York.

MIYASHIRO A. (1973) - Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin. London.

MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margin. *Am. J. Sci.*, vol. 274, pp. 321-355.

MIYASHIRO A. (1975) - Volcanic rocks series and tectonic setting. *Ann. rev. Earth Planetary Sci.*, vol. 3, pp. 251-269.

MIYASHIRO A. (1975) - Island arc volcanic rock series: a critical review. *Pétrologie*, tome 1, n°3, pp. 177-187.

- MOINE B., LA ROCHE H. (de), (1968) - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R.A.S., Paris, série D, 267, pp. 2084-2087.
- MOYER P.T. (1960) - Région de Guyon, territoire de Mistassini. Min. des Richesses Naturelles du Québec; R.P. 427.
- MOYER P.T. (1961) - Région de St-Urcisse, territoire de Mistassini. Min. des Richesses Naturelles du Québec; R.P. 460.
- MURPHY D.L. (1966) - Région des lacs Frotet et Troilus. Min. des Richesses Naturelles du Québec; R.G. 123.
- MULLER G. (Von), BRAUN E. (1977) - Nach methoden zur Berechnung von gesteinsnormen.
- NITSCH K.H. (1971) - Stabilitätsbeziehungen von prehnit und pumpellyit haltigen paragenesen. Contr. Mineral. Petrol., 30, pp. 240-260.
- OJOKANGAS R.W. (1972) - Archean volcanic graywackes of the Vermillion district, Northeastern Minnesota. Geol. Soc. America Bull., vol. 83, pp. 429-442.
- OKI Y. (1961) - Biotite in metamorphic rocks, Japan. Jour. Geol. and Geogr. 32, pp. 497-506.
- PEARCE J.A. (1976) - Statistical analysis of major element patterns in basalts. J. Petrol., 17/1, pp. 15-43.
- PEARCE T.M., GORMAN B.E., BIRKETT T.C. (1977) - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and planetary Sci. Letters, 36, pp. 121-132.
- PETITJOHN F.J. (1957) - Sedimentary rocks, 2nd Ed. Harper. New-York.
- PETITJOHN F.J. (1960) - The term graywacke. J. Sediment. Petrol, 30, 4, p. 627.
- PORTELLA P. (1980) - Les bassins sédimentaires protérozoïques du lac Tilly et de la rivière Laforge. Leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec dégagé par photographies de satellites et cartes aéromagnétiques. Thèse 3ème cycle. Grenoble.
- PRINZ M. (1964) - Geochemistry of basaltic rocks: trace elements. In "basalts", I, Ed. H.H. HESS. John Wiley and sons. New-York.
- RANKAMA K., SAHAMA TH.G. (1950) - Geochemistry. The University of Chicago Press Ed.
- REMICK J.H., AHMEDALI T.S. (1974) - Géologie de la région de Fort Ruppert, territoire de Mistassini. Min. des Richesses Naturelles du Québec; D.P. 274.
- REMICK J.H., AHMEDALI T.S. (1973) - Geology of the Soscumica lake area, Abitibi territory. Min. des Richesses Naturelles du Québec; D.P. 245.
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C., BELL P.M. (1969) - Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. Am. J. Sci., 267, pp. 259 - 272.
- RODDICK J.C., FARRAR E. (1971) - High initial argon ratios in hornblendes. Earth plan. Sci. Letters, vol. 12, n°12, pp. 208-214.
- RONDOT J. (1972) - Région du lac Regnault, territoire d'Abitibi. Min. des Richesses Naturelles du Québec; R.G. 149.
- SCHUILLING R.D., VINK B.W. (1967) - Stability relations of titanium minerals (sphene, rutile, perovskite, anatase). Geochim. Cosmochim. Acta; 31, pp. 2399-2411.
- SCHURMANN K. (1967) - Hydrothermale experimentelle untersuchungen und metamorphen monoklinen hornblendes. Teil II. Zur stabilität der aktinolitischen hornblendes. N. Jb. Miner. Mh., pp. 346-354.

- SEGUIN M.K., SHARMA K.N.M., WOUSSEN G., St SEYMOUR K. (1980) - A paleomagnetic study of the mafic and ultramafic rocks, and gabbro-diorite dykes of "La Grande Rivière" area, Nouveau-Québec territory.
- SHAW G. (1942) - Assinica lake sheet; Com. Géol. du Canada; carte 712 A.
- SHAW D.M. (1968) - A review of K/Rb fractionation on triends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, pp. 573-601.
- SIMEON Y. (1979) - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). Thèse de 3ème cycle. Grenoble.
- STEIGER M., JAGER E. (1977) - Subcommittee on geochronology: convention on the use of constants in geo and cosmochronology. *Earth plan. Sci. Letters*, 30, pp. 359-362.
- STOCKWELL C.H., LOWDON J. A., TIPPER H.W., WANLESS R.K. (1963) - Age determinations and geological studies (including isotopic ages, report 3). Geological Survey of Canada, Department of mines and technical surveys, Canada.
- STOCKWELL C.H., LEECH G.B., LOWDON J.A., WANLESS R.K. (1963) - Age determinations and geological studies (including isotopic ages, report 3). Geological Survey of Canada, Department of Mines and technical surveys, Canada.
- STOCKWELL C.H. (1965) - Géologie et ressources minérales du Canada. Commission géologique du Canada, Ministère des mines et des relevés techniques.
- STORRE B., NITSCH K.H. (1972) - Die reaction $2 \text{zoisit} + 1 \text{CO}_2 \rightleftharpoons 3 \text{anorthit} + 1 \text{calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, pp. 1-10.
- STRECKEISEN A.L. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, 2-3, pp. 144-240.
- STURT B.A. (1962) - The composition of garnet from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. *J. Petrol.*, 3, 2, pp. 181-191.
- TAYLOR S., CAPP A., GRAHAM A. (1969) - Trace elements abundance in andesites. II. Saipan Bougainville and Fidji. *Contr. Mineral. Petrol.* 23, pp. 1-26.
- TEGYEY M. (1979) - Utilisation de la géochimie. Majeurs. Pour la cartographie des terrains cristallins. Possibilités de traitement automatique des analyses au B.R.G.M. Documents du B.R.G.M. n° 12.
- THOMPSON A. B. (1971) - Analcite-albite equilibria at low temperatures. *Am. J. Sci.*, 271, pp. 79-92.
- THORNTON C.P., TUTTLE O.F. (1960) - Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index. *Am. Journ. of Sci.*, 258, pp. 664-684.
- TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. 2nd edition. Mac Graw Hill. New-York.
- TURNER F. J. (1968) - Metamorphic petrology. Mac Graw Hill. New-York.
- VALIQUETTE G. (1975) - Pétrographie des roches éruptives et métamorphiques. Ecole polytechnique. Montréal.
- VERPAELST P. (1977) - Géochimie et géochronologie des roches granitiques et paragneissiques de la région de la rivière Eastmain inférieure, province du lac Supérieur. Maîtrise Es-Sciences. Université de Montréal.
- WAGER G.A., BROWN G.M. (1967) - "Layered igneous rocks". Oliver and Boyd. London.
- WAGNER G.A. et al. (1977) - Cooling ages period by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mém. Inst. Géol. Mineral. Padoue*, XXX, 28 p.

Les annexes 1, 2 et 3 représentent l'ensemble des analyses chimiques effectuées. Les résultats sont exprimés en pourcentages pondéraux d'oxydes pour les éléments majeurs (N.B.: le FeO n'est pas dosé, tout le fer analysé est sous forme de Fe₂O₃ égal au FeO* total) et en ppm pour les éléments-traces.

La numérotation des échantillons est définie de la manière suivante:

- les deux lettres correspondent aux initiales du géologue collecteur:

- + AF = Antoine Franconi,
- + JR = Jean-Luc Rastello,
- + PV = Pierre Verpaelst,
- + TA = Tony Ianicello.

- le chiffre correspond à l'ordre chronologique de prélèvement (N.B.: les échantillons JR 31 à JR 295 ont été prélevés en 1974 et les échantillons JR 300 à JR 428, en 1975).

ANNEXE N° 1 : TABLEAU DES ANALYSES DES ROCHES INTRUSIVES.

(Eléments majeurs , Ba, Rb, Sr - Fluo X : F. KELLER)

| Réf. | JR168 | JR390b | JR405 | JR418 | JR423 | JR327 | JR152 | JR407 | |
|------|--------------------------------|--------|--------|--------|----------|-------|-------|--------|-------|
| | PEGMATITES | | | | GRANITES | | | | |
| % ↓ | SiO ₂ | 70,02 | 72,27 | 74,37 | 74,83 | 70,00 | 70,09 | 70,24 | 70,62 |
| | Al ₂ O ₃ | 16,19 | 15,11 | 13,82 | 14,08 | 15,67 | 15,44 | 14,89 | 15,19 |
| | Fe ₂ O ₃ | 1,69 | 0,92 | 1,35 | 1,00 | 3,17 | 3,32 | 3,08 | 2,26 |
| | MnO | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. |
| | MgO | 0,51 | 0,33 | 0,3 | 0,43 | 1,36 | 0,85 | 1,06 | 0,80 |
| | CaO | 2,18 | 0,81 | 0,38 | 0,98 | 1,92 | 3,54 | 2,25 | 1,97 |
| | Na ₂ O | 4,87 | 4,56 | 3,99 | 4,46 | 4,28 | 4,08 | 4,75 | 4,27 |
| | K ₂ O | 3,29 | 5,66 | 5,75 | 4,21 | 1,85 | 1,30 | 2,81 | 3,11 |
| | TiO ₂ | 0,18 | 0,05 | 0,14 | 0,07 | 0,41 | 0,39 | 0,44 | 0,29 |
| | P ₂ O ₅ | 0,04 | traces | 0,08 | traces | 0,01 | 0,07 | 0,09 | 0,15 |
| | P.F. | 0,37 | 0,64 | 0,41 | 0,74 | 1,21 | 0,50 | 0,79 | 0,65 |
| | Tot. | 99,34 | 100,35 | 100,59 | 100,8 | 99,88 | 99,58 | 100,40 | 99,31 |
| | Ba ppm | 1343 | 169 | 457 | 972 | 532 | 403 | 758 | 742 |
| | Rb " | 82 | 208 | 200 | 102 | 104 | 37 | 92 | 76 |
| | Sr " | 884 | 427 | 454 | 509 | 330 | 674 | 570 | 877 |

ANNEXE N° : TABLEAU DES ANALYSES DES ROCHES INTRUSIVES.

(Eléments majeurs , Ba, Rb, Sr - Fluo X : F. KELLER)

| Réf. | JR401 | JR331b | JR389 | JR374 | JR243 | JR369 | JR416 | JR233a | |
|------|--------------------------------|--------|--------|---------------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | GRANITES | | | GRANODIORITES | | | | | |
| % ↓ | SiO ₂ | 70,91 | 71,95 | 62,15 | 62,31 | 62,57 | 62,68 | 63,35 | 62,72 |
| | Al ₂ O ₃ | 15,11 | 15,92 | 15,50 | 15,81 | 16,09 | 16,14 | 15,42 | 16,13 |
| | Fe ₂ O ₃ | 2,93 | 1,58 | 5,49 | 5,06 | 4,34 | 5,02 | 4,69 | 4,56 |
| | MnO | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. |
| | MgO | 0,9 | 0,60 | 3,00 | 3,37 | 2,84 | 2,80 | 3,36 | 3,07 |
| | CaO | 2,23 | 2,27 | 4,6 | 4,57 | 3,81 | 4,13 | 3,85 | 3,96 |
| | Na ₂ O | 4,12 | 5,19 | 4,44 | 4,61 | 4,16 | 4,91 | 4,72 | 3,70 |
| | K ₂ O | 2,78 | 2,68 | 2,33 | 2,46 | 2,95 | 2,47 | 2,73 | 4,36 |
| | TiO ₂ | 0,43 | 0,18 | 0,56 | 0,53 | 0,41 | 0,50 | 0,82 | 0,53 |
| | P ₂ O ₅ | 0,15 | traces | 0,22 | 0,24 | 0,20 | 0,19 | 0,32 | 0,21 |
| | P.F. | 0,77 | 0,37 | 0,95 | 1,02 | 1,48 | 1,15 | 0,73 | 0,59 |
| | Tot. | 100,33 | 100,74 | 99,24 | 99,98 | 98,85 | 99,99 | 99,99 | 99,83 |
| | Ba ppm | 600 | 942 | 884 | 1136 | 1113 | 1044 | 869 | 1210 |
| | Rb " | 137 | 72 | 154 | 79 | 98 | 67 | 129 | 179 |
| | Sr " | 612 | 696 | 1070 | 1093 | 1184 | 391 | 1201 | 866 |

ANNEXE N° 1 : TABLEAU DES ANALYSES DES ROCHES INTRUSIVES.
(éléments majeurs, Ba, Rb et Sr - Fluo X : F. KELLER)

| Réf. | JR368 | JR375 | JR267 | JR345 | JR150a | JR150b | JR371 | JR180a |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| GRANODIORITES | | | | | | | | |
| % ↓ SiO ₂ | 63,45 | 63,68 | 63,81 | 64,06 | 64,10 | 64,67 | 64,70 | 65,38 |
| Al ₂ O ₃ | 15,97 | 15,80 | 16,06 | 14,86 | 16,73 | 16,63 | 16,09 | 15,56 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,53 | 4,86 | 4,38 | 4,85 | 4,26 | 4,09 | 4,29 | 3,85 |
| MnO | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. |
| MgO | 2,75 | 2,99 | 2,30 | 2,85 | 2,04 | 1,75 | 2,12 | 1,92 |
| CaO | 2,77 | 4,45 | 4,03 | 4,40 | 3,89 | 3,86 | 3,95 | 3,09 |
| Na ₂ O | 4,37 | 4,60 | 4,80 | 4,08 | 5,52 | 5,27 | 4,91 | 4,08 |
| K ₂ O | 3,97 | 2,64 | 2,23 | 2,89 | 1,22 | 1,18 | 2,64 | 4,44 |
| TiO ₂ | 0,46 | 0,53 | 0,67 | 0,58 | 1,08 | 0,64 | 0,41 | 0,51 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,13 | 0,32 | 0,27 | 0,33 | 0,29 | 0,17 | 0,23 |
| P.F. | 1,04 | 0,76 | 0,88 | 0,79 | 1,52 | 1,54 | 0,73 | 0,65 |
| Tot. | 99,39 | 100,44 | 99,48 | 99,63 | 100,69 | 99,92 | 100,01 | 99,71 |
| Ba ppm | 1299 | 1135 | 1010 | 970 | 397 | 342 | 1043 | 1005 |
| Rb ppm | 136 | 113 | 90 | 187 | 77 | 95 | 133 | 793 |
| Sr ppm | 692 | 841 | 1170 | 720 | 791 | 1135 | 849 | 869 |

| Réf. | JR283a | JR398 | JR69c | JR404b | AF34 | JR337a |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
| GRANODIORITES | | | | | | |
| % ↓ SiO ₂ | 66,38 | 66,60 | 67,25 | 67,60 | 68,10 | 69,47 |
| Al ₂ O ₃ | 15,37 | 15,84 | 15,34 | 16,30 | 16,60 | 15,86 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,66 | 3,84 | 3,30 | 3,38 | 3,33 | 1,90 |
| MnO | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. |
| MgO | 2,42 | 1,72 | 1,72 | 1,16 | 0,81 | 0,74 |
| CaO | 2,86 | 3,69 | 2,97 | 2,27 | 3,46 | 1,99 |
| Na ₂ O | 4,37 | 4,79 | 5,15 | 5,03 | 4,87 | 5,21 |
| K ₂ O | 2,62 | 2,13 | 2,97 | 2,73 | 1,36 | 3,25 |
| TiO ₂ | 0,36 | 0,63 | 0,30 | 0,51 | 0,41 | 0,28 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,23 | 0,08 | 0,09 | 0,19 | 0,08 |
| P.F. | 1,30 | 0,66 | 0,73 | 1,57 | 0,66 | 0,67 |
| Tot. | 99,46 | 100,13 | 99,81 | 100,63 | 99,79 | 99,45 |
| Ba ppm | 1173 | 917 | 859 | 1864 | 439 | 1233 |
| Rb ppm | 143 | 90 | 101 | 105 | 132 | 191 |
| Sr ppm | 991 | 857 | 987 | 635 | 775 | 1202 |

ANNEXE N° 1 : TABLEAU DES ANALYSES DES ROCHES INTRUSIVES.
(éléments majeurs, Ba, Rb et Sr - Fluo X : F. KELLER)

| Réf. | JR391 | JR153a | JR209 | JR350 | JR393c | JR396 | JR313 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|
| DIORITES QUARTZIQUES | | | | | | | |
| % ↓ SiO ₂ | 56,04 | 56,38 | 56,61 | 58,65 | 58,65 | 59,85 | 60,55 |
| Al ₂ O ₃ | 12,80 | 17,78 | 18,38 | 15,60 | 16,10 | 15,81 | 17,38 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,82 | 7,04 | 5,34 | 6,64 | 6,75 | 6,80 | 6,02 |
| MnO | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. |
| MgO | 6,30 | 3,18 | 3,74 | 4,10 | 4,15 | 2,56 | 2,32 |
| CaO | 6,42 | 6,02 | 4,75 | 5,71 | 5,05 | 5,37 | 3,45 |
| Na ₂ O | 3,55 | 6,40 | 4,75 | 4,58 | 4,36 | 4,97 | 6,03 |
| K ₂ O | 1,59 | 1,60 | 3,34 | 1,64 | 1,67 | 1,72 | 1,67 |
| TiO ₂ | 1,19 | 0,91 | 0,54 | 0,93 | 1,01 | 1,14 | 0,54 |
| P ₂ O ₅ | 0,31 | 0,36 | 0,42 | 0,34 | 0,41 | 0,17 | 0,48 |
| P.F. | 1,65 | 0,90 | 1,72 | 0,99 | 0,95 | 1,36 | 0,82 |
| Tot. | 99,67 | 100,57 | 99,59 | 99,18 | 99,10 | 99,75 | 99,26 |
| Ba ppm | 525 | 708 | 1419 | 674 | 210 | 632 | 412 |
| Rb ppm | 95 | 50 | 216 | 66 | 105 | 114 | 299 |
| Sr ppm | 424 | 626 | 1105 | 888 | 615 | 886 | 1151 |

| Réf. | JR390a | JR266 | JR414 | JR410 | JR392a | JR392b | JR411 |
|---------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| DIORITES DEFICITAIRES EN SILICE | | | | | | | |
| % ↓ SiO ₂ | 53,89 | 54,75 | 54,80 | 55,38 | 55,43 | 55,47 | 55,68 |
| Al ₂ O ₃ | 14,39 | 15,10 | 13,36 | 17,35 | 14,82 | 15,78 | 15,75 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,64 | 8,88 | 8,98 | 8,39 | 8,94 | 8,08 | 8,73 |
| MnO | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. | N.D. |
| MgO | 5,55 | 4,30 | 7,30 | 3,55 | 4,90 | 4,21 | 4,68 |
| CaO | 6,14 | 7,17 | 6,80 | 5,57 | 7,14 | 5,68 | 6,37 |
| Na ₂ O | 3,04 | 4,30 | 3,00 | 5,28 | 3,71 | 5,03 | 3,90 |
| K ₂ O | 1,40 | 1,65 | 1,43 | 1,30 | 1,51 | 2,30 | 1,60 |
| TiO ₂ | 2,18 | 1,66 | 1,34 | 1,38 | 1,16 | 1,11 | 1,07 |
| P ₂ O ₅ | 0,31 | 0,80 | 0,23 | 0,28 | 0,46 | 0,24 | 0,19 |
| P.F. | 3,08 | 0,90 | 2,00 | 1,51 | 1,44 | 1,63 | 1,47 |
| Tot. | 99,62 | 99,51 | 99,24 | 99,99 | 99,51 | 99,53 | 99,44 |
| Ba ppm | 317 | 686 | 245 | 503 | 520 | 654 | 681 |
| Rb ppm | 67 | 145 | 47 | 83 | 100 | 184 | < 20 |
| Sr ppm | 549 | 1020 | 692 | 1031 | 685 | 659 | 359 |

ANNEXE N° 2 : TABLEAU DES ANALYSES DES ROCHES METAVOLCANOSÉDIMENTAIRES.
(éléments majeurs, Ba, Rb et Sr - Fluo X : F. KELLER)

| Réf. | JR66b | JR67b | JR110a | JR185a | JR191a | JR220a | AF237a | AF246b |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| PARAGNEISS | | | | | | | | |
| % ↓ SiO ₂ | 61,53 | 60,19 | 61,73 | 62,75 | 65,45 | 69,55 | 63,26 | 59,58 |
| Al ₂ O ₃ | 16,64 | 16,85 | 23,47 | 17,50 | 15,38 | 15,42 | 15,68 | 16,99 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,53 | 7,80 | 1,30 | 6,59 | 5,84 | 3,99 | 5,86 | 9,01 |
| MnO | 0,09 | 0,14 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,08 |
| MgO | 2,88 | 3,85 | 1,14 | 2,06 | 3,25 | 1,54 | 4,13 | 2,80 |
| CaO | 3,10 | 1,90 | 0,28 | 1,97 | 2,33 | 2,74 | 2,78 | 2,15 |
| Na ₂ O | 4,21 | 3,45 | 1,23 | 3,24 | 3,39 | 3,82 | 4,39 | 4,10 |
| K ₂ O | 2,45 | 3,26 | 5,33 | 1,11 | 2,61 | 1,48 | 2,72 | 3,20 |
| TiO ₂ | 0,63 | 0,66 | 0,82 | 0,85 | 0,57 | 0,43 | 0,55 | 0,81 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,14 | 0,06 | 0,15 | 0,16 | 0,11 | 0,17 | 0,14 |
| P.F. | 1,21 | 0,83 | 4,39 | 1,48 | 0,80 | 0,54 | 0,74 | 0,90 |
| Tot. | 99,35 | 99,07 | 99,81 | 97,74 | 99,86 | 99,69 | 100,36 | 99,76 |
| Ba ppm | 659 | 439 | 626 | 280 | 623 | 421 | 687 | 239 |
| Rb ppm | 130 | 525 | 710 | 310 | 600 | 120 | 308 | 370 |
| Sr ppm | 618 | 503 | 605 | 592 | 593 | 517 | 622 | 443 |

(JR110a : Schiste à andalousite)

| Réf. | JR308 | JR334 | JR343a | JR353a | JR360a | JR362a | JR362b | JR379 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| PARAGNEISS | | | | | | | | |
| % ↓ SiO ₂ | 64,54 | 68,16 | 62,37 | 61,53 | 63,83 | 71,95 | 72,33 | 63,17 |
| Al ₂ O ₃ | 16,00 | 16,53 | 15,76 | 16,27 | 17,40 | 15,30 | 15,35 | 15,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,30 | 2,52 | 5,65 | 6,55 | 4,22 | 1,40 | 0,95 | 7,09 |
| MnO | 0,03 | 0,03 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,03 | 0,07 |
| MgO | 2,88 | 1,40 | 3,17 | 3,30 | 2,10 | 0,81 | 0,35 | 2,65 |
| CaO | 2,88 | 3,20 | 3,99 | 5,45 | 3,17 | 2,35 | 1,90 | 2,82 |
| Na ₂ O | 3,79 | 5,75 | 3,16 | 0,63 | 5,22 | 4,90 | 4,20 | 3,37 |
| K ₂ O | 2,61 | 1,28 | 2,50 | 2,75 | 1,80 | 1,75 | 4,04 | 1,91 |
| TiO ₂ | 0,61 | 0,43 | 0,73 | 0,76 | 0,59 | 0,25 | 0,16 | 0,61 |
| P ₂ O ₅ | 0,18 | 0,11 | 0,24 | 0,20 | 0,15 | 0,10 | 0,07 | 0,12 |
| P.F. | 0,62 | 0,74 | 1,88 | 2,08 | 1,48 | 0,26 | 0,36 | 1,92 |
| Tot. | 100,44 | 100,15 | 99,45 | 99,58 | 99,96 | 99,12 | 99,74 | 99,34 |
| Ba ppm | 590 | 566 | 997 | 498 | 689 | 414 | 1210 | 665 |
| Rb ppm | 375 | 35 | 134 | 140 | 90 | 63 | 90 | 218 |
| Sr ppm | 563 | 1020 | 840 | 507 | 917 | 787 | 841 | 670 |

ANNEXE N° 3 : TABLEAU DES ANALYSES DES ROCHES METAVOLCANOSÉDIMENTAIRES.
(éléments majeurs, Ba, Rb, Sr - Fluo X : F. KELLER)

| Réf. | JR379 | JR385 | JR387 | JR148c | JR164b | JR169 | JR314 | JR315 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------------|--------|--------|--------|-------|
| PARAGNEISS | | | | AMPHIBOLITES | | | | |
| % ↓ SiO ₂ | 63,17 | 70,68 | 70,99 | 54,69 | 49,70 | 47,85 | 54,89 | 51,26 |
| Al ₂ O ₃ | 15,68 | 13,01 | 13,66 | 15,95 | 12,59 | 13,79 | 16,11 | 14,13 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,09 | 3,65 | 4,47 | 9,72 | 16,80 | 14,79 | 9,79 | 14,19 |
| MnO | 0,07 | 0,08 | 0,08 | 0,11 | 0,22 | 0,18 | 0,15 | 0,47 |
| MgO | 2,65 | 1,06 | 1,03 | 4,20 | 5,20 | 6,15 | 4,35 | 3,48 |
| CaO | 2,82 | 4,65 | 2,10 | 5,81 | 8,51 | 11,84 | 7,30 | 8,95 |
| Na ₂ O | 3,37 | 3,04 | 2,98 | 3,14 | 2,93 | 2,40 | 4,40 | 1,34 |
| K ₂ O | 1,91 | 0,80 | 2,07 | 1,46 | 1,23 | 1,03 | 1,55 | 1,40 |
| TiO ₂ | 0,61 | 0,43 | 0,46 | 1,72 | 2,08 | 1,29 | 0,84 | 1,17 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,12 | 0,11 | 0,44 | 0,22 | 0,13 | 0,35 | 0,15 |
| P.F. | 1,92 | 2,93 | 1,66 | 2,14 | 0,41 | 0,80 | 0,85 | 3,24 |
| Tot. | 99,34 | 100,45 | 99,53 | 99,38 | 99,89 | 100,25 | 100,58 | 99,78 |
| Ba ppm | 665 | 132 | 491 | 614 | 316 | 126 | 413 | 440 |
| Rb ppm | 218 | < 20 | 47 | 109 | < 20 | 55 | 75 | 160 |
| Sr ppm | 670 | 705 | 604 | 979 | 455 | 415 | 841 | 339 |
| | | | | ○ | ● | ● | ○ | ★ |

● - amphibolites des boutonnières
○ - amphibolites des enclaves
★ - metabasaltes

| Réf. | JR343b | JR353b | JR360b | JR365 | JR367 | JR384 | JR344b | JR400 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|---------|
| AMPHIBOLITES | | | | | | | "TUF" | DIABASE |
| % ↓ SiO ₂ | 49,13 | 48,56 | 48,49 | 48,55 | 57,31 | 47,31 | 65,36 | 49,00 |
| Al ₂ O ₃ | 14,60 | 13,56 | 12,66 | 14,04 | 14,38 | 17,92 | 18,22 | 12,35 |
| Fe ₂ O ₃ | 13,31 | 12,70 | 17,09 | 13,20 | 8,42 | 9,40 | 2,42 | 11,89 |
| MnO | 0,14 | 0,24 | 0,22 | 0,17 | 0,16 | 0,22 | 0,04 | 0,16 |
| MgO | 7,30 | 8,45 | 4,43 | 7,65 | 5,05 | 6,05 | 2,08 | 11,31 |
| CaO | 10,79 | 11,00 | 9,11 | 10,38 | 10,35 | 8,61 | 3,54 | 10,28 |
| Na ₂ O | 1,70 | 1,27 | 3,26 | 3,47 | 1,13 | 2,03 | 3,09 | 0,65 |
| K ₂ O | 1,39 | 1,40 | 1,34 | 1,00 | 0,88 | 1,01 | 2,55 | 0,58 |
| TiO ₂ | 0,79 | 0,39 | 2,17 | 1,07 | 0,44 | 0,91 | 0,66 | 0,75 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,08 | 0,18 | 0,13 | 0,08 | 0,50 | 0,12 | 0,12 |
| P.F. | 1,37 | 1,54 | 0,69 | 0,84 | 1,37 | 5,53 | 1,95 | 3,26 |
| Tot. | 100,60 | 99,29 | 99,64 | 100,51 | 99,41 | 99,27 | 100,03 | 100,35 |
| Ba ppm | 246 | 143 | 351 | 78 | 183 | 300 | 550 | 117 |
| Rb ppm | 77 | 20 | 60 | 30 | 82 | 65 | 150 | 60 |
| Sr ppm | 536 | 375 | 471 | 436 | 526 | 401 | 640 | 369 |
| | ● | ● | ● | ● | ● | ★ | | |

Annexe n° 4 : Localisation des affleurements et des échantillons.

| | | | | | |
|-------|-----------|-----------|--------|-----------|-----------|
| JR 31 | 75°42'50" | 50°48'17" | JR 90 | 75°49'48" | 50°42'13" |
| JR 32 | 75°42'49" | 50°47'19" | JR 91 | 75°50'20" | 50°40'54" |
| JR 33 | 75°42'44" | 50°47'08" | JR 92 | 75°50'25" | 50°40'36" |
| JR 34 | 75°42'55" | 50°48'17" | JR 93 | 75°50'17" | 50°40'22" |
| JR 35 | 75°42'38" | 50°48'21" | JR 94 | 75°50'09" | 50°40'23" |
| JR 36 | 75°42'59" | 50°48'15" | JR 95 | 75°49'50" | 50°40'28" |
| JR 37 | 75°45'26" | 50°48'23" | JR 96 | 75°49'17" | 50°40'37" |
| JR 38 | 75°45'03" | 50°48'22" | JR 97 | 75°50'35" | 50°42'36" |
| JR 39 | 75°44'00" | 50°48'56" | JR 98 | 75°50'43" | 50°42'32" |
| JR 40 | 75°41'29" | 50°48'44" | JR 99 | 75°50'57" | 50°42'22" |
| JR 41 | 75°42'45" | 50°49'09" | JR 100 | 75°51'57" | 50°40'13" |
| JR 42 | 75°43'26" | 50°49'03" | JR 101 | 75°51'03" | 50°40'05" |
| JR 43 | 75°43'29" | 50°49'02" | JR 102 | 75°50'38" | 50°42'38" |
| JR 44 | 75°45'05" | 50°49'07" | JR 103 | 75°53'13" | 50°44'37" |
| JR 45 | 75°46'40" | 50°48'56" | JR 104 | 75°53'11" | 50°44'55" |
| JR 47 | 75°47'25" | 50°48'49" | JR 105 | 75°53'08" | 50°45'19" |
| JR 48 | 75°47'40" | 50°48'43" | JR 106 | 75°52'32" | 50°45'30" |
| JR 49 | 75°47'50" | 50°48'42" | JR 107 | 75°52'39" | 50°44'48" |
| JR 50 | 75°48'05" | 50°48'39" | JR 108 | 75°52'40" | 50°44'43" |
| JR 51 | 75°47'57" | 50°48'25" | JR 109 | 75°52'41" | 50°44'36" |
| JR 52 | 75°47'28" | 50°48'36" | JR 110 | 75°53'06" | 50°43'22" |
| JR 53 | 75°46'30" | 50°48'52" | JR 111 | 75°51'57" | 50°43'07" |
| JR 54 | 75°45'12" | 50°48'58" | JR 112 | 75°53'32" | 50°41'11" |
| JR 55 | 75°42'15" | 50°49'26" | JR 113 | 75°52'38" | 50°40'53" |
| JR 56 | 75°42'11" | 50°49'48" | JR 114 | 75°52'89" | 50°41'15" |
| JR 57 | 75°42'02" | 50°49'53" | JR 115 | 75°51'20" | 50°42'20" |
| JR 58 | 75°41'58" | 50°49'58" | JR 116 | 75°53'55" | 50°42'55" |
| JR 59 | 75°41'51" | 50°50'03" | JR 117 | 75°54'13" | 50°42'50" |
| JR 60 | 75°41'48" | 50°50'06" | JR 118 | 75°54'29" | 50°42'04" |
| JR 61 | 75°41'10" | 50°49'43" | JR 119 | 75°54'08" | 50°41'55" |
| JR 62 | 75°52'36" | 50°43'21" | JR 120 | 75°54'05" | 50°41'58" |
| JR 63 | 75°52'53" | 50°43'18" | JR 121 | 75°51'53" | 50°44'43" |
| JR 64 | 75°54'05" | 50°43'07" | JR 122 | 75°49'18" | 50°44'23" |
| JR 65 | 75°54'12" | 50°43'07" | JR 123 | 75°49'47" | 50°44'45" |
| JR 66 | 75°54'29" | 50°43'11" | JR 124 | 75°48'42" | 50°46'41" |
| JR 67 | 75°54'40" | 50°43'05" | JR 125 | 75°48'39" | 50°46'44" |
| JR 68 | 75°52'03" | 50°43'16" | JR 126 | 75°48'36" | 50°46'47" |
| JR 69 | 75°50'48" | 50°43'11" | JR 127 | ? | ? |
| JR 70 | 75°50'45" | 50°43'25" | JR 128 | 75°47'54" | 50°46'30" |
| JR 71 | 75°54'44" | 50°44'10" | JR 129 | 75°50'21" | 50°43'35" |
| JR 72 | 75°54'44" | 50°44'15" | JR 130 | 75°50'09" | 50°43'37" |
| JR 73 | 75°54'43" | 50°44'34" | JR 131 | 75°50'05" | 50°43'48" |
| JR 74 | 75°54'49" | 50°44'46" | JR 132 | 75°49'52" | 50°43'48" |
| JR 75 | 75°54'43" | 50°45'02" | JR 133 | 75°49'55" | 50°43'53" |
| JR 76 | 75°54'27" | 50°44'58" | JR 134 | 75°49'42" | 50°43'56" |
| JR 77 | 75°54'05" | 50°45'02" | JR 135 | 75°49'18" | 50°44'03" |
| JR 78 | 75°53'54" | 50°45'05" | JR 136 | 75°48'10" | 50°43'26" |
| JR 79 | 75°53'48" | 50°45'02" | JR 137 | 75°47'58" | 50°43'18" |
| JR 80 | 75°54'03" | 50°44'36" | JR 138 | 75°47'17" | 50°42'33" |
| JR 81 | 75°54'06" | 50°44'32" | JR 139 | 75°47'43" | 50°42'23" |
| JR 82 | 75°54'25" | 50°43'27" | JR 140 | 75°48'42" | 50°43'21" |
| JR 83 | 75°50'04" | 50°43'33" | JR 159 | 75°48'05" | 50°45'47" |
| JR 84 | 75°49'40" | 50°44'38" | JR 160 | 75°46'42" | 50°46'24" |
| JR 85 | 75°49'35" | 50°43'31" | JR 164 | 75°42'53" | 50°41'53" |
| JR 86 | 75°49'32" | 50°43'14" | JR 165 | 75°42'31" | 50°42'00" |
| JR 87 | 75°49'30" | 50°43'08" | JR 166 | 75°41'26" | 50°42'02" |
| JR 88 | 75°49'28" | 50°42'58" | JR 167 | 75°42'21" | 50°42'03" |
| JR 89 | 75°49'28" | 50°42'54" | JR 168 | 75°41'46" | 50°42'05" |

Annexe n° 4 : Localisation des affleurements et des échantillons.

| | | | | | |
|--------|-----------|-----------|--------|-----------|-----------|
| JR 169 | 75°41'53" | 50°41'57" | JR 227 | 75°50'52" | 50°38'04" |
| JR 170 | 75°45'49" | 50°41'33" | JR 228 | 75°54'58" | 50°38'33" |
| JR 171 | 75°46'12" | 50°42'15" | JR 229 | 75°51'28" | 50°38'53" |
| JR 172 | 75°45'48" | 50°42'18" | JR 230 | 75°51'32" | 50°38'57" |
| JR 173 | 75°45'28" | 50°42'22" | JR 231 | 75°51'55" | 50°39'20" |
| JR 174 | 75°45'08" | 50°42'24" | JR 232 | 75°52'12" | 50°39'50" |
| JR 175 | 75°44'28" | 50°41'16" | JR 233 | 75°51'40" | 50°40'07" |
| JR 176 | 75°44'48" | 50°41'55" | JR 234 | 75°51'25" | 50°40'03" |
| JR 177 | 75°45'04" | 50°41'38" | JR 235 | 75°50'51" | 50°40'00" |
| JR 178 | 75°45'09" | 50°41'31" | JR 236 | 75°50'45" | 50°39'34" |
| JR 179 | 75°47'15" | 50°40'42" | JR 237 | 75°50'48" | 50°39'16" |
| JR 180 | 75°48'34" | 50°40'12" | JR 238 | 75°51'02" | 50°38'58" |
| JR 181 | 75°45'48" | 50°40'07" | JR 239 | 75°44'03" | 50°44'08" |
| JR 182 | 75°48'48" | 50°40'19" | JR 240 | 75°44'13" | 50°44'06" |
| JR 183 | 75°46'52" | 50°38'30" | JR 241 | 75°44'18" | 50°44'05" |
| JR 184 | 75°46'43" | 50°39'18" | JR 242 | 75°43'56" | 50°43'25" |
| JR 185 | 75°45'15" | 50°40'12" | JR 243 | 75°44'02" | 50°43'03" |
| JR 186 | 75°45'07" | 50°40'17" | JR 244 | 75°43'48" | 50°43'24" |
| JR 187 | 75°43'55" | 50°38'52" | JR 245 | 75°43'38" | 50°43'21" |
| JR 188 | 75°43'51" | 50°38'55" | JR 246 | 75°43'02" | 50°42'32" |
| JR 189 | 75°51'47" | 50°37'57" | JR 247 | 75°42'45" | 50°42'30" |
| JR 190 | 75°51'57" | 50°37'52" | JR 248 | 75°42'31" | 50°42'19" |
| JR 191 | 75°52'45" | 50°37'34" | JR 249 | 75°42'28" | 50°42'11" |
| JR 192 | 75°52'44" | 50°37'08" | JR 250 | 75°42'26" | 50°42'21" |
| JR 193 | 75°52'45" | 50°37'03" | JR 251 | 75°42'25" | 50°42'26" |
| JR 194 | 75°52'46" | 50°36'53" | JR 252 | 75°42'23" | 50°42'33" |
| JR 195 | 75°52'47" | 50°36'18" | JR 253 | 75°42'20" | 50°43'12" |
| JR 196 | 75°52'35" | 50°36'37" | JR 254 | 75°42'18" | 50°43'47" |
| JR 197 | 75°52'30" | 50°36'46" | JR 255 | 75°42'21" | 50°43'57" |
| JR 198 | 75°52'25" | 50°36'56" | JR 256 | 75°42'37" | 50°43'56" |
| JR 199 | 75°52'14" | 50°37'22" | JR 257 | 75°42'55" | 50°43'56" |
| JR 200 | 75°52'05" | 50°37'37" | JR 258 | 75°43'00" | 50°44'01" |
| JR 201 | 75°51'51" | 50°37'45" | JR 259 | 75°46'52" | 50°43'17" |
| JR 202 | 75°51'40" | 50°37'45" | JR 260 | 75°45'32" | 50°43'35" |
| JR 203 | 75°51'26" | 50°38'07" | JR 261 | 75°44'30" | 50°44'26" |
| JR 204 | 75°51'21" | 50°38'09" | JR 262 | 75°45'13" | 50°43'42" |
| JR 205 | 75°50'57" | 50°37'37" | JR 263 | 75°45'19" | 50°43'32" |
| JR 206 | 75°50'57" | 50°37'19" | JR 264 | 75°45'15" | 50°43'23" |
| JR 207 | 75°49'55" | 50°37'00" | JR 265 | 75°45'12" | 50°42'48" |
| JR 208 | 75°50'07" | 50°37'11" | JR 266 | 75°44'32" | 50°43'18" |
| JR 209 | 75°50'12" | 50°37'39" | JR 267 | 75°44'48" | 50°43'32" |
| JR 210 | 75°50'25" | 50°38'03" | JR 268 | 75°44'51" | 50°44'37" |
| JR 211 | 75°52'59" | 50°39'19" | JR 269 | 75°44'25" | 50°44'48" |
| JR 212 | 75°53'58" | 50°40'22" | JR 270 | 75°45'48" | 50°44'53" |
| JR 213 | 75°53'58" | 50°40'42" | JR 271 | 75°45'41" | 50°45'01" |
| JR 214 | 75°52'54" | 50°40'18" | JR 272 | 75°45'28" | 50°44'57" |
| JR 215 | 75°52'20" | 50°39'04" | JR 273 | 75°45'32" | 50°44'56" |
| JR 216 | 75°52'29" | 50°38'21" | JR 274 | 75°45'18" | 50°44'57" |
| JR 217 | 75°53'00" | 50°38'18" | JR 275 | 75°44'58" | 50°44'54" |
| JR 218 | 75°53'45" | 50°38'06" | JR 276 | 75°44'43" | 50°44'55" |
| JR 219 | 75°54'05" | 50°38'02" | JR 277 | 75°44'11" | 50°45'04" |
| JR 220 | 75°54'08" | 50°37'08" | JR 278 | 75°41'52" | 50°43'54" |
| JR 221 | 75°53'58" | 50°37'13" | JR 279 | 75°41'52" | 50°43'23" |
| JR 222 | 75°53'20" | 50°37'30" | JR 280 | 75°41'52" | 50°43'21" |
| JR 223 | 75°53'11" | 50°37'41" | JR 281 | 75°41'52" | 50°42'58" |
| JR 224 | 75°51'17" | 50°38'25" | JR 282 | 75°40'36" | 50°44'28" |
| JR 225 | 75°51'07" | 50°38'21" | JR 283 | 75°40'18" | 50°45'05" |
| JR 226 | 75°51'03" | 50°38'15" | JR 284 | 75°41'22" | 50°45'16" |

Annexe n° 4 : Localisation des affleurements et des échantillons.

| | | | | | |
|--------|-----------|-----------|--------|-----------|-----------|
| JR 285 | 75°42'34" | 50°44'46" | JR 347 | 75°39'22" | 50°43'44" |
| JR 286 | 75°43'43" | 50°44'52" | JR 348 | 75°39'46" | 50°43'38" |
| JR 287 | 75°41'31" | 50°45'21" | JR 349 | 75°45'25" | 50°43'35" |
| JR 288 | 75°42'05" | 50°45'53" | JR 350 | 75°46'33" | 50°42'57" |
| JR 289 | 75°43'50" | 50°45'05" | JR 351 | 75°45'43" | 50°44'40" |
| JR 290 | 75°43'45" | 50°45'15" | JR 352 | 75°43'29" | 50°44'00" |
| JR 291 | 75°45'28" | 50°45'23" | JR 353 | 75°44'24" | 50°43'00" |
| JR 292 | 75°45'43" | 50°45'48" | JR 354 | 75°44'14" | 50°43'09" |
| JR 293 | 75°45'47" | 50°45'58" | JR 355 | 75°44'13" | 50°43'11" |
| JR 294 | 75°46'10" | 50°47'03" | JR 356 | 75°44'10" | 50°43'13" |
| JR 295 | 75°45'05" | 50°46'33" | JR 357 | 75°44'13" | 50°43'05" |
| JR 300 | 75°53'46" | 50°45'25" | JR 358 | 75°44'16" | 50°42'52" |
| JR 301 | 75°53'40" | 50°45'45" | JR 359 | 75°44'16" | 50°42'48" |
| JR 302 | 75°53'43" | 50°45'52" | JR 360 | 75°44'14" | 50°42'37" |
| JR 303 | 75°53'50" | 50°46'23" | JR 361 | 75°44'18" | 50°42'15" |
| JR 304 | 75°53'46" | 50°46'34" | JR 362 | 75°44'17" | 50°42'08" |
| JR 305 | 75°53'55" | 50°46'48" | JR 363 | 75°43'52" | 50°42'10" |
| JR 306 | 75°54'43" | 50°46'29" | JR 364 | 75°43'30" | 50°43'10" |
| JR 307 | 75°54'42" | 50°46'23" | JR 365 | 75°43'38" | 50°43'12" |
| JR 308 | 75°54'41" | 50°45'49" | JR 366 | 75°43'44" | 50°43'14" |
| JR 309 | 75°54'42" | 50°45'37" | JR 367 | 75°43'58" | 50°43'17" |
| JR 310 | 75°54'42" | 50°45'30" | JR 368 | 75°46'05" | 50°40'58" |
| JR 311 | 75°53'05" | 50°45'32" | JR 369 | 75°46'02" | 50°40'57" |
| JR 312 | 75°53'05" | 50°45'34" | JR 370 | 75°45'58" | 50°40'51" |
| JR 313 | 75°52'57" | 50°45'38" | JR 371 | 75°45'59" | 50°40'43" |
| JR 314 | 75°52'51" | 50°45'42" | JR 372 | 75°45'24" | 50°41'07" |
| JR 315 | 75°52'34" | 50°46'34" | JR 373 | 75°45'13" | 50°41'06" |
| JR 316 | 75°53'03" | 50°46'33" | JR 374 | 75°45'09" | 50°40'55" |
| JR 317 | 75°53'32" | 50°46'21" | JR 375 | 75°45'09" | 50°40'47" |
| JR 318 | 75°53'32" | 50°46'13" | JR 376 | 75°45'06" | 50°40'43" |
| JR 319 | 75°53'37" | 50°45'30" | JR 377 | 75°45'00" | 50°40'35" |
| JR 320 | 75°53'17" | 50°44'32" | JR 378 | 75°45'55" | 50°40'32" |
| JR 321 | 75°52'58" | 50°44'15" | JR 379 | 75°46'18" | 50°40'30" |
| JR 322 | 75°52'55" | 50°44'18" | JR 380 | 75°46'23" | 50°40'27" |
| JR 323 | 75°52'33" | 50°44'32" | JR 381 | 75°46'29" | 50°40'25" |
| JR 324 | 75°52'21" | 50°44'41" | JR 382 | 75°46'38" | 50°40'24" |
| JR 325 | 75°52'12" | 50°44'47" | JR 383 | 75°46'52" | 50°40'03" |
| JR 326 | 75°54'17" | 50°44'54" | JR 384 | 75°46'47" | 50°39'57" |
| JR 327 | 75°54'25" | 50°44'35" | JR 385 | 75°46'17" | 50°40'03" |
| JR 328 | 75°41'57" | 50°42'38" | JR 386 | 75°46'13" | 50°40'04" |
| JR 329 | 75°41'38" | 50°42'14" | JR 387 | 75°46'05" | 50°40'05" |
| JR 330 | 75°41'45" | 50°41'36" | JR 388 | 75°46'00" | 50°40'21" |
| JR 331 | 75°41'35" | 50°41'47" | JR 389 | 75°45'59" | 50°40'29" |
| JR 332 | 75°41'31" | 50°41'52" | JR 390 | 75°46'32" | 50°44'54" |
| JR 333 | 75°41'27" | 50°41'55" | JR 391 | 75°46'24" | 50°44'49" |
| JR 334 | 75°40'50" | 50°42'37" | JR 392 | 75°46'00" | 50°44'47" |
| JR 335 | 75°40'46" | 50°41'23" | JR 393 | 75°44'51" | 50°44'37" |
| JR 336 | 75°40'04" | 50°41'37" | JR 394 | 75°45'02" | 50°44'37" |
| JR 337 | 75°40'10" | 50°41'45" | JR 395 | 75°45'16" | 50°44'40" |
| JR 338 | 75°40'00" | 50°42'49" | JR 396 | 75°45'29" | 50°44'43" |
| JR 339 | 75°38'05" | 50°43'42" | JR 397 | 75°45'36" | 50°44'45" |
| JR 340 | 75°37'33" | 50°42'50" | JR 398 | 75°45'40" | 50°44'47" |
| JR 341 | 75°39'18" | 50°43'18" | JR 399 | 75°45'49" | 50°44'48" |
| JR 342 | 75°39'15" | 50°43'38" | JR 400 | 75°45'55" | 50°44'46" |
| JR 343 | 75°39'00" | 50°43'47" | JR 401 | 75°46'18" | 50°44'42" |
| JR 344 | 75°38'54" | 50°43'50" | JR 402 | 75°46'27" | 50°44'41" |
| JR 345 | 75°38'41" | 50°43'57" | JR 403 | 75°46'30" | 50°44'46" |
| JR 346 | 75°39'18" | 50°43'46" | JR 404 | 75°46'34" | 50°44'45" |

Annexe n° 4 : Localisation des affleurements et des échantillons.

| | | | | | |
|--------|-----------|-----------|--------|-----------|-----------|
| JR 405 | 75°46'38" | 50°44'44" | AF 188 | 75°53'28" | 50°46'40" |
| JR 406 | 75°46'43" | 50°44'43" | AF 189 | 75°53'06" | 50°48'00" |
| JR 407 | 75°46'48" | 50°44'39" | AF 190 | 75°52'20" | 50°47'50" |
| JR 408 | 75°46'56" | 50°44'45" | AF 191 | 75°51'33" | 50°46'48" |
| JR 409 | 75°46'56" | 50°44'38" | AF 192 | 75°51'18" | 50°46'09" |
| JR 410 | 75°47'05" | 50°44'37" | AF 193 | 75°51'30" | 50°45'40" |
| JR 411 | 75°47'13" | 50°44'37" | AF 195 | 75°53'55" | 50°49'04" |
| JR 412 | 75°47'18" | 50°44'25" | AF 196 | 75°54'53" | 50°49'09" |
| JR 413 | 75°47'40" | 50°44'39" | AF 197 | 75°53'58" | 50°49'09" |
| JR 414 | 75°47'52" | 50°44'27" | AF 198 | 75°53'59" | 50°49'02" |
| JR 415 | 75°47'58" | 50°44'32" | AF 200 | 75°53'22" | 50°48'32" |
| JR 416 | 75°48'08" | 50°44'25" | AF 201 | 75°53'28" | 50°48'27" |
| JR 417 | 75°48'27" | 50°44'15" | AF 202 | 75°53'48" | 50°48'23" |
| JR 418 | 75°48'30" | 50°44'17" | AF 203 | 75°54'00" | 50°48'17" |
| JR 419 | 75°48'33" | 50°44'22" | AF 204 | 75°53'09" | 50°48'25" |
| JR 420 | 75°48'37" | 50°44'18" | AF 205 | 75°52'57" | 50°48'22" |
| JR 421 | 75°48'45" | 50°44'19" | AF 206 | 75°48'11" | 50°49'52" |
| JR 422 | 75°48'50" | 50°44'18" | AF 207 | 75°48'38" | 50°50'33" |
| JR 423 | 75°49'09" | 50°44'16" | AF 208 | 75°48'50" | 50°51'00" |
| JR 424 | 75°48'59" | 50°44'14" | AF 209 | 75°48'54" | 50°51'07" |
| JR 425 | 75°49'07" | 50°44'12" | AF 217 | 75°48'06" | 50°51'12" |
| JR 426 | 75°49'28" | 50°44'10" | AF 218 | 75°48'04" | 50°51'08" |
| JR 427 | 75°49'34" | 50°43'58" | AF 219 | 75°47'58" | 50°50'42" |
| JR 428 | 75°49'40" | 50°44'04" | AF 220 | 75°47'55" | 50°49'57" |
| AF 155 | 75°52'12" | 50°48'05" | AF 221 | 75°47'56" | 50°49'54" |
| AF 156 | 75°51'55" | 50°48'02" | AF 222 | 75°47'20" | 50°49'46" |
| AF 157 | 75°50'58" | 50°47'55" | AF 223 | 75°47'20" | 50°49'49" |
| AF 158 | 75°51'08" | 50°47'57" | AF 224 | 75°47'22" | 50°49'58" |
| AF 159 | 75°52'34" | 50°49'48" | AF 225 | 75°47'23" | 50°50'14" |
| AF 160 | 75°52'43" | 50°48'30" | AF 226 | 75°47'23" | 50°50'37" |
| AF 161 | 75°52'45" | 50°48'25" | AF 233 | 75°46'18" | 50°51'07" |
| AF 162 | 75°52'30" | 50°48'30" | AF 234 | 75°46'32" | 50°50'50" |
| AF 163 | 75°52'30" | 50°48'17" | AF 235 | 75°47'12" | 50°49'53" |
| AF 164 | 75°53'48" | 50°46'44" | AF 236 | 75°50'00" | 50°49'58" |
| AF 165 | 75°53'49" | 50°46'50" | AF 237 | 75°50'23" | 50°49'56" |
| AF 166 | 75°53'48" | 50°46'34" | AF 238 | 75°50'50" | 50°49'52" |
| AF 167 | 75°53'46" | 50°46'29" | AF 239 | 75°51'55" | 50°49'41" |
| AF 168 | 75°53'46" | 50°45'52" | AF 240 | 75°51'15" | 50°49'23" |
| AF 169 | 75°53'41" | 50°45'44" | AF 241 | 75°50'47" | 50°48'57" |
| AF 170 | 75°53'43" | 50°45'38" | AF 242 | 75°50'10" | 50°49'18" |
| AF 171 | 75°53'50" | 50°45'25" | AF 243 | 75°50'46" | 50°50'06" |
| AF 172 | 75°54'38" | 50°45'12" | AF 244 | 75°50'58" | 50°50'10" |
| AF 173 | 75°54'49" | 50°45'19" | AF 245 | 75°50'45" | 50°50'56" |
| AF 174 | 75°54'41" | 50°45'28" | AF 252 | 75°50'25" | 50°50'57" |
| AF 175 | 75°54'48" | 50°46'17" | AF 253 | 75°51'18" | 50°50'46" |
| AF 176 | 75°53'12" | 50°48'06" | AF 254 | 75°51'09" | 50°50'33" |
| AF 177 | 75°52'38" | 50°46'50" | AF 255 | 75°50'53" | 50°50'15" |
| AF 178 | 75°52'37" | 50°46'47" | AF 256 | 75°48'37" | 50°48'22" |
| AF 179 | 75°52'36" | 50°46'42" | AF 257 | 75°49'23" | 50°48'12" |
| AF 180 | 75°52'30" | 50°45'53" | AF 258 | 75°49'47" | 50°48'08" |
| AF 181 | 75°52'37" | 50°45'50" | AF 259 | 75°49'53" | 50°48'04" |
| AF 182 | 75°52'49" | 50°45'45" | AF 260 | 75°49'38" | 50°47'25" |
| AF 183 | 75°52'54" | 50°45'43" | AF 261 | 75°49'26" | 50°46'38" |
| AF 184 | 75°52'58" | 50°45'40" | AF 262 | 75°49'18" | 50°46'49" |
| AF 185 | 75°53'11" | 50°45'54" | AF 263 | 75°48'33" | 50°46'59" |
| AF 186 | 75°53'22" | 50°46'11" | AF 264 | 75°47'28" | 50°46'56" |
| AF 187 | 75°53'33" | 50°46'21" | AF 265 | 75°47'29" | 50°47'07" |
| | | | AF 266 | 75°47'38" | 50°47'52" |

Annexe n° 4 : Localisation des affleurements et des échantillons.

| | | | | | |
|--------|-----------|-----------|--------|-----------|-----------|
| AF 267 | 75°47'39" | 50°47'55" | TA 140 | 75°35'57" | 50°46'06" |
| AF 268 | 75°47'41" | 50°47'59" | TA 141 | 75°36'28" | 50°46'14" |
| AF 269 | 75°47'42" | 50°48'04" | TA 142 | 75°36'58" | 50°46'12" |
| AF 270 | 75°47'36" | 50°48'44" | TA 143 | 75°37'19" | 50°46'19" |
| AF 271 | 75°47'43" | 50°49'37" | TA 144 | 75°37'22" | 50°47'57" |
| AF 272 | 75°48'24" | 50°49'37" | TA 145 | 75°37'26" | 50°45'47" |
| AF 273 | 75°48'56" | 50°49'41" | TA 146 | 75°37'28" | 50°45'43" |
| AF 274 | 75°48'33" | 50°48'40" | TA 147 | 75°37'26" | 50°45'32" |
| AF 275 | 75°47'55" | 50°48'47" | TA 148 | 75°37'07" | 50°45'32" |
| AF 276 | 75°47'49" | 50°48'56" | TA 150 | 75°35'35" | 50°45'02" |
| AF 277 | 75°47'48" | 50°49'34" | TA 156 | 75°36'27" | 50°44'47" |
| | | | TA 157 | 75°36'45" | 50°44'43" |
| PV 40 | 75°43'44" | 50°49'49" | TA 158 | 75°37'49" | 50°44'56" |
| PV 41 | 75°43'10" | 50°50'42" | TA 159 | 75°38'30" | 50°45'06" |
| PV 42 | 75°44'14" | 50°49'20" | TA 160 | 75°38'29" | 50°45'20" |
| PV 43 | 75°44'15" | 50°49'24" | TA 161 | 75°37'08" | 50°45'24" |
| PV 44 | 75°44'17" | 50°49'40" | TA 162 | 75°37'03" | 50°45'18" |
| PV 45 | 75°44'17" | 50°49'58" | TA 163 | 75°36'25" | 50°45'25" |
| PV 46 | 75°44'18" | 50°50'30" | TA 164 | 75°36'02" | 50°45'20" |
| PV 47 | 75°44'12" | 50°50'36" | TA 165 | 75°36'17" | 50°44'41" |
| PV 48 | 75°44'12" | 50°50'40" | TA 166 | 75°37'44" | 50°44'45" |
| PV 49 | 75°44'07" | 50°50'44" | TA 167 | 75°37'58" | 50°44'48" |
| PV 50 | 75°43'57" | 50°50'46" | TA 168 | 75°38'34" | 50°44'46" |
| PV 51 | 75°40'53" | 50°48'37" | TA 169 | 75°38'40" | 50°44'28" |
| PV 52 | 75°40'21" | 50°48'24" | | | |
| PV 53 | 75°39'05" | 50°47'55" | | | |
| PV 54 | 75°38'59" | 50°47'52" | | | |
| PV 55 | 75°39'32" | 50°47'43" | | | |
| PV 56 | 75°40'00" | 50°47'30" | | | |
| PV 57 | 75°45'00" | 50°48'40" | | | |
| PV 58 | 75°45'20" | 50°48'43" | | | |
| PV 59 | 75°45'38" | 50°48'37" | | | |
| PV 60 | 75°44'22" | 50°48'17" | | | |
| PV 61 | 75°44'25" | 50°47'40" | | | |
| PV 62 | 75°44'24" | 50°47'37" | | | |
| PV 63 | 75°44'23" | 50°47'32" | | | |
| PV 64 | 75°44'22" | 50°47'25" | | | |
| PV 65 | 75°44'47" | 50°46'46" | | | |
| PV 66 | 75°44'55" | 50°46'47" | | | |
| PV 67 | 75°45'05" | 50°47'53" | | | |
| PV 68 | 75°45'03" | 50°47'58" | | | |
| PV 69 | 75°44'57" | 50°48'13" | | | |

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 3 juillet 1981.

Le Président de la thèse



Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale

G. CAU



Carte géologique de la région située à l'ouest du confluent des rivières Broadback et Assinica.

Géologie d'après A. Franconi et J.L. Rastello.

Légende

ROCHES INTRUSIVES SYNTECTONIQUES

- Tonalites type "Malicorne".
- Tonalites à grain fin à enclaves de gneiss et d'amphibolites.
- Diorites et diorites quartziques.
- Tonalites à phénocristaux de feldspath potassique.
- Gabbrodiorites.
- Leucotonalites recristallisées.

ROCHES INTRUSIVES POST-TECTONIQUES

- Pegmatites roses.
- Pegmatites blanches.
- Pegmatites blanches à tourmaline.
- Dykes de diabase.
- Contacte géologiques approximatifs.
- Faille.

ROCHES METASEDIMENTAIRES ET METAVOLCANIQUES

- Gneiss à biotite.
- Gneiss à biotite envahis par des pegmatites blanches.
- Métagrouwachas feldspathiques.
- Métabasaites.
- Gneiss leucocrates remobilisés à biotite.
- Amphibolites.

