

LA GEOLOGIE DE LA REGION DE BOGOIN

C H A P I T R E I I I

LA GEOLOGIE DE LA REGION DE BOGOIN

I LA LITHOSTRATIGRAPHIE

De nos travaux de terrain, il ressort que, comme les auteurs antérieurs l'ont constaté, la géologie de BOGOIN consiste en un ensemble cristallophyllien (réputé archéen) en enclave dans un massif granitique (fig. 15 et 16).

Cet ensemble cristallophyllien forme un synclinal allongé du Nord vers le Sud. Dans la partie sud, ce synclinal décrit une virgation vers l'Ouest. Sa frontière occidentale est une crête qui domine la région, alors que la partie orientale est en partie prise sous une couverture gréseuse qui forme le paysage moutonné.

Nous adoptons dans le présent travail, pour simplifier, l'âge archéen pour les formations cristallophyllienne et protérozoïque pour les formations siliceuses qui recouvrent la première en discordance, âges qui pourront être précisés par des datations en cours (Ph. VIDAL et Y. VIALETTE, Clermont-Ferrand sur les échantillons de M. CORNACCHIA, L. GIORGI et J.L. POIDEVIN).

L'ensemble cristallophyllien est constitué du bas vers le haut (fig. 17 et tableau 6) :

- d'une formation de roches vertes souvent schistosés avec des noyaux massifs,
- de gneiss fins à deux micas,
- de quartzites à oligistes (itabirites),

- d'une formation siliceuse, litée et sulfurée ("tuffite"),
- d'une formation métavolcanique acide (métarhyolitoïdes).

Cet ensemble est très redressé et a, en général, un pendage ouest.

Un dyke de gabbro a été rencontré au sein de la formation siliceuse litée.

Cet ensemble disparaît vers le Sud-Est sous une série grés-quartzique, sub-horizontale ondulée protérozoïque. On note aussi la présence de couvertures latéritique et non latéritique.

La couverture protérozoïque comprend du bas vers le haut :

- un conglomérat de base, à l'aspect schisteux,
- des grès-quartzites grossiers,
- des grès-quartzites à grain fin plus massifs.

Le grès-quartzite couvre une grande proportion de la partie sud-est de la zone étudiée et se présente en langue s'élargissant vers le Sud.

La partie nord de la région est couverte d'une carapace latéritique, alors que l'Ouest est caractérisé par des îlots de couvertures non latéritiques grises.

Les lits des cours d'eau sont recouverts d'alluvions. Sous ces couvertures et surtout au-delà, s'étend le granite.

Le granite couvre une partie non négligeable du territoire étudié. C'est un granite porphyroïde qui passe, parfois, insensiblement à un granite à grain plus fin.

Vers le contact avec les formations cristallophylliennes, le granite se charge de biotite qui lui donne l'aspect schistose orienté nord-sud le rendant concordant avec ces dernières formations.

Le granite est parcouru de filons de quartz et de pegmatites dont la densité croît à l'approche des formations cristallophylliennes. Ces pegmatites et ces filons de quartz ont une direction préférentielle nord-sud, mais parfois, l'intensité des filons sécants donne à la roche un aspect grillagé.

Légende commune à toutes les cartes

latérite



grès quartzique



conglomérat de base



métarhyolitoïde

formation siliceuse à sulfures
et à épidote

itabirites



gneiss fin à feldspath



roches vertes



orthogneiss



granite équancé ou à grain fin



gabbro quartzique



foliation



stratification



1 schistosité de fracture

1- oblique

2- verticale



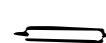
2 contour d'affleurement



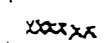
axe de pli



pendage de filon



filon de quartz



roche broyée



faille



faille supposée



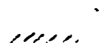
contact



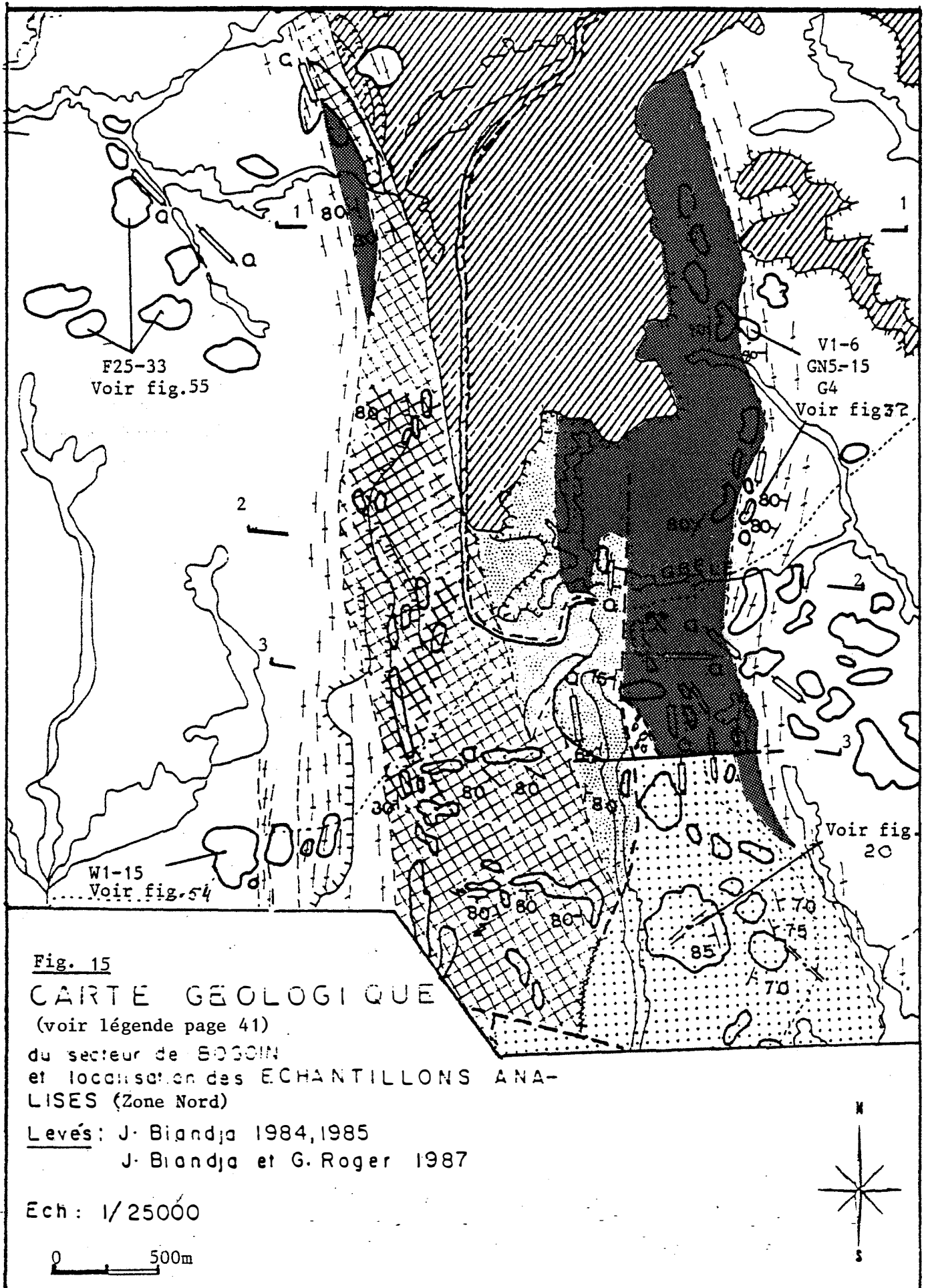
contact supposé



abrupt



passage progressif



OUALEMBOU

F10-15
Voir fig. 43

4

5

65

5

N

S

F23

80

80

65

F18

80

F19

F20

F21

F22

80

70

CARTE GEOLOGIQUE

Fig. 16

du secteur de BOGOM
et localisation des ECHANTILLONS ANALYSES (Zone Sud avec virgation)

Levés: J. Blandja 1984, 1985

J. Blandja et G. Roger 1987

Ech: 1/25000

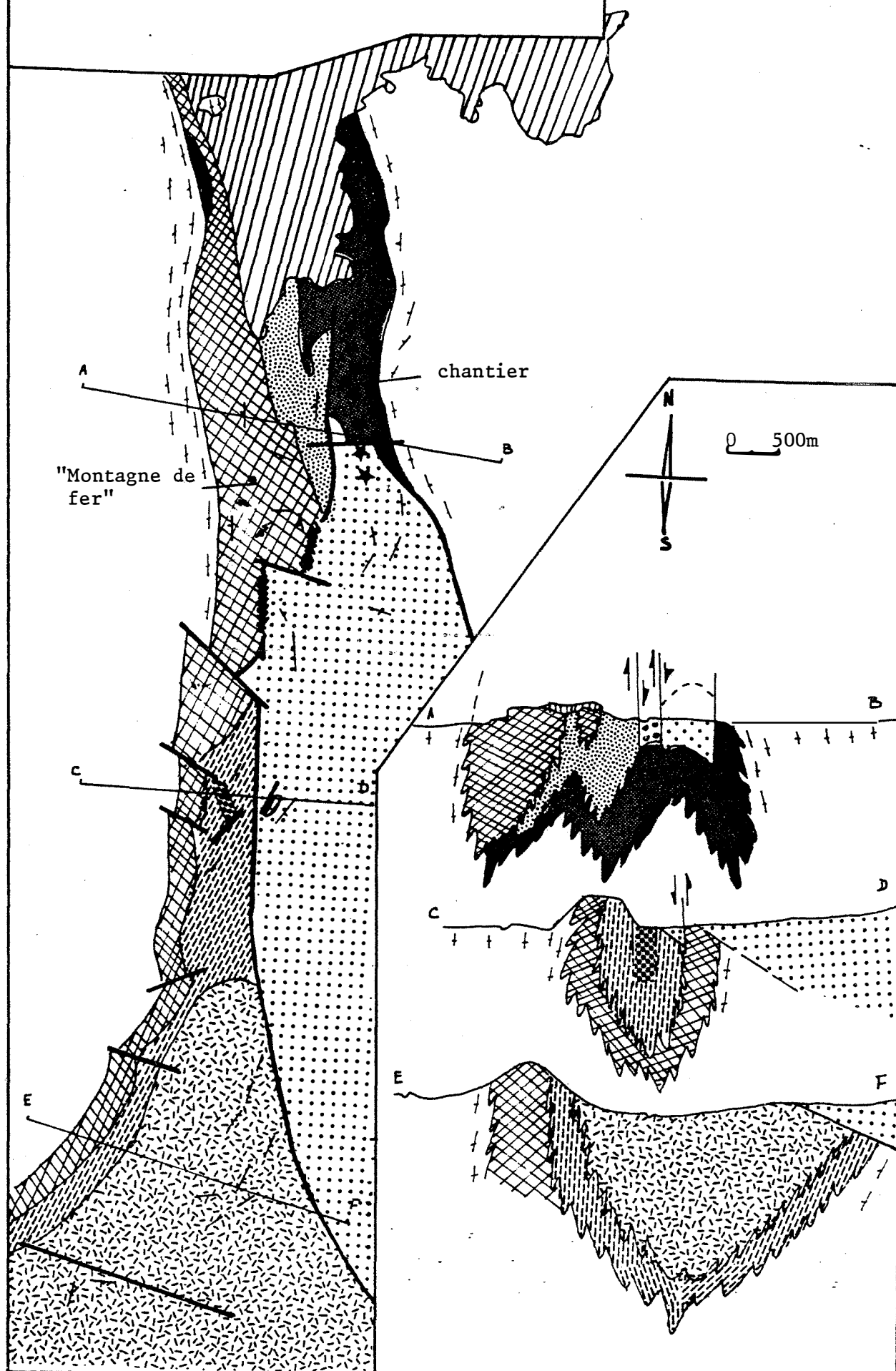
Voir légende p. 41

0 500 m



Fig. 17 : Carte géologique de BOGOIN et succession stratigraphique sur les coupes
(commentaire dans la partie structurale)
(voir légende p. 41)

• Bogoin



	Grès quartzite (Q1,Q2,Q3)	Série de MBAIKI-BOALI	Groupe Supérieur	PROTERO- ZOIQUE
	Conglomérat de base			
	Discordance majeure			
	Métavolcanite acide "Métarhyolitoïdes"	Série de la BABA	Complexe de base	ARCHEEN
	Formation volcano-sédimen- taire litée à sulfures			
	Itabirites			
	discordance ?			
	Gneiss			
	Amphibolites			
	discordance au contact intrusif			
	orthogneiss			

Roches intrusives (post foliation principale)



dyke basique

Tableau 6 : Succession stratigraphique de la région de BOGOIN.

II DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

Nous décrirons les formations dans l'ordre de la succession lithostratigraphique, du plus récent au plus ancien :

- les couvertures latéritiques et non latéritiques,
- les formations préterozoïques,
- les formations métamorphiques du complexe de base archéen (y compris les orthogneiss).

Nous aborderons ensuite les roches intrusives et post-foliation principale : aplite-pegmatite, gabbro.

A/ Les couvertures actuelles et sub-actuelles

a) La couverture latéritique (fig. 15)

La couverture latéritique a fait l'objet d'un intérêt minier surtout pour l'exploitation de l'or qui ne lui valut malheureusement pas une étude géologique en dehors des travaux de reconnaissance en profondeur des lentilles de minerais de fer. Elle se présente sous forme de plateau à trois niveaux. Dans l'ancienne carrière d'or de BOGOIN et alentours, des travaux miniers permettent de décrire cette couverture (fig. 18).

On distingue de bas en haut les caractères suivants :

La base de la couche ne présente pas une frontière nette avec la roche verte sous-jacente dont elle dérive. Elle est constituée de masse argileuse plus ou moins meuble qui conserve encore la trace de la foliation sub-v verticale de la roche verte. Cette couche est rouge brique.

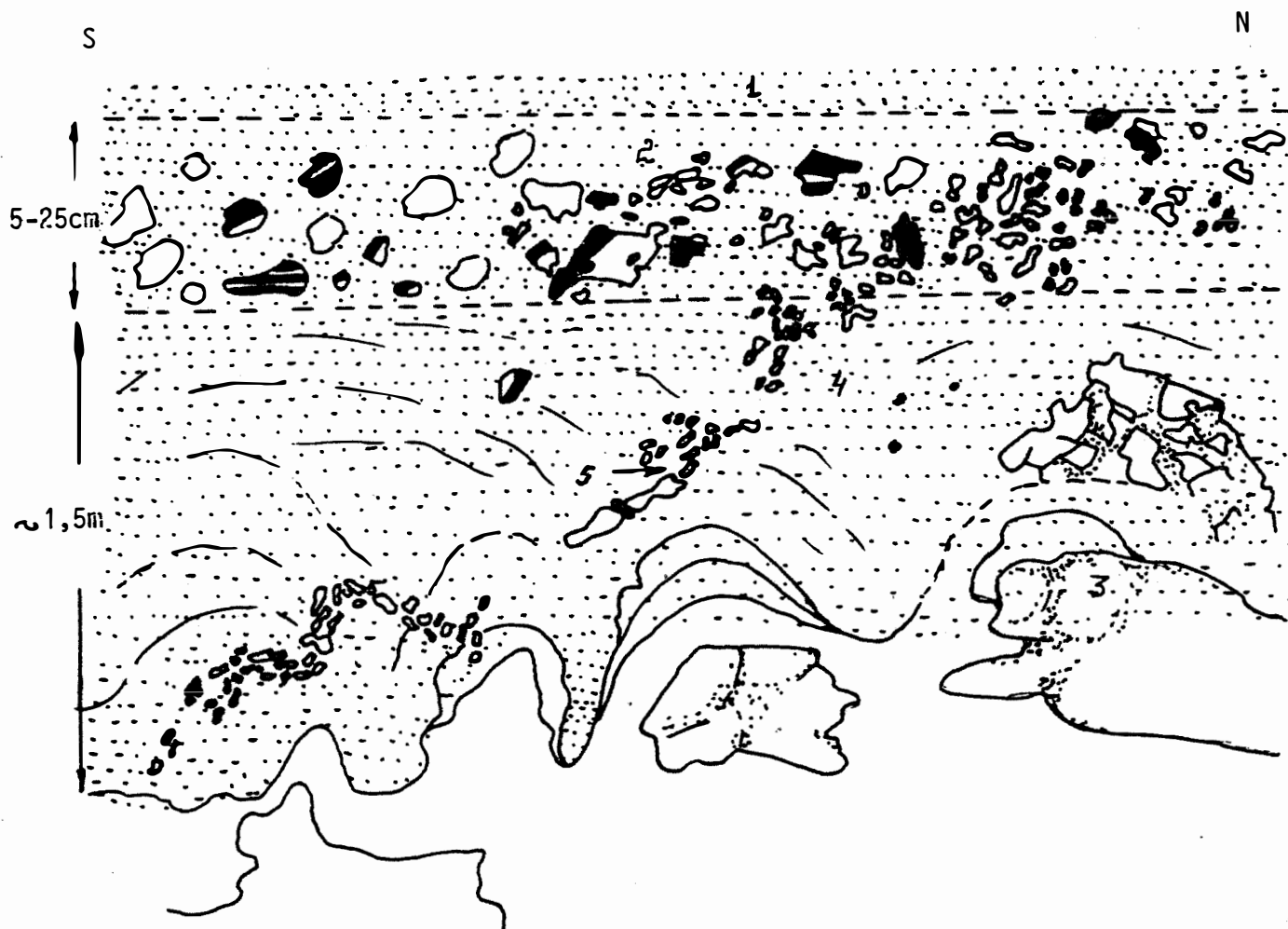


Fig.18 : Parois Ouest de la carrière avec différents niveaux de la latérite.

- 1 - éluvion latéritique rouge et minéralisé
- 2 - éléments de quartzite ferrugineux
- 3 - amphibolite en place, très altérée et friable, devenue beige
- 4 - latérite produit de la transformation de l'amphibolite
- 5 - filon de quartz minéralisé en or (ch.10)

Sur le terrain, on note un débit de la roche en plaquettes suivant la schistosité orientée N-S dont la trace est conservée dans la latérite. Ceci n'apparaît pas sur la figure dans la mesure où le plan de celle-ci est confondue avec le plan de la schistosité.

Des plaques de roches beiges et mouchetées de limonite parsèment cet horizon. Ce sont des reliques de roches vertes qui ont résisté à l'altération. L'horizon est aussi parsemé de points noirs millimétriques de magnétite.

En montant, cet horizon fait progressivement place à un amas de nodules et de galets plus ou moins anguleux, ferrugineux non cimentés mais soutenus entre eux par de la latérite pulvéru-lente, identique à la matrice de l'horizon sous-jacent.

- Ces nodules sont centimétriques. Au fur et à mesure que l'on monte, ils font place à de véritables blocs de latérite constitués de nodules agglomérés (photo 1, pl.1).

Les nodules sont formés d'hématites ou de magnétites. Il sont enveloppés par de la latérite soit friable soit endurcie. Il n'est pas rare de rencontrer des nodules, en général de petite taille, dont le noyau est formé par un grain de quartz aurifère ou même par une pépite d'or natif.

Ces deux horizons conservent souvent les filons de quartz qui s'enracinent dans les roches vertes. Mais s'ils sont sub-verticaux dans la roche mère, dans les horizons latéritiques, ils sont d'abord voûtés pour être horizontaux au niveau du dernier horizon.

Le tout est recouvert par une latérite rouge, argileuse qui forme parfois une véritable carapace latéritique, pour laquelle il est difficile de dire si oui ou non elle est autochtone.

Sur les quartzites ferrugineux, la latérite forme une mince carapace très dure. Là aussi, se développent de gros blocs de conglomérat à éléments de quartzite ferrugineux et parfois de calcaire atteignant rarement 10 cm pris dans un ciment latéritique et qui provient probablement d'un niveau sédimentaire et calcaire non rencontré dans le secteur étudié (ph.2, pl.I).

Il ressort de ce qui précède que la latérite se développe préférentiellement à partir des roches vertes et des quartzites ferrugineux.

- Leur présence parfois sur du granite, loin des formations métamorphiques riches en Fe et en Mg, peut résulter de leur transport par les eaux météoriques.

b) La couverture non latéritique

En dehors de la latérite, une importante couche de terre, souvent beige ou grise, très meuble, couvre les régions granitiques ou celles à schistes divers ou à quartzite.

La présence de ces couvertures parfois sur la latérite permet d'affirmer qu'elles sont postérieures à cette dernière.

Contrairement à la latérite, la couverture non latéritique se rencontre surtout dans les plaines.

Outre cette couverture, nous notons la présence d'alluvions réparties selon le réseau hydrographique qui est assez développé.

B/ Les formations du socle

a) Le Groupe supérieur protérozoïque

Il s'étend vers le Sud-Est de la région cartographiée. Le Groupe supérieur protérozoïque est essentiellement constitué de formations gréseuses ayant, à la base, un conglomérat à matrice montrant une schistosité plus ou moins nette.

Comme il a été dit plus haut, les formations du Groupe supérieur ont généralement un pendage sub-horizontal ondulé et couvrent en discordance les formations métamorphiques archéennes sub-verticales. Elles couvrent également le granite qui intrude ces formations métamorphiques dans la partie nord-est du secteur.

1) Les grès-quartzites

Cette formation a été précédemment décrite par G. POUIT (1955,1959), J.P. WOLFF (1962), J.L. POIDEVIN (communication orale), comme étant contemporaine des formations métamorphiques archéennes. Or, la stratigraphie y a des pendages sub-horizontaux (30-60°) franchement discordants sur les pendages sub-verticaux (70-85°) du complexe de base.

Si, par endroit, on rencontre des pendages plus relevés (70-85°), il s'agit d'un flanc d'un anticlinal dont on trouve l'autre versant immédiatement à proximité (fig. 19, 21). Il n'est pas impossible, par conséquent, que ces pendages redressés aient porté à confusion et conduit à attribuer à tort ces roches au complexe archéen.

Nous pensons pour notre part que, non seulement la formation gréseuse qui s'étend du Sud de la carrière vers le Sud-Est et au-delà de la WALEMBOU n'est et ne peut être de l'Archéen, mais aussi qu'elle ne peut pas faire partie du complexe très redressé qu'elle couvre en discordance.

Cette formation est parcourue par un réseau de filons de quartz dont les principaux sont N130-N160 et N10-N20 comme les directions majeures des failles de la région. La limite nord d'affleurement des grès-quartzites est représentée par une faille est-ouest, autre direction importante à l'échelle du secteur. Par endroit, on note une torsion de l'axe de l'anticlinal cité plus haut, qui provoque également des fractures transverses dont la direction est proche de celle des failles est-ouest (Fig. 19).

A l'Ouest, les grès-quartzites ont un contact tectonique avec les formations cristallophylliennes qui se traduisent souvent par des zones de broyage au contact des quartzites ferrugineux (Fig. 19).

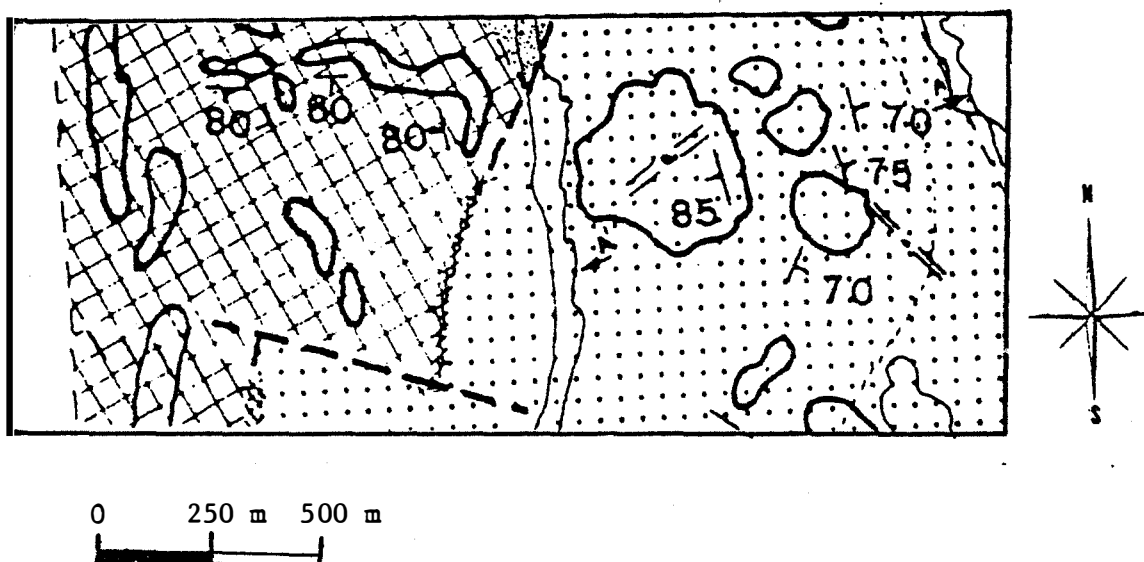


fig.19 : Le grès-quartzite protérozoïque, son contact avec les formations archéennes et les déformations qui l'affectent.

Voir légende p. 41

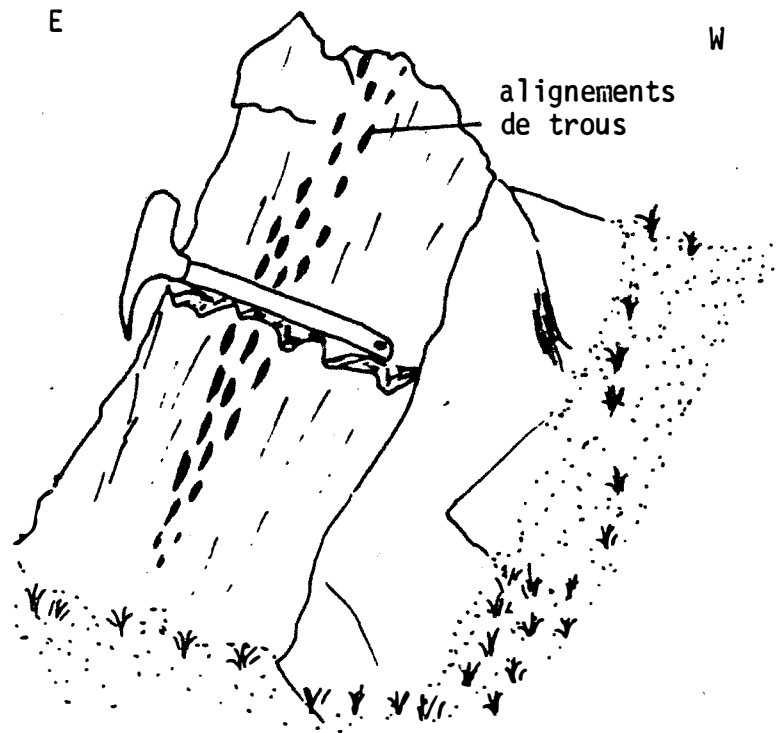


Fig. 20: affleurement de quartzite très recristallisé à mouchetures rosées et trous alignés.

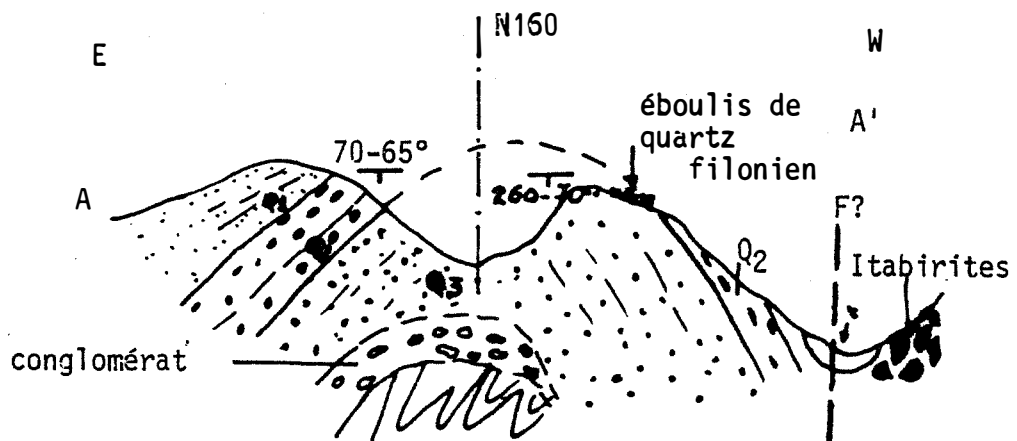


Fig. 21 : Coupe interprétative de l'anticlinal dans le grès-quartzite. (voir fig. 19)

α) Description macroscopique

Les roches de cette formation sont, en général, très recristallisées. Nous distinguons macroscopiquement trois faciès de quartzites que nous répartissons comme suit :

- . Au sommet, un quartzite peu recristallisé, friable, gris, à litage millimétrique à centimétrique, avec alternance de lits de quartz blanc, peu consolidé et de lits gris d'argile (échantillons Y7, F23-24).
- . Ce faciès repose sur un quartzite blanc très recristallisé, massif, à grain plus fin, généralement non visible à l'oeil nu. On rencontre également des carbonates oxydés roses dont la dissolution laisse des trous alignés, remplis de séricite et de chlorite (éch. F6, Y1) (Fig. 20).
- . Le tout repose sur un faciès plus grossier, dont les éléments sont plus visibles (>1 mm). Il est recristallisé, saccharoïde et blanc (éch. F7, L11).

Pour ces deux derniers faciès, le litage n'est pas souvent net. Mais il est toujours concordant avec le litage du premier.

Nous appellerons respectivement ces formations Q1, Q2, Q3.

β) Description microscopique

Au microscope, ces roches présentent les caractères suivants :

La formation supérieure (Q1)

Cette formation est composée essentiellement de quartz détritique à extinction onduleuse (80 %), de muscovite et séricite (environ 10 %), de chlorite de zircon et exceptionnellement de microcline. Les opaques (pyrite et chalcoppyrite) se rencontrent également.

La roche a une schistosité confondue au litage exprimé par l'alignement de trous généralement allongés, de 0,5 mm de large pour 1 mm de long qui séparent des lits de grains de quartz disposés d'une façon mosaïque et des grains de quartz arrondis souvent brisés.

La muscovite se rencontre à la fois en inclusion dans les cristaux de quartz et dans la microcline et dans les espaces intergranulaires. Elle se rencontre aussi dans les fissures des feldspaths. La séricite accompagne la muscovite.

Le zircon est souvent en inclusion dans le quartz.

La chlorite et la séricite se développent sur les parois des trous.

Le quartzite moyen (Q2)

Il est composé selon une estimation générale :

- de quartz 50 %, de 0,5 mm de large en moyenne,
- de microcline 20 %, de 1 mm de large en moyenne,
- de carbonate 10 %,
- d'opaqes 10 %, de 0,5 mm de large en moyenne,
- de muscovite 5 %, 25 -50 μm ,
- d'apatite 5 %, 10 - 25 μm en moyenne.

La schistosité observée dans la première formation n'est plus nette. Elle est néanmoins exprimée par les cristaux du feldspath et l'allongement des cristaux de quartz disposés en mosaïque ou par des trous alignés.

C'est une roche plus ou moins recristallisée. Cette recristallisation s'exprime par le développement de quartz secondaire en auréole autour des cristaux de quartz dans les fissures sécantes au litage (ph.3, pl.I).

La muscovite exprime d'une façon diffuse une schistosité naissante.

L'apatite est en inclusion dans les feldspaths.

Les opaques (hématite, magnétite) se rencontrent soit dans les agrégats de quartz et de feldspath qui sont des éléments de quartzites, soit sur les bordures des cristaux de feldspath ou tapissent les fonds des trous.

L'ankérite est associée aux oxydes de fer.

Le quartzite blanc (Q3)

Ce quartzite est composé essentiellement de grains de quartz (70 %) dont la taille moyenne est de 40 μm . Par endroit, cette roche très recristallisée a un ciment constitué de limonite. Les phyllites sont absentes. Il en est de même des feldspaths.

Des éléments millimétriques de quartziques sont fréquents

2) Le conglomérat de base

Cet affleurement est isolé dans une zone très faillée, et son contact avec la formation gréseuse n'est pas observable. On le rencontre à 500 m environ au Sud de la carrière. Il repose en discordance sur les formations archéennes avec un pendage moyen de 25°E et une schistosité sub-horizontale ondulée de direction N160. Un réseau de quartz et de chloritite N10 la parcourt, à la fois sécant avec des directions N100 et N130 dominantes, et dans les plans de foliation.

α) Description macroscopique

La roche est gris clair à gris sombre. Elle est siliceuse et comporte des phyllites (muscovite et chlorite) qui se sont considérablement développées, formant des lits et moulant souvent des éléments de quartziques, ou des agrégats de grands cristaux de quartz. L'abondance des phyllites est telle que le caractère schisteux de la roche est prononcé (ph.4, pl.I). Par endroit, la quantité de phyllites diminue et la roche présente une texture conglomératique où les éléments de quartzite clair et les galets de quartz blanc sont cimentés par des carbonates qui ne réagissent que très faiblement à l'acide chlorhydrique (fig. 22).

Les galets sont dispersés et sont souvent étirés dans la schistosité ; ils sont bien calibrés et de petite taille (quelques centimètres).

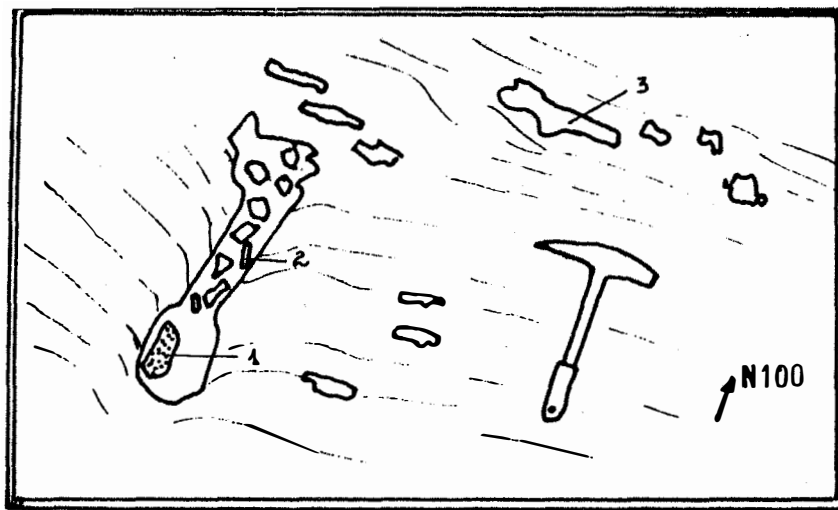


Fig. 22 : Fente de tension et remplissage de chlorite (1) et de quartz hyalin (2) ; galets allongés (3) selon la foliation du conglomérat de base.

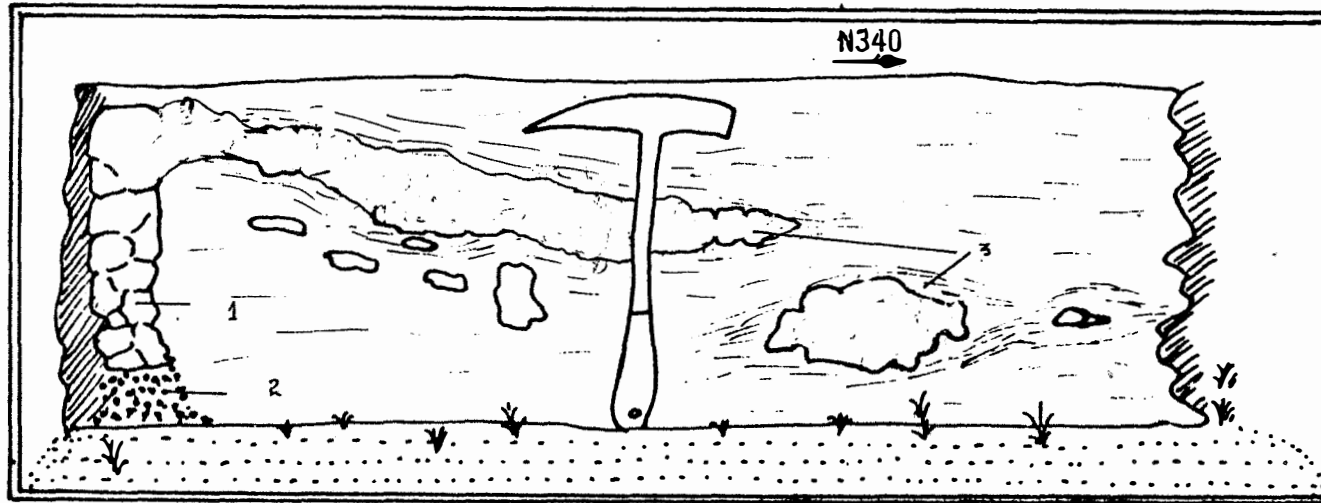


Fig. 23 Remplissage vertical de quartz (1) et de chlorite (2) et remplissage horizontal de quartz (3) dans le conglomérat de base.

La roche comporte fréquemment des fentes orientées N100 et N130 et remplies de quartz hyalin automorphe, de chlorite en rosettes (ph.5, pl.I) et de carbonate. Ce sont des fentes de tension (fig. 22). Ces remplissages se présentent aussi en lentilles conformes au plan de foliation (Fig. 23).

β) Description microscopique (éch.OUR, BG24, F2,F3)

Au microscope, ce conglomérat de base présente la texture litée observée macroscopiquement. Il est composé d'une alternance millimétrique de lits micacés et de lits quartzeux.

Les lits micacés sont presque uniquement composés de muscovite et de baguettes de chlorite.

Les lits quartzeux renferme en plus du quartz, du plagioclase, du sphène, de l'apatite, de la zoïsite et de la calcite.

La calcite englobe en général des cristaux xénomorphes de quartz et corrode le plagioclase. Elle renferme des inclusions d'apatite, de zoïsite, du sphène et de petites baguettes de muscovite. L'apatite renferme fréquemment de la zoïsite.

Le plagioclase se rencontre soit sous forme de relique au sein de la calcite, soit en cristal automorphe, sain ou albitisé.

La chlorite se présente en baguettes ou en rosettes. Les baguettes se rencontrant dans les lits phylliteux sont souvent dentelées et comportent des inclusions d'apatite, d'allanite et de muscovite. Cette dernière forme des lamelles au sein de la chlorite.

Les opaques se développent le long des clivages de la chlorite. La chlorite en rosettes s'est développée dans les fentes, les remplissant.

En dehors des inclusions dans le plagioclase et la chlorite, la muscovite est présente en grandes baguettes autonomes, souvent aussi dentelées que les baguettes de chlorite.

Le quartz se présente souvent en cristaux xénomorphes dans les lits quartzeux, ou en inclusion dans le plagioclase ou dans de la calcite. Le quartz automorphe se rencontre surtout dans les éléments de quartzite.

L'amphibole est exceptionnelle et poecilitique.

Ce qui précède nous amène à proposer le schéma suivant :

1) Les minéraux accessoires en inclusion dans la chlorite en baguette, l'accumulation des opaques selon les clivages et, enfin, le mode de développement de la muscovite en son sein prouvent qu'elle est le résultat de l'altération d'une biotite.

2) La calcite présente est le résultat de l'altération du plagioclase.

La biotite et le plagioclase pourraient provenir de l'altération et du démantèlement de la formation granito-gneissique qui affleure à proximité.

3) Ce conglomérat qui n'est pas polygénique pourrait être infraformationnel.

b) Les formations métamorphiques du complexe de base archéen

Les formations métamorphiques archéennes forment un complexe pris dans un synclinal dissymétrique et allongé du Nord au Sud de la région avec une virgation vers l'Ouest dans la région sud (fig. 16).

Le flan ouest du synclinal qui affleure le plus est très redressé avec un pendage moyen de 80° ouest.

Dans la partie nord du secteur, les pendages du flanc oriental sont également vers l'Ouest très redressés (75° en moyenne). Plus au Sud, on note quelques pendages vers l'Est (65°-80°).

Le complexe est constitué, de haut en bas :

- d'une formation métavolcanique ou volcano-sédimentaire acide occupant le coeur du synclinal, dénommée "méta-rhyolitoïde",

- d'une formation siliceuse litée, probablement volcano-sédimentaire, riche en sulfures visibles à l'oeil nu, ressemblant à des tuffites,
- de quartzites ferrugineux rubanés ou itabirites,
- de gneiss fin à deux micas sur lequel reposent probablement en légère discordance les formations sus-jacentes, car il est coïncé entre les itabirites et les roches vertes ; il n'affleure pas sur le flanc ouest du synclinoorium.
- enfin, à la base, les roches vertes, métavolcanites basiques à ultrabasiques schisteuses avec des noyaux massifs, cumulatifs.

Un dyke basique, pétrographiquement différent des roches vertes, intrusif dans la formation siliceuse litée, sera décrit dans la partie consacrée aux intrusions.

1) La formation métavolcanique acide (métarhyolitoïde)

Le terme "rhyolitoïde" est utilisé dans un sens général dans la mesure où il est difficile, voire impossible de reconnaître la texture primaire lavique, tufacée ou tuffitique.

α) Description macroscopique

Cette formation de métarhyolitoïde est en général très foliée et comporte des faciès fins et des faciès grossiers. La foliation est exprimée par de la muscovite et de la biotite qui enrobent des grains millimétriques de quartz et de feldspath. Ces grains sont souvent arrondis. Le faciès fin se caractérise par l'absence de ces phénocristaux.

La roche est grise à gris vert, mais elle est souvent altérée et prend une teinte blanchâtre.

α) Description macroscopique

Les roches de cette formation sont, en général, très recristallisées. Nous distinguons macroscopiquement trois faciès de quartzites que nous répartissons comme suit :

- . Au sommet, un quartzite peu recristallisé, friable, gris, à litage millimétrique à centimétrique, avec alternance de lits de quartz blanc, peu consolidé et de lits gris d'argile (échantillons Y7, F23-24).
- . Ce faciès repose sur un quartzite blanc très recristallisé, massif, à grain plus fin, généralement non visible à l'oeil nu. On rencontre également des carbonates oxydés roses dont la dissolution laisse des trous alignés, remplis de séricite et de chlorite (éch. F6, Y1) (Fig. 20).
- . Le tout repose sur un faciès plus grossier, dont les éléments sont plus visibles (>1 mm). Il est recristallisé, saccharoïde et blanc (éch. F7, L11).

Pour ces deux derniers faciès, le litage n'est pas souvent net. Mais il est toujours concordant avec le litage du premier.

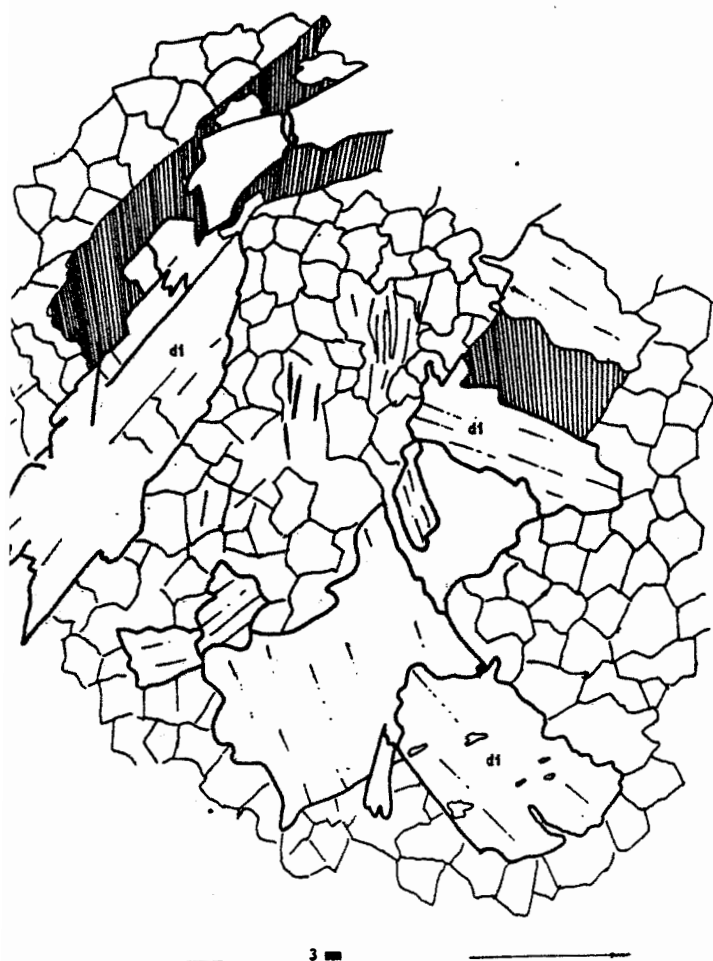
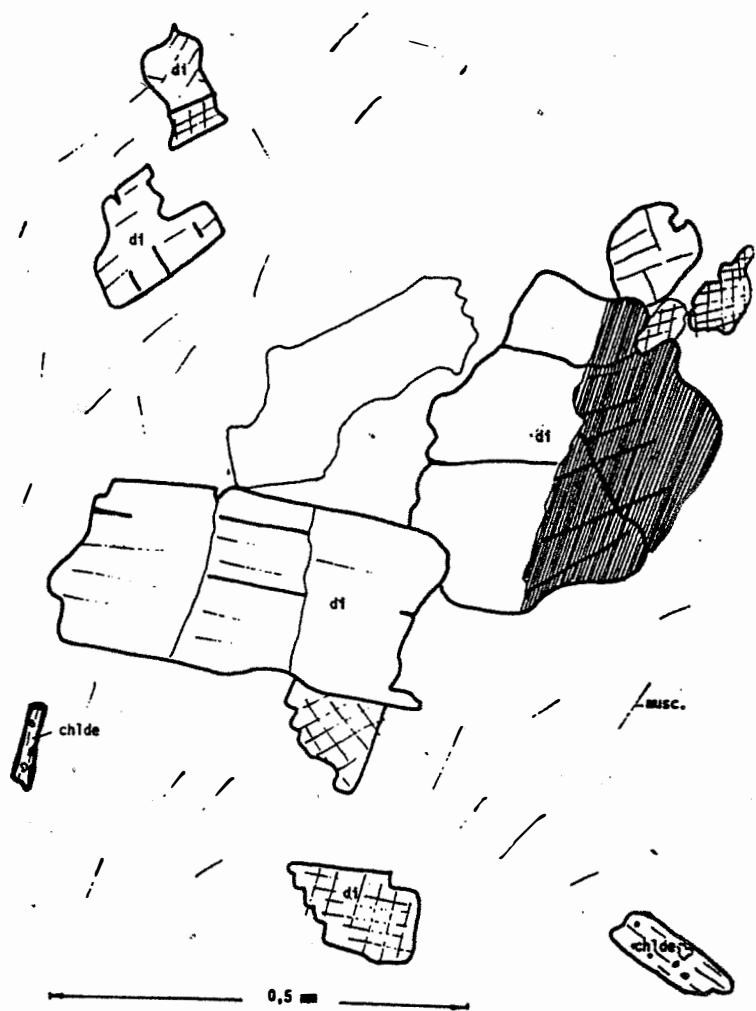
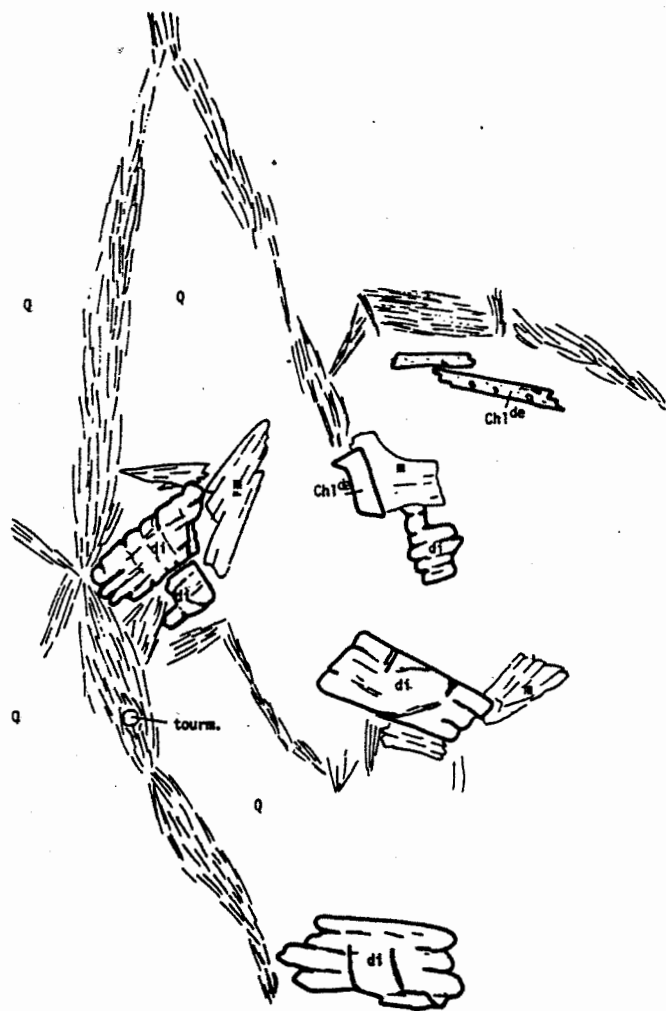
Nous appellerons respectivement ces formations Q1, Q2, Q3.

β) Description microscopique

Au microscope, ces roches présentent les caractères suivants :

La formation supérieure (Q1)

Cette formation est composée essentiellement de quartz détritique à extinction onduleuse (80 %), de muscovite et séricite (environ 10 %), de chlorite de zircon et exceptionnellement de microcline. Les opaques (pyrite et chalcoppyrite) se rencontrent également.



3) Les roches de la zone de la grande faille est-ouest de la virgation (éch. F22).

La caractéristique de ces roches est la taille des phénocristaux de quartz et de plagioclase et leur forme allongée selon la foliation. Ces phénocristaux atteignent 6 mm de plus grande dimension. Les grands cristaux de plagioclase, souvent pris dans une matrice de quartz, sont séricitisés.

La biotite est présente avec des inclusions de zircon, d'allanite. La muscovite est soit libre, soit en lamelles dans la biotite. On en rencontre beaucoup moins que dans les autres roches.

La tourmaline est souvent automorphe (ph.6, pl.I).

La pyrite et la chalcopyrite sont plus abondantes que dans les deux précédents faciès.

La mésostase est constituée de quartz et de petits cristaux de plagioclase.

L'étude chimique des constituants des métarhyolitoïdes

Les analyses monominérales ont été faites à la microsonde CAMEBAX au laboratoire de minéralogie du Museum National d'Histoire Naturelle de PARIS pour l'étude du chimisme des principaux minéraux.

Les minéraux analysés sont le chloritoïde, les micas et le disthène (fig. 25).

Les résultats des analyses sont reportés dans le tableau 7.

Dans ces analyses, l'absence du fluor fait que la somme des éléments atteint difficilement 100 % pour le disthène.

Le chloritoïde

La formule générale est : $X_2 Y(OH)_4 Al_3 [SiO_4]_2$

où $X = Fe^{+2}, Mg, Mn, Ti, Ca, Fe^{3+}$

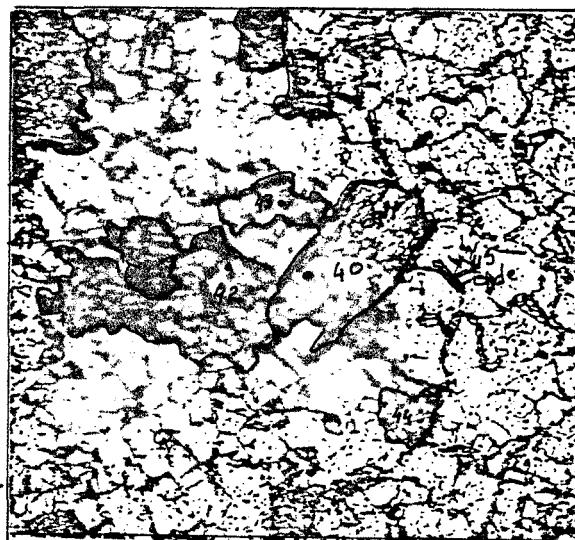
$Y = Al, Fe^{3+}$



a-



b-



c-

Fig. 25 : Localisation des points d'analyses à la microsonde des minéraux métarhyolitoïde.

a et b : échantillon F 19

c : échantillon F 23

di- disthène ; chldc- chloritoïde ; m- muscovite ;
tour- tourmaline.

Pour les localisation des échantillons, voir Fig. 26.

Pour les résultats des analyses, voir tableau 10.

Minéral		CHLORITE			MUSCOVITE				GRENAT		
N° Ech.		BG 13			BG 13				BG 13		
N° Pers.											
N° Sonde		12	15	19	11	17	20	21	13	14	
concentration des oxydes en %	K	0.21	0.04	0.00	10.99	1.80	10.00	10.25	K	0.06	0.00
	NI	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	NI	0.00	0.00
	NA	0.00	0.00	0.02	0.69	0.69	0.57	0.67	NA	0.05	0.02
	CA	0.10	0.08	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	CA	3.88	3.83
	FE	25.41	31.16	31.38	2.50	2.57	2.20	2.61	FE	34.25	35.09
	SI	27.91	23.06	24.03	46.53	46.08	45.08	46.63			
	TI	0.01	0.08	0.01	0.29	0.16	0.19	0.64	SI	37.55	37.80
	MN	0.00	0.10	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	TI	0.00	0.00
	MG	7.27	9.61	10.01	0.79	0.58	0.71	0.76	MN	2.70	1.39
	CR	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.00	MG	1.40	1.40
	AL	26.71	23.40	23.41	34.98	36.24	34.86	35.28	CR	0.00	0.00
	OH	11.59	10.97	11.19	4.53	4.55	4.41	4.55	AL	22.15	21.60
		99.20	98.49	100.22	101.29	101.75	98.09	101.37		102.04	101.13
formules structurales	K	0.0544	0.0104	0.0000	1.8554	1.8141	1.7320	1.7215	K	0.0116	0.0000
	NI	0.0000	0.0000	0.0072	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	NI	0.0000	0.0000
	NA	0.0000	0.0000	0.0088	0.1759	0.1765	0.1488	0.1698	NA	0.0160	0.0054
	CA	0.0219	0.0181	0.0025	0.0000	0.0009	0.0066	0.0000	CA	0.6588	0.6540
	FE	4.3953	5.6925	5.6185	0.2762	0.2830	0.2496	0.2870	FE	4.5362	4.6788
	SI	5.7726	5.0368	5.1445	6.1555	6.0652	6.1225	6.1396	SI	5.9469	6.0259
	TI	0.0019	0.0128	0.0023	0.0289	0.0161	0.0191	0.0629	TI	0.0000	0.0000
	MN	0.0000	0.0179	0.0126	0.0000	0.0000	0.0054	0.0000	MN	0.3627	0.1880
	MG	2.2405	3.1287	3.1933	0.1562	0.1139	0.1428	0.1493	MG	0.3295	0.3330
	CR	0.0000	0.0000	0.0056	0.0000	0.0072	0.0000	0.0000	CR	0.0000	0.0000
	AL	6.5097	6.0245	5.9051	5.4546	5.6214	5.5804	5.4744	AL	4.1351	4.0594
	OH	8.0000	8.0000	8.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000		15.9967	15.9444
		26.9962	27.9416	27.9005	16.1026	16.0984	16.0073	16.0046			
	FM	0.6624	0.6460	0.6381	0.6387	0.7130	0.6409	0.6579	FM	0.9370	0.9360
									AL	0.7705	0.7993
									PY	0.0560	0.0569
									SP	0.0616	0.0321
									GR	0.1119	0.1117
									AD	0.0000	0.0000
									UV	0.0000	0.0000

Tableau 8 : analyse à la microsonde (MUSEUM) des minéraux du gneiss
voir Fig. 27, 29.

Il n'y a pas de substitution de Si par Al.

Les compositions en poids d'oxydes (%) normales sont les suivantes (DEER et al, 1962) :

SiO ₂	-	23,85	-	25,12
TiO ₂	-	0,00	-	2,55
Al ₂ O ₃	-	35,83	-	40,25
Fe ₂ O ₃ t	-	22,84	-	29,33
MnO	-	0,2	-	1,05
MgO	-	1,8	-	3,89
CaO	-	0,0	-	0,34
K ₂ O	-	0,0	-	0,09
H ₂ O	-	6,76	-	7,3

Qu'en est-il du chloritoïde des métarhyolitoïdes ?

La composition en poids d'oxyde à BOGGIN varie dans les intervalles suivants :

SiO ₂	-	24,57	-	24,77
TiO ₂	-	0,00	-	
Al ₂ O ₃	-	39,05	-	39,81
Fe ₂ O ₃ t	-	23,20	-	23,52
MnO	-	0,67	-	1,01
MgO	-	3,02	-	3,11
CaO	-	0,0	-	
K ₂ O	-	0,0	-	0,04
H ₂ O	-	7,14	-	7,23

Cette composition correspond à celle d'un chloritoïde banal.

Les micas

Nous n'avons pas analysé les micas noirs. Le chloritoïde se trouvant en général en contact avec les micas blancs et le disthène ; il nous a paru plus intéressant d'étudier la possibilité de réactions et d'échange entre les différents minéraux.

La formule structurale est conforme à celle de la muscovite banale : $Si \approx 6$, Al_{total} presque égal à Si , $K \approx 2$ et pas de chrome.

Le faible nombre d'analyses bouclant correctement ne nous permet pas de mettre en évidence d'éventuelles réactions.

Nous notons, en outre, qu'il n'y a pratiquement pas de différence, au point de vue chimique, entre les petits cristaux de muscovite et les grands cristaux.

Le disthène : $Al_2O_3 [SiO_2]$

Mn se retrouve en général en trace dans le disthène. (DEER et al, 1962).

Conclusion :

Cette formation qui est décrite pour la première fois est la seule ayant une paragenèse à disthène et chloritoïde. Le développement du disthène est-il lié à une composition chimique particulière (richesse en alumine) ou à une zone de plus haute pression au voisinage de la grande fracture N130 ?

Le quartz rhyolitique demeure le seul critère pétrographique qui fasse de cette roche une métarhyolite. Il se peut que cette formation renferme également des faciès tufacés.

2) La formation siliceuse litée à sulfures

C'est une formation qui, comme la précédente, a longtemps été cartographiée comme "micaschiste" en raison de l'abondance de mica et du litage prononcé.

Cette formation présente de nombreuses variations de faciès qui pourraient avoir un caractère volcanique et que nous n'avons pas eu le temps d'étudier de façon complète dans le cadre de notre travail. C'est pourquoi, provisoirement, nous décrivons un seul faciès.

Une foliation, souvent très prononcée, se superpose au litage.

La direction du litage et de la foliation est presque constante (N40) et la roche pend à 70° vers l'Est. Cette formation est traversée par un dyke gabbroïque de direction N160 (fig.16 et 42), qui sera étudié au paragraphe correspondant.

α) Description macroscopique

C'est une roche siliceuse gris clair à verdâtre, avec des alternances de lits très fins de quartz microgranulaires et des lits de biotite. Les sulfures, en particulier la pyrite, sont fréquents. Par endroit, elle présente un caractère plus feldspathique et elle est alors plus altérée.

β) Description microscopique (éch. Y5, F8, F9, F15)

Microscopiquement, la roche est litée avec une alternance de lits de biotite et de chlorite et de lits de quartz d'épidote et de calcite.

Les minéraux accessoires identifiés sont la tourmaline, l'apatite, le zircon, l'allanite, la muscovite et des sulfures (chalcopryrite, pyrite, pyrrhotite) (ph.8,9, pl.V).

L'allanite est en inclusion dans la biotite de même que le zircon, mais ce dernier se rencontre souvent en inclusion dans l'apatite.

La muscovite se trouve en minuscules baguettes dans les lits de biotite ou en lamelles dans ce minéral.

L'épidote est souvent entourée de calcite. Des filonnets de quartz ou de calcite recoupent le litage.

Conclusion :

Cette étude sommaire ne nous permet que de souligner la présence des sulfures et de l'abondance de l'épidote et nous montre le travail presque entier qui reste à faire afin d'identifier les différents faciès de la formation.

Nous appellerons provisoirement cet ensemble formation rubanée siliceuse à sulfures.

3) Le quartzite ferrugineux rubané (itabirite)

Nous rappelons que cette formation a fait l'objet de divers travaux de prospection. Des sondages peu profonds ont été exécutés pour une première estimation de la réserve en vue de l'installation d'une petite usine métallurgique. Pour notre part, l'étude des quartzites ferrugineux ne constituant pas notre cible principale, nous nous y intéressons surtout sur le plan structural.

Le quartzite ferrugineux est la formation qui a l'affleurement le plus continu par rapport aux autres formations archéennes. Il traverse la région du Nord au Sud (fig. 15 et 16).

Le travail le plus récent sur le quartzite ferrugineux est le rapport de fin de mission, dirigée par Aurel APOSTOLOU (rapport 1972, inédit).

Cette formation comprend en son sein des bancs de minerais de fer massifs souvent lenticulaires.

La roche est constituée de lits alternants millimétriques à centimétriques d'oxydes de fer (hématite, magnétite) et de quartz finement cristallisé, ce qui donne à la roche une teinte ocre sombre.

Description microscopique

Pour la description microscopique, nous utiliserons en plus de nos propres observations, les travaux de l'équipe APOSTOLOU, qui sont plus détaillés et qui sont aussi portés sur des horizons plus profonds, donc sur des roches plus "saines".

Nos échantillons ont été prélevés, dans l'ensemble, en surface, et nous n'avons pas toujours rencontré les minéraux identifiés dans les travaux antérieurs.

Les minéraux du quartzite ferrugineux présentent les caractères suivants au microscope :

- Le quartz

Le quartz se présente en grains à contour irrégulier avec des inclusions de minéraux opaques et des pigmentations d'oxydes de fer. Ces grains sont dentelés et se disposent en bandes continues d'épaisseur millimétrique.

Des filonnets de micrograins de quartz de remobilisation sont sécants sur le litage. Ces cristaux sont limpides et sans inclusions.

- La muscovite

La muscovite se présente en lamelles orientées parallèlement au litage et se rencontre de préférence dans les lits de quartz.

- Le zircon et la tourmaline

Ces minéraux sont répartis dans les lits de quartz et ne sont pas orientés.

- Le grenat

Il est rarement intact, étant souvent remplacé par un agrégat de chlorite.

Nous n'avons pas rencontré ces trois derniers minéraux.

- L'hématite et la magnétite

L'hématite est le deuxième constituant principal de la roche avec la magnétite. Elle devient prédominante (80 %) à certains niveaux. Ses cristaux sont xénomorphes mais parfois aussi automorphes, lamellaires, largement développés et constituent des bandes parallèles suivant la stratification et la foliation. On rencontre d'autres grains isolés dans les lits de quartz.

- La pyrite

Elle est exceptionnelle et est souvent oxydée.

- La pyrrhotite

Ce minéral se rencontre en relique souvent au coeur de l'hématite. Il est assez fréquent.

Nous n'avons observé qu'une seule phase tardive de plissement par rapport à la foliation principale Sp.

Conclusion :

En dehors de la tectonique sur laquelle nous reviendrons dans la partie structurale, l'étude de cette formation ne nous a pas apporté de nouvelles informations, faute d'un échantillonnage plus représentatif de tous les horizons.

4) Le gneiss

Les itabirites reposent sur un gneiss microplissé qui affleure surtout au Nord, un peu au Sud de la carrière, entre les itabirites et les roches vertes (Fig. 15 et 26).

La direction de ces gneiss est comprise entre N et N20° avec un plongement de 65°-70° vers l'Ouest.

Plus au Nord, dans la vallée de la GBELE, il se retrouve en sandwich dans les affleurements des roches vertes avec un pendage subvertical.

α) Description macroscopique

C'est une roche qui est constituée essentiellement de muscovite, de biotite, de quartz, de plagioclase, d'un peu de K feldspath, de grenat almandin, de chlorite et d'hématite.

Ce gneiss est gris clair sur une cassure fraîche, ocre lorsqu'il est oxydé.

Il est fin avec des yeux de feldspath et de grenat. Il est lité avec alternance de lits millimétriques, de biotite et de muscovite et de lits de quartz. A ce litage, se superpose la foliation principale (Sp) vers le contact avec les roches vertes.



Fig. 26 : Carte de la zone de la carrière.

Ech. CH1-10, voir plan de la carrière.

Légende voir P. 41.

Les phénocristaux que l'on rencontre aussi bien dans les lits de muscovite que dans les lits de quartz sont moulés par une foliation Sp+1 transverse (ph.1, pl.II).

Un examen attentif montre que cette même foliation est légèrement crénelée. Nous étudierons plus bas en détail ces phénomènes dans le chapitre consacré à la tectonique.

La chlorite se rencontre aussi bien dans la foliation Sp+1 transverse qu'à l'intérieur des phénocristaux de grenat très oxydé.

β) Description microscopique

Microscopiquement, le gneiss présente une "zonalité" qui s'exprime aussi bien dans la texture que dans la minéralogie, par des variations entre le sommet de la formation, c'est à dire le contact avec l'itabirite, et le mur, c'est à dire le contact avec les roches vertes.

Texture

Au sommet (éch. G4), la texture est orientée, oeuillée glandulaire. Des phénocristaux de plagioclase à macles croisées sont moulés dans une matrice isogranulaire de quartz et de plagioclase (fig. 27).

Ces phénocristaux sont progressivement broyés et silicifiés dans les parties médianes où ils présentent des ombres de pression mieux développées, et l'orientation s'exprime de plus en plus par des micas naissants (éch.GS15 et GS16).

Au contact des roches vertes, les phénocristaux laissent leur place à des lits de quartz en mosaïque, et de grenat et des lits de muscovite dominante (éch. GN2, BG13).

Composition minéralogique

Comme il a été dit précédemment, on assiste à la disparition de certains minéraux alors que d'autres apparaissent du sommet à la base.

Au sommet, les minéraux rencontrés sont les suivants, d'après une estimation globale par charte visuelle :

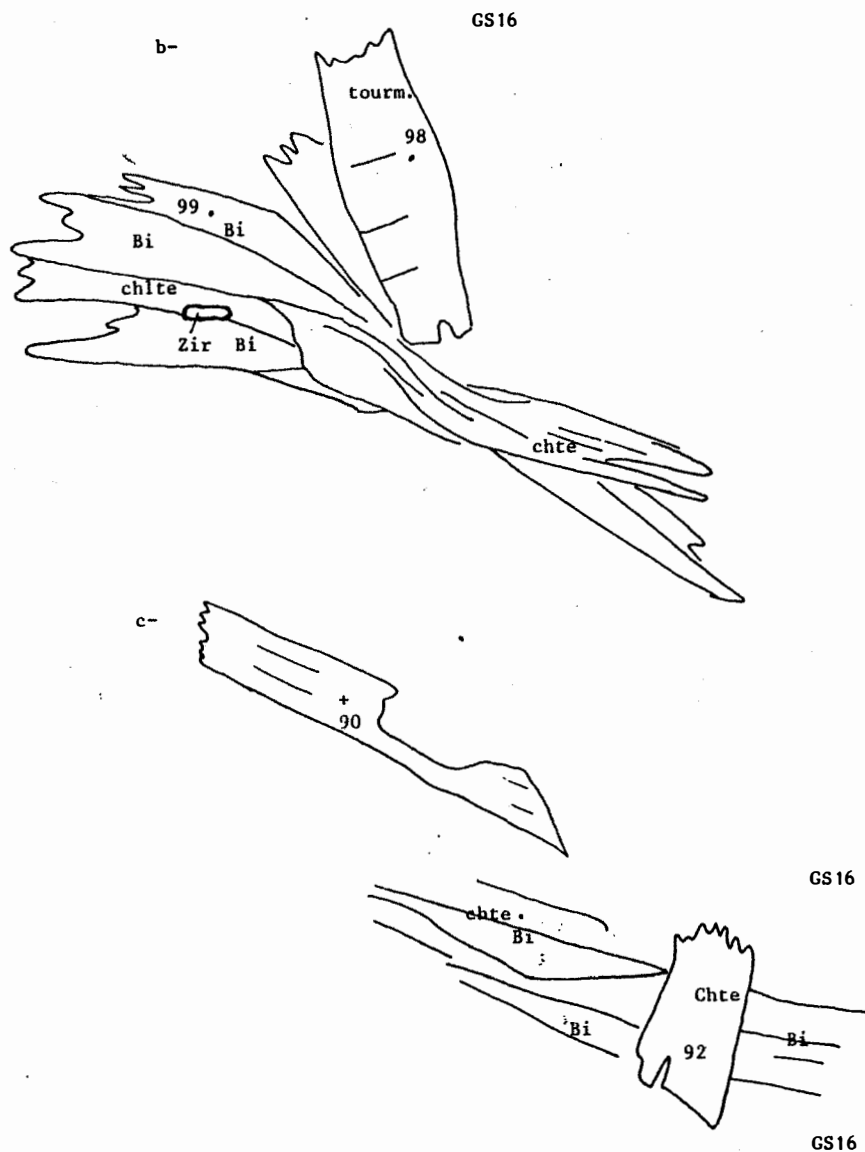
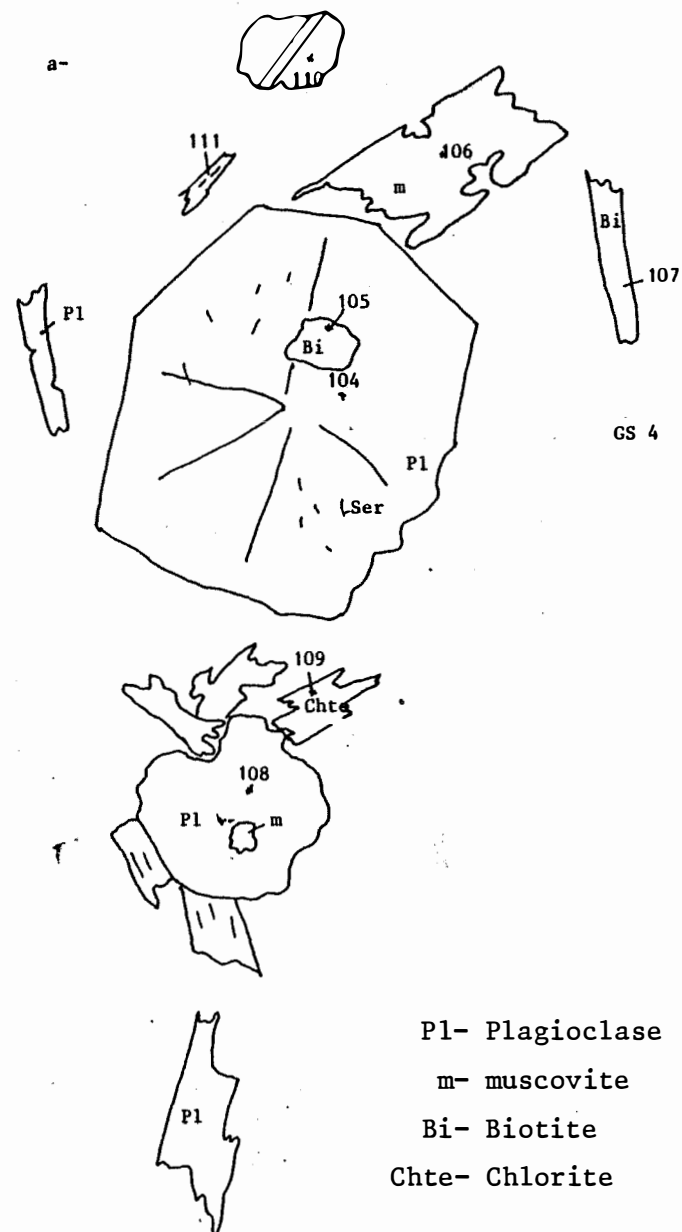


Fig.28 : La localisation des analyses
des minéraux du gneiss
(tableau 8)

Echantillon G4, GS16 (fig.26)



Pl- Plagioclase
m- muscovite
Bi- Biotite
Chte- Chlorite

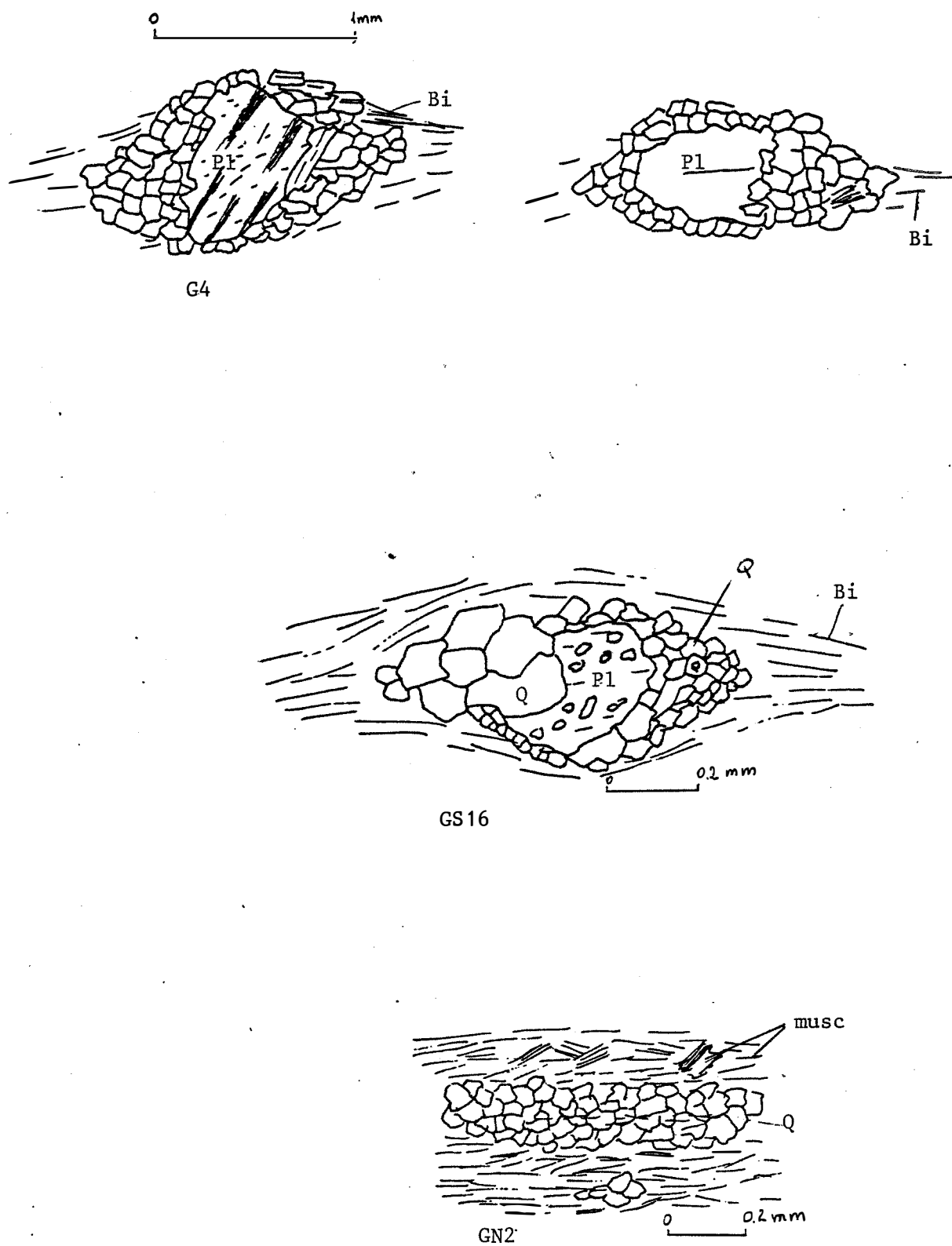


Fig. 27 : transformation progressive du plagioclase dans les différents faciès du gneiss et variation de textures du sommet vers la base de la formation (fig. 26)

Minéral		DISTHENE					MUSCOVITE		CHLORITOIDE		
N° Ech.		F 23					F 19		F 23	F 19	
N° Pers.		40	41	42	43		20	30	45	21	31
N° Sonde		1	2	3	4		12	8	6	13	9
concentration des oxydes en %	K	0.00	0.05	0.00	0.00	K	10.94	10.85	0.04	0.00	0.04
	NI	0.00	0.00	0.00	0.16	NI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
	NA	0.00	0.00	0.01	0.02	NA	0.65	0.59	0.00	0.02	0.03
	CA	0.00	0.00	0.00	0.00	CA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	FE	0.00	0.00	0.00	0.00	FE	1.80	2.04	21.53	23.20	23.52
	SI	35.83	37.55	36.61	36.35	SI	46.47	46.49	24.15	24.77	24.57
	TI	0.00	0.00	0.04	0.00	TI	0.32	0.37	0.00	0.00	0.00
	MN	0.00	0.00	0.00	0.08	MN	0.00	0.00	0.85	1.01	0.67
	MG	0.05	0.04	0.01	0.01	MG	0.36	0.59	3.68	3.11	3.02
	CR	0.00	0.06	0.05	0.00	CR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	AL	60.36	61.12	60.49	60.91	AL	35.36	35.28	39.78	39.81	39.05
		96.24	98.81	97.22	97.53	OH	4.51	4.52	7.13	7.23	7.14
							100.41	100.74	97.16	99.14	98.06
formules structurales	K	0.0000	0.0067	0.0000	0.0000	K	1.8540	1.8345	0.0047	0.0000	0.0048
	NI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0142	NI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012
	NA	0.0000	0.0001	0.0016	0.0053	NA	0.1687	0.1519	0.0000	0.0032	0.0056
	CA	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	CA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	FE	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	FE	0.1999	0.2265	1.5121	1.6074	1.6505
	SI	4.0156	4.0965	4.0606	4.0250	SI	6.1739	6.1617	2.0283	2.0524	2.0617
	TI	0.0000	0.0000	0.0036	0.0000	TI	0.0316	0.0366	0.0000	0.0000	0.0000
	MN	0.0000	0.0000	0.0000	0.0071	MN	0.0000	0.0000	0.0603	0.0706	0.0474
	MG	0.0078	0.0067	0.0024	0.0019	MG	0.0715	0.1165	0.4611	0.3836	0.3780
	CR	0.0000	0.0048	0.0042	0.0000	CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	AL	7.9729	7.8589	7.9072	7.9487	AL	5.5366	5.5105	3.9379	3.8874	3.8624
		11.9967	11.9738	11.9796	12.0021	OH	2.0000	2.0000	4.0000	4.0000	4.0000
							16.0362	16.0383	10.0044	10.0047	10.0116
	FM	0.0004	0.0004	0.0012	0.7862		0.7367	0.6602	0.7732	0.8139	0.8179

Tableau 7 : analyses à la microsonde CAMEBAX des minéraux du métarhyolitoides.

. phénocristaux de plagioclase	10 %
. plagioclase dans la matrice	35 %
. quartz dans la matrice	40 %
. biotite en lamelles	10 %
. muscovite remplaçant la biotite	5 %

Dans les parties médianes, les micas sont présents en même proportion que le quartz et les feldspaths finement cristallisés, et, apparaissent l'apatite, la chlorite, la calcite, l'épidote, la tourmaline, le sphène et des oxydes de fer.

Vers la base, les feldspaths disparaissent ainsi que la biotite et apparaît le grenat qui prend surtout de l'importance au contact des roches vertes. Il croît avec la tourmaline dans les lits de muscovite et de chlorite qui proviennent de la destabilisation de la biotite. Dans cette zone prennent également de l'importance les oxydes de fer.

Chimisme des principaux minéraux constituant le gneiss

Les analyses des principaux minéraux de la roche (fig. 28 et tableau 8) dans différents horizons nous ont permis de caractériser le chimisme des minéraux. Les analyses ont été effectuées à la microsonde CAMEBAX aux Laboratoires du Muséum et de l'Ecole des Mines de PARIS à FONTAINEBLEAU.

a) La muscovite

Le lithium, le fluor et les éléments en trace n'ont pas été analysés.

Par comparaison avec les analyses données dans DEER et al. (1962), nous obtenons des compositions de muscovite s.s., avec des teneurs en Fe total et MgO relativement élevées, mais dans les limites de la normale.

b) La chlorite

Nous avons utilisé la classification de M. H. HEY (1954) pour définir nos chlorites.

Toutefois, nous avons utilisé les teneurs en Fe total que nous donnent les analyses à la microsonde, sans pouvoir distinguer Fe^{2+} de Fe^{3+} .

Le diagramme de HEY montre que les chlorites analysées sont de la thuringite (ripidolite) et de la chamosite (brunsvigite) très proche de la ripidolite (fig. 29).

c) Le grenat (ph.1, pl.II)

	Almandin	Pyrope	Spessartine	Grossulaire	Andradite	Ouvarovite
13	77.05	5.6	6.16	11.16	0.00	0.00
14	79.93	5.69	3.21	11.17	-"-	-"-

Tableau 9 : les différents pôles des grenats analysés (voir tab.8)

On voit à la lumière de ce tableau que ces grenats sont des almandins.

d) La biotite

La biotite est plus proche du pôle sidérophyllite que du pôle annite (fig. 30).

Elle s'enrichit progressivement en Mg du toit vers la base de la formation.

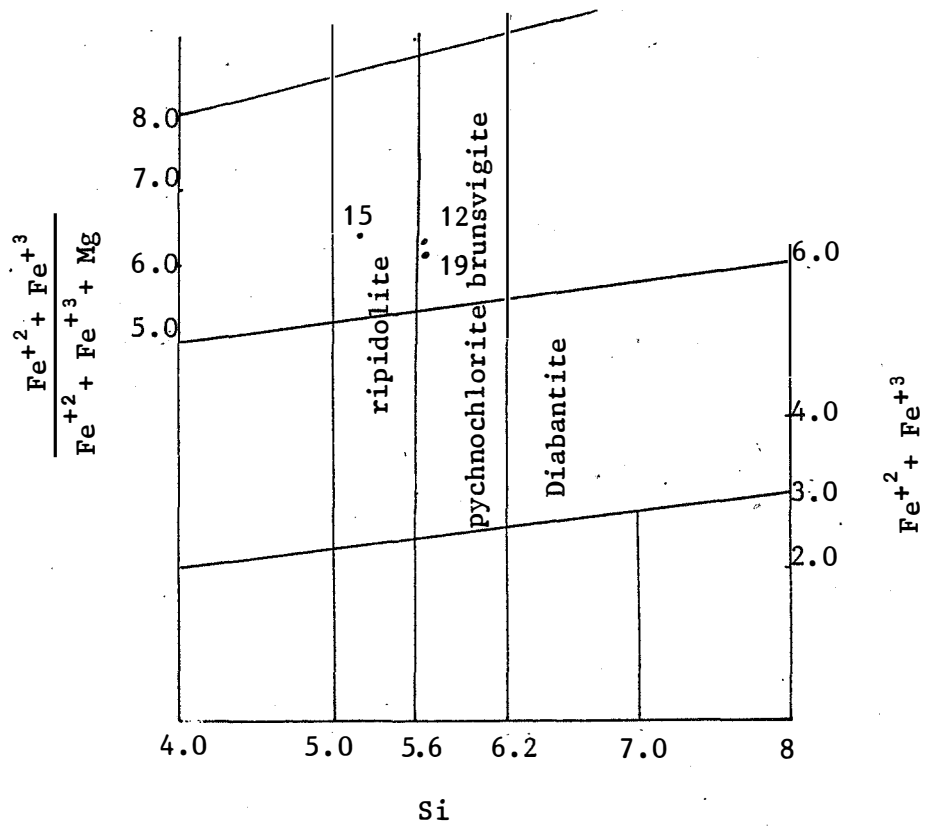


Fig. 29 : La répartition de la chlorite du gneiss dans le diagramme de M. H. HEY (1954). (tableau 8, fig. 26)

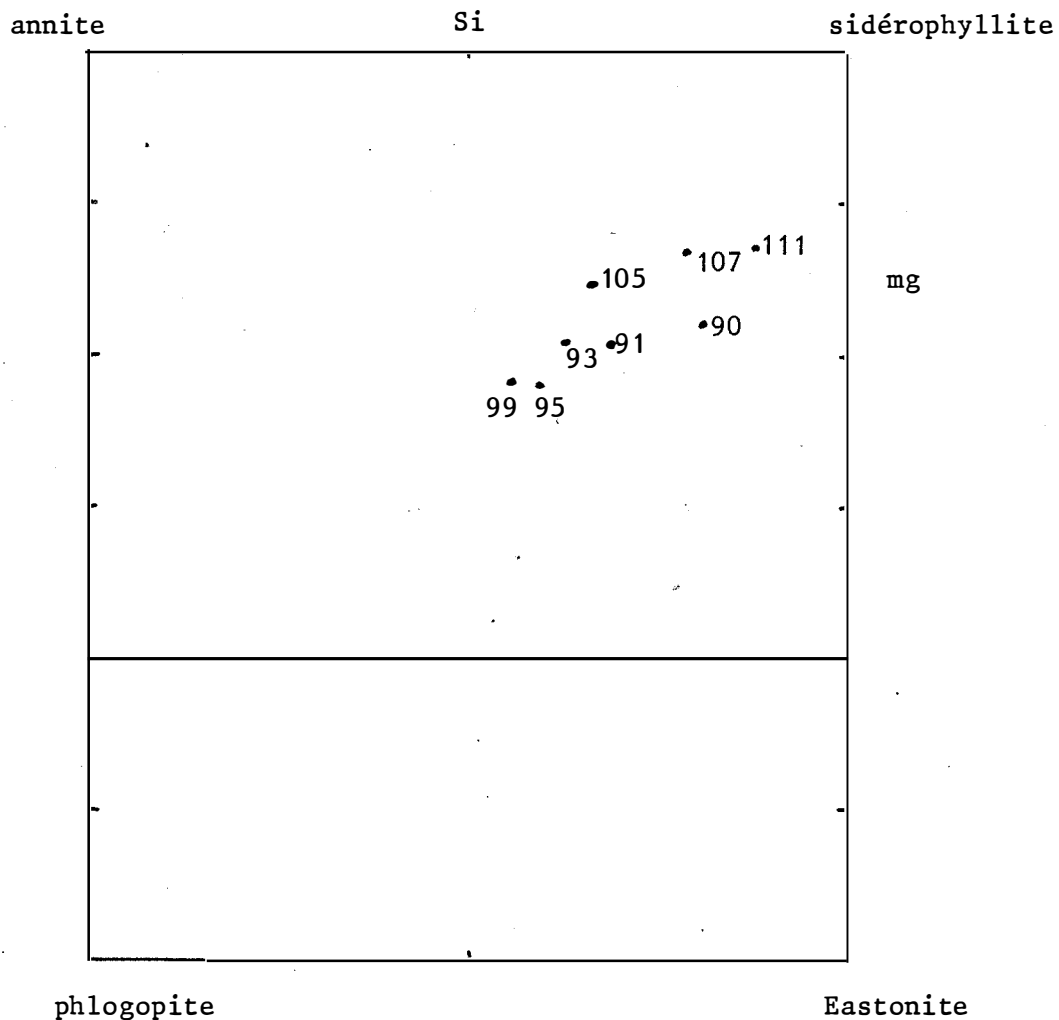


Fig. 30 : La répartition des biotites du gneiss dans le diagramme de DEER et al (1962).
Noter l'enrichissement en Mg en direction de la base de la formation. (tableau 3, fig.26)

e) Conclusion

Le gneiss présente une zonation marquée par sa composition minérale.

C'est un gneiss à deux micas chargé de grenat almandin vers son contact avec les roches vertes.

5) Les amphibolites (roches vertes)

Les roches vertes ont été étudiées par M. HUGUES (1950), Ph. WACRENIER (1954), G. POUIT (1955a), J.P. WOLFF (1962), R. LAUSSE (1963, 1964), H. VENTALON (1965), A. APOSTOLOU et al. (1972) et enfin J.L. POIDEVIN (1985).

Elles n'ont, cependant jamais été une cible principale d'une étude dans la région, le minerai de fer étant le pôle essentiel d'intérêt en raison de son importance économique.

A. APOSTOLOU et al. (1972), faisant une synthèse des observations antérieures, ont mentionné la présence de "schistes amphiboliques et chloritiques" dans la zone centrale d'une bande de roches métamorphiques avec des phénomènes de tourmalinisation et de biotitisation au sein de cette formation au contact des granites.

Des travaux de J.L. POIDEVIN (1976), il ressort que ces roches sont des tholéiites et des komatiites. Pour cette dernière dénomination sur laquelle nous reviendrons ultérieurement, dans la partie pétrologique, nous notons au passage, qu'elle a été faite sur la seule base de la géochimie, du moins de ce que montre la publication. Elle semble toutefois confirmée par des travaux en cours (L. GIORGI, communication orale).

D'après nos travaux sur le terrain, les roches vertes constituent une formation prise dans un synclinal comme les autres formations métamorphiques, plissée et dont la puissance est très réduite dans le flanc occidental de la structure.

Le flanc oriental affleure sur plus de 500 m de large (Fig. 31). Les affleurements de cette formation se rencontrent presque exclusivement dans le Nord de la région étudiée à l'exception du dyke de gabbro quartzique qui se rencontre au Sud. Ce dyke n'a aucun lien apparent avec les roches vertes. Il sera étudié plus en détail avec les intrusions.

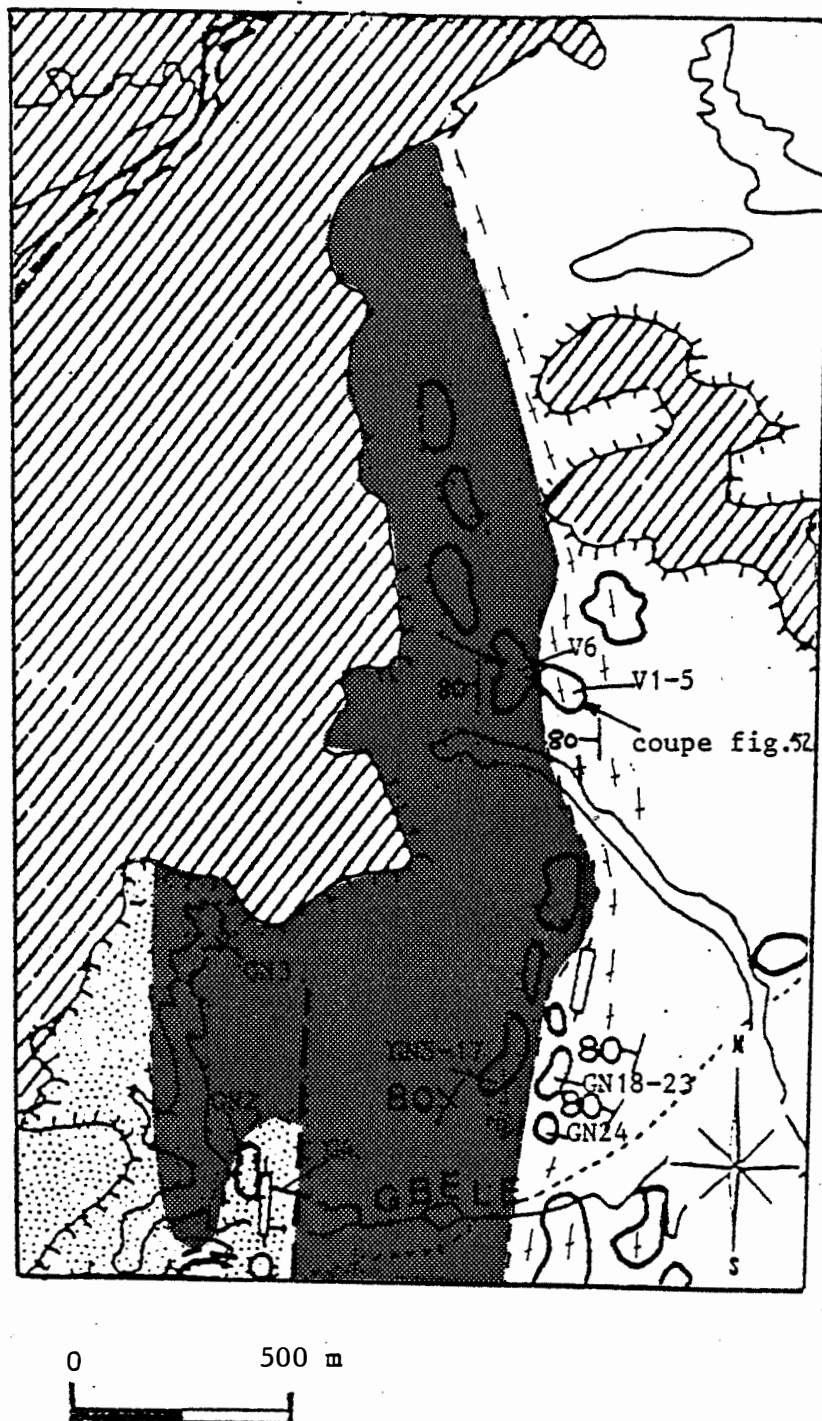


Fig 31: Le contact nord-est des roches vertes avec le granite et phénomènes de "migmatisation" subordonnés : aplites granitiques dans roches vertes et pegmatites et gneissification dans le granite. Il y a également développement de tourmaline dans cette zone de contact (GN12 et N1).

(voir légende p. 41)

Les roches vertes se présentent sous deux aspects : des noyaux durs et une enveloppe schisteuse également amphibolique. Le passage entre ces noyaux et les schistes amphiboliques est progressif.

Les roches vertes présentent en leur sein, dans les contacts orientaux avec le granito-gneiss, des filons d'aprites granitiques qui atteignent 50 cm de large et qui seront décrits dans la partie qui leur est réservée.

α) Description pétrographique

α_1) Description macroscopique

Les roches vertes sont des amphibolites, constituées presque exclusivement d'amphibole. Comme il a été dit précédemment, elles sont soit schisteuses, soit massives. Le grain des noyaux massifs est généralement fin (moins de 1 mm), et il semble que l'extrême dureté de certains affleurements (par exemple à l'entrée de la carrière et derrière le camp) corresponde à une granulométrie particulièrement fine. Les amphibolites sont parcourues de filonnets foncés de chlorite et de serpentine et réagissent très peu avec l'acide chlorhydrique.

Au contact des différentes formations, les minéraux suivants apparaissent :

- tourmaline au contact du granite (ph.2, pl.II),
- grenat, pyrite et chalcopryrite au contact des itabirites,
- chlorite au contact des gneiss.

Dans les zones très fracturées, en particulier dans la carrière, se développent en abondance des minéraux phylliteux, du talc, des carbonates... Ces faciès correspondent aux niveaux schisteux intercalés dans la série des roches vertes, d'après les études précédentes. Nous pensons que ce sont des altérations des amphibolites, et nous les étudierons au chapitre V, consacré aux minéralisations.

Les parties exposées de la formation, celles qui sont immédiatement sous la couverture latéritique se chargent en

magnétite, hématite. Les épontes des filons de quartz qui parcourent la formation ont subi une altération hydrothermale avec grenat et tourmaline et prennent la couleur vert-jaune-feuille, beige ou ocre selon le degré d'altération et selon la proximité de la latérite.

α_2) Description microscopique

Au microscope, les amphibolites présentent les caractères suivants :

Composition minéralogique et texture (fig. 32,33,34,35,36 et ph. 2,3,5,7 pl.II).

Deux faciès se distinguent selon la texture :

- le faciès à texture orientée correspondant aux faciès schisteux de la description macroscopique,
- le faciès à texture non orientée correspondant au faciès massif.

Entre ces deux faciès nous rencontrons des faciès intermédiaires. Des faciès particuliers se rencontrent aux différents contacts et dans des zones de fractures :

- le faciès à grenat au contact avec les itabirites (ph.6, pl.II),
- le faciès à tourmaline au contact NE avec le granite (ph.2, pl.II),
- le faciès à chlorite au contact des gneiss et dans la carrière.

1- Le faciès à texture non orientée à amphibole : éch. K5, (L13), Fig. 26 et ph.5, pl.II

La texture est granoblastique, non orientée et éventuellement poecilitique. La roche est constituée principalement de cristaux d'amphibole (hornblende) qui comportent souvent des inclusions de cristaux d'amphibole (hornblende également) losangiques, qui sont parfois orientés.

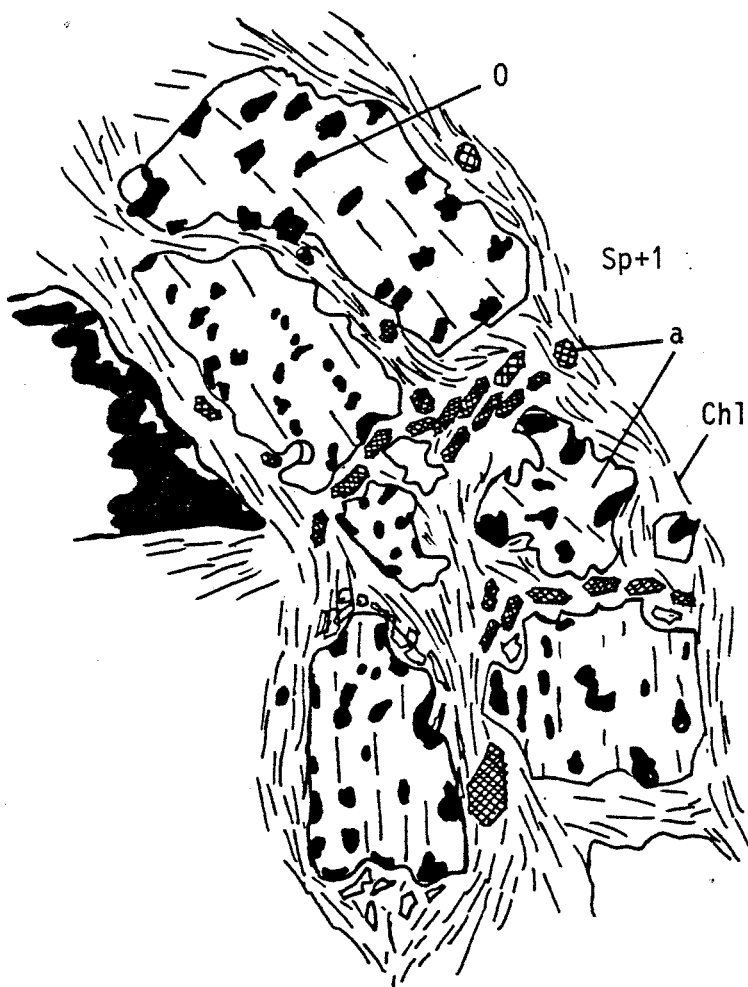


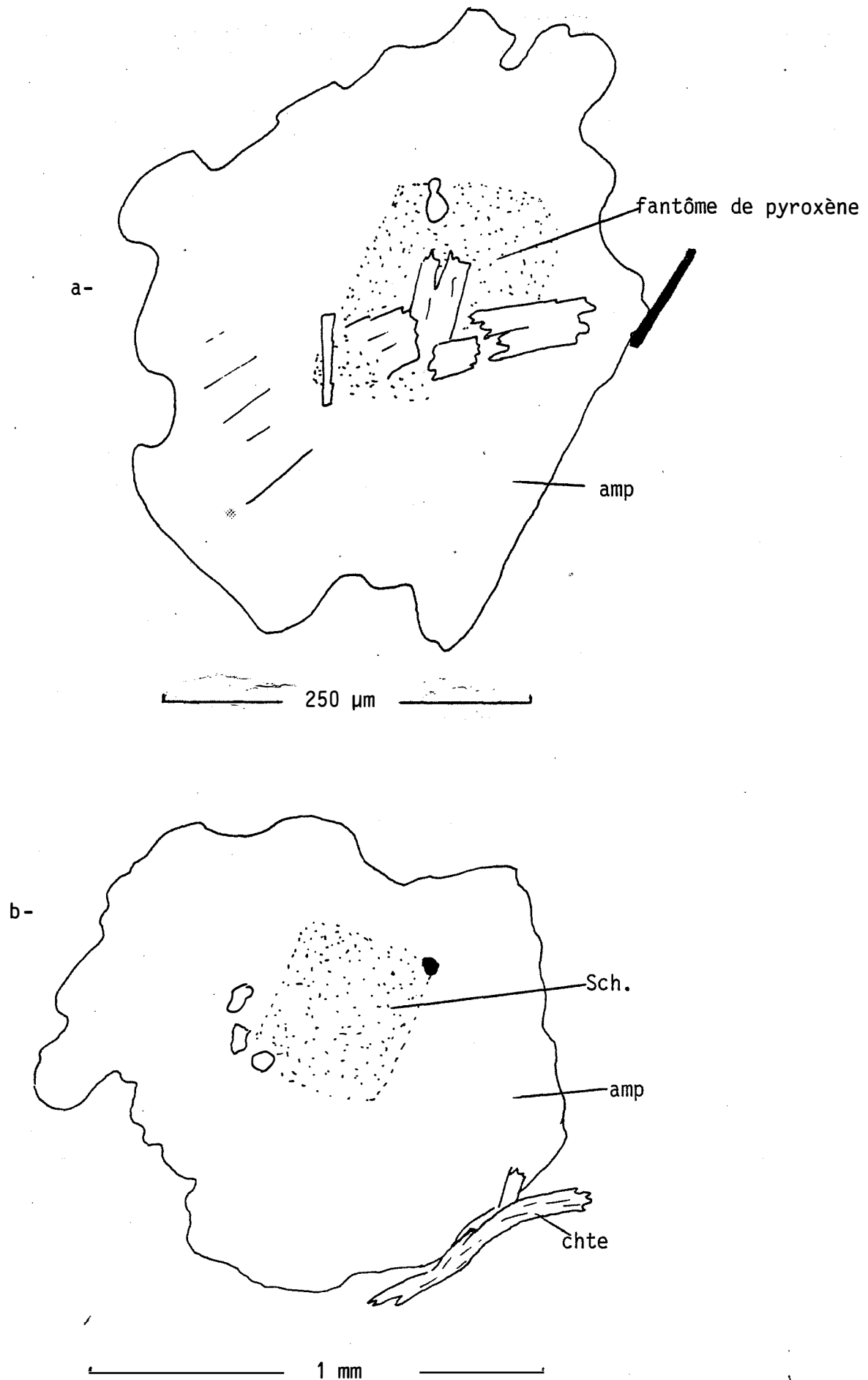
Fig. 32 : Texture granoblastique orientée (carrière).

a - amphibole
chl.- chlorite
0 - opaque

Les phénocristaux xénomorphes, qui sont colonisés par les oxydes au point d'être entièrement remplacés, sont moulés par les chlorites. L'amphibole néoformée se développe dans les lits de chlorite et exprime la schistosité $S_p + 1$.

éch. CH₂ (voir fig. 26)

Fig. 33: Les fantômes de pyroxène dans les amphiboles.
échantillon Ch2 (fig. 26)



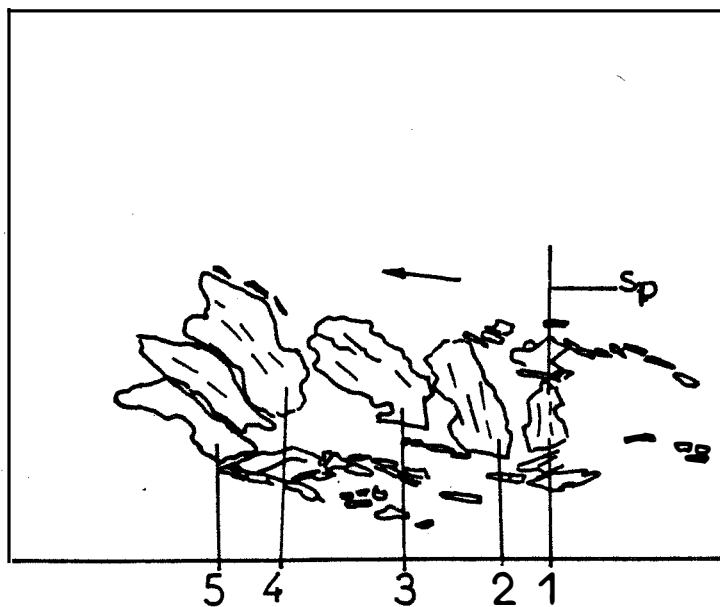


Fig. 34 : les premières phases de l'orientation dans le faciès à texture granoblastique intermédiaire les numéros 1,2,3,4,5 indiquent les positions successives des phénocristaux lors de leur réorientation selon Sp.

Sp : foliation principale - ech. BG 11* (fig.26)

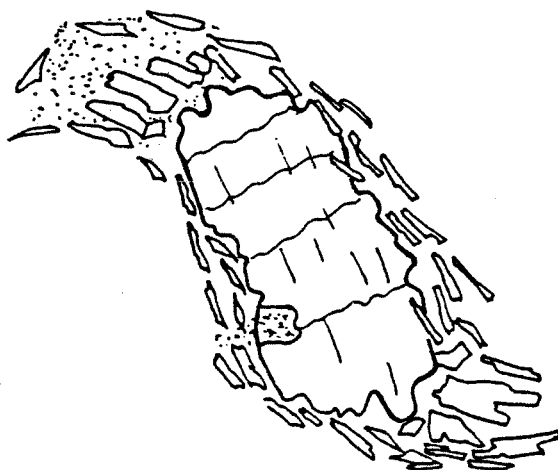


Fig. 35 : Foliation correspondant à l'allongement des cristaux d'amphibole déformée par une contrainte postérieure.

échantillon BG11 (fig.26)

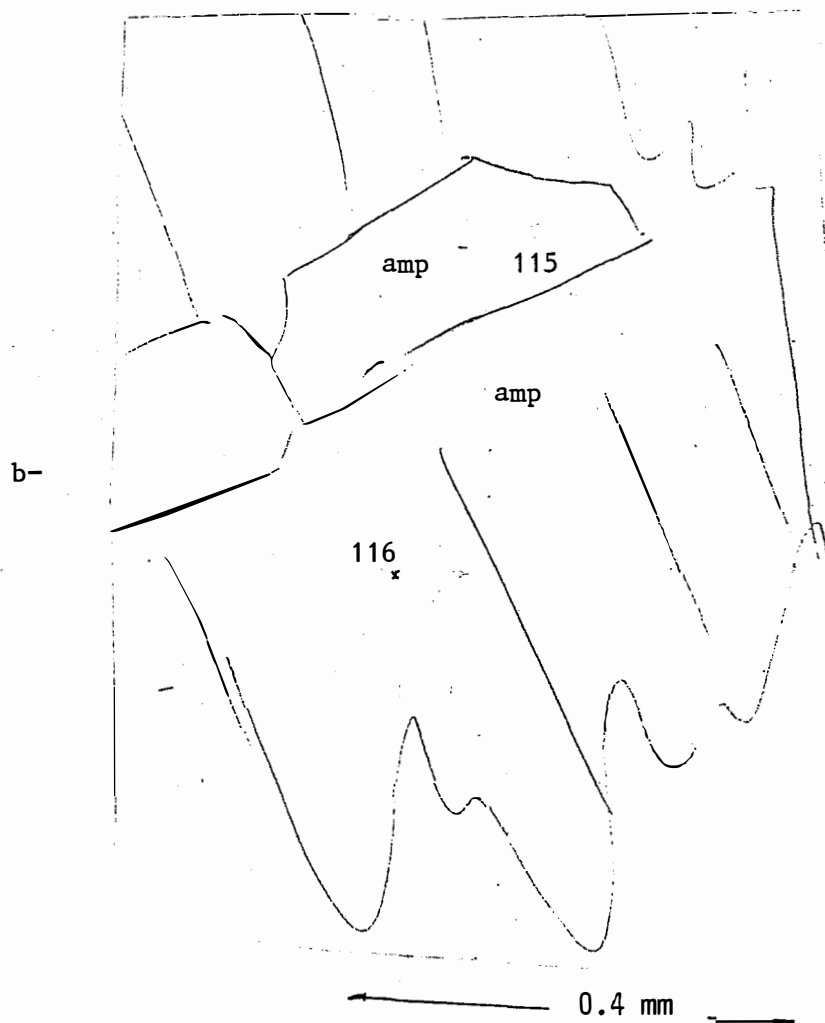
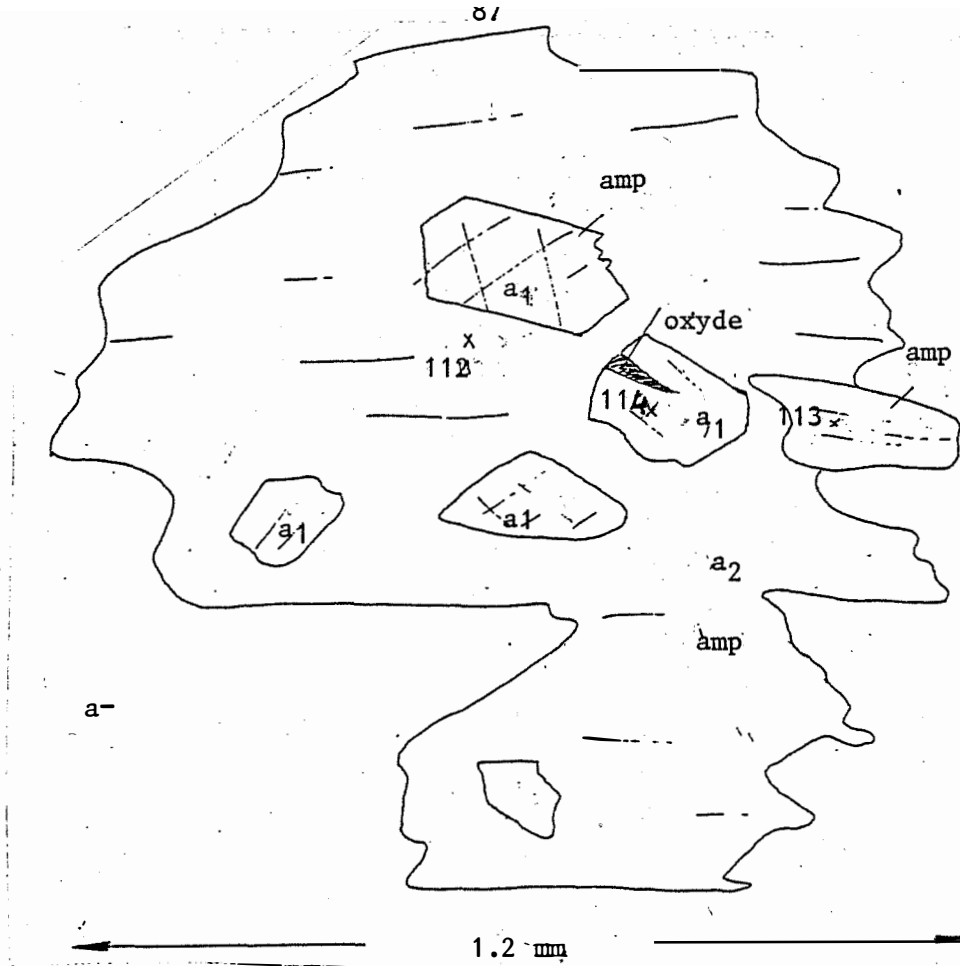


Fig.36 : Localisation des points analysés dans les amphiboles des roches vertes (fig.39, tabl.10)

a et b - échantillon GN3, c et d - éch. Ch6, e-2ch. BG14, g-2ch. BG04
amp- amphibole ; chte- chlorite. fig.26

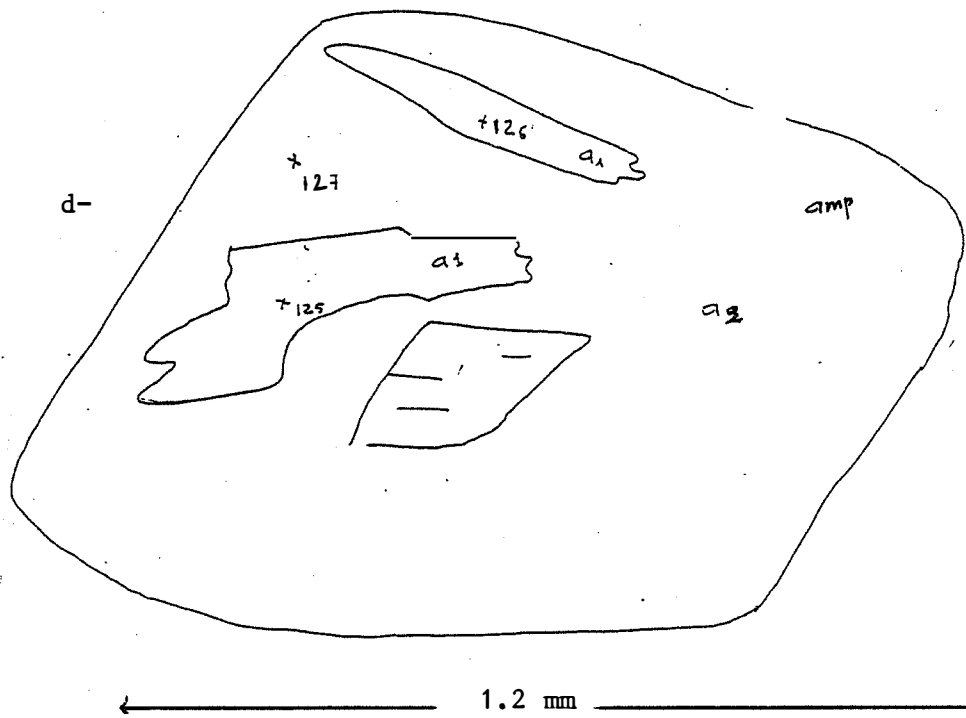
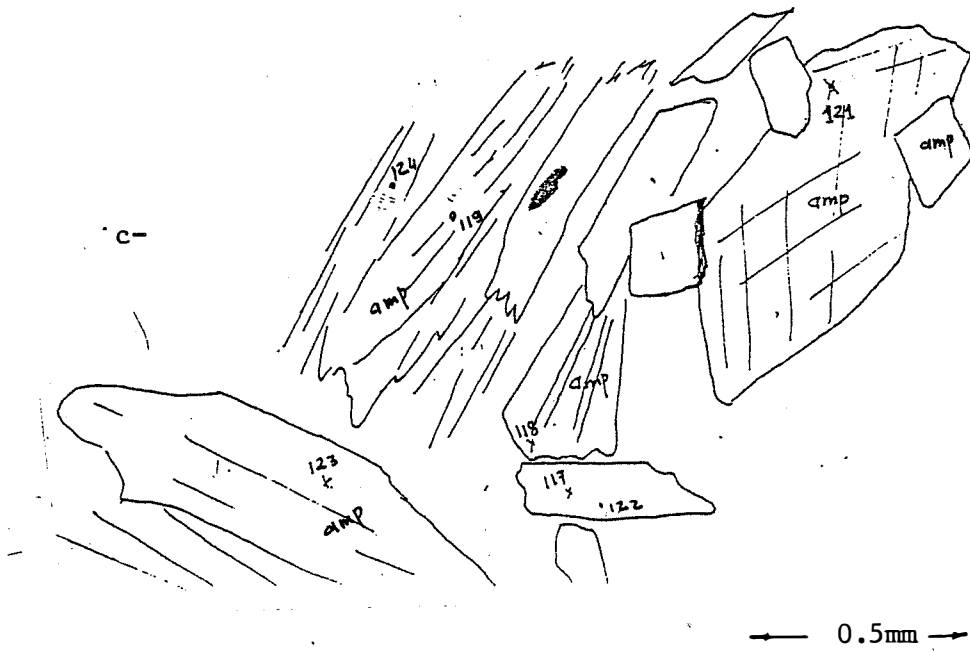


Fig.36 : c et d - échantillon Ch6

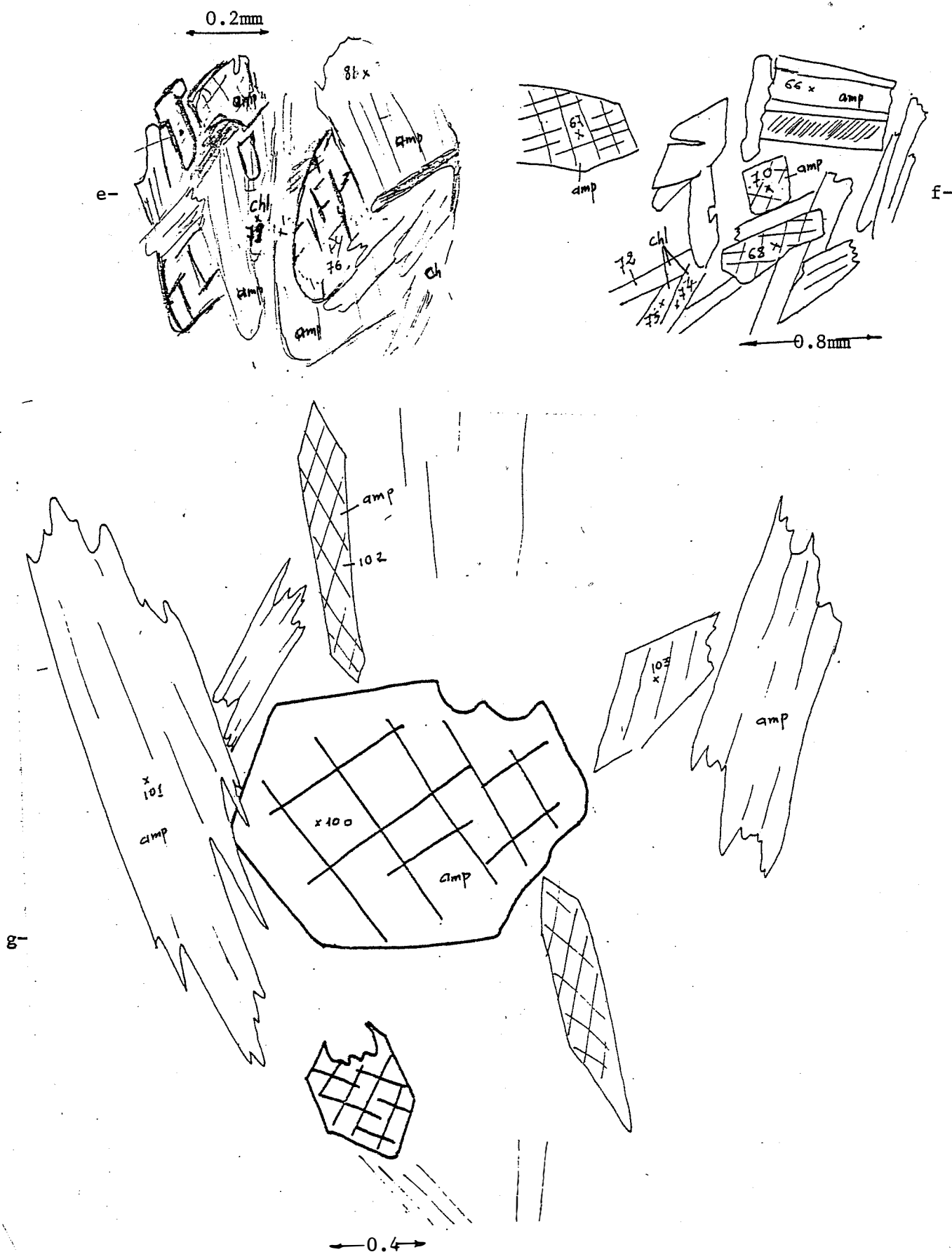


Fig.36 : e et f - échantillon BG14
 g - échantillon BG04
 amp- amphibole
 chl- chlorite

A part la hornblende, la roche est composée d'actinote, d'épidote, de chlorite, d'hématite, de calcite, de sphène et de zircon.

2- Le faciès à texture non orientée et à olivine serpentinisée : éch. GS 1, 2, 26, 27 (Fig. 26, Ph.3, Pl.II).

C'est une roche composée de chlorite, souvent en filonnet, de serpentine, de talc, de carbonates (calcite, magnésite, ankérite) et d'hématite. Ce dernier minéral est souvent disposé sur le contour ou les clivages d'un minéral allongé dont seul reste le fantôme (Ph.3, Pl.II). Nous n'avons pas rencontré d'olivine non serpentinisée.

3- Le faciès à texture orientée : éch. BG 04, 05, 08, 09, 14, 33, 36, N1, CH 3-6, G 1-7, GN 1-13 (fig.26,32,34,35, ph.7, pl.II).

La roche de ce faciès a presque la même composition minéralogique. L'épidote est rare ; la chlorite, l'actinote et la calcite abondent. Les deux premières donnent à la roche la texture orientée.

Les amphiboles qui comportent en inclusion d'autres amphiboles se rencontrent de préférence dans ce faciès (fig. 36).

Le passage d'un faciès amphibolitique à texture non orientée à un faciès orienté est progressif.

Le faciès intermédiaire (GS 10,11) est plus massif et le caractère orienté n'est visible qu'au microscope.

C'est dans ce faciès que s'observent les débuts d'orientation (fig. 34 et 35).

En dehors de ces principaux faciès, nous rencontrons aussi les faciès suivants :

4- Le faciès à grenat : éch. F32,33 (fig. 15,37,57 et ph.6, pl.II)

Il se trouve au contact des itabirites. C'est un faciès à texture granoblastique litée, où l'on observe une alternance de lits d'oxydes de fer, de lits de quartz à joints parfois

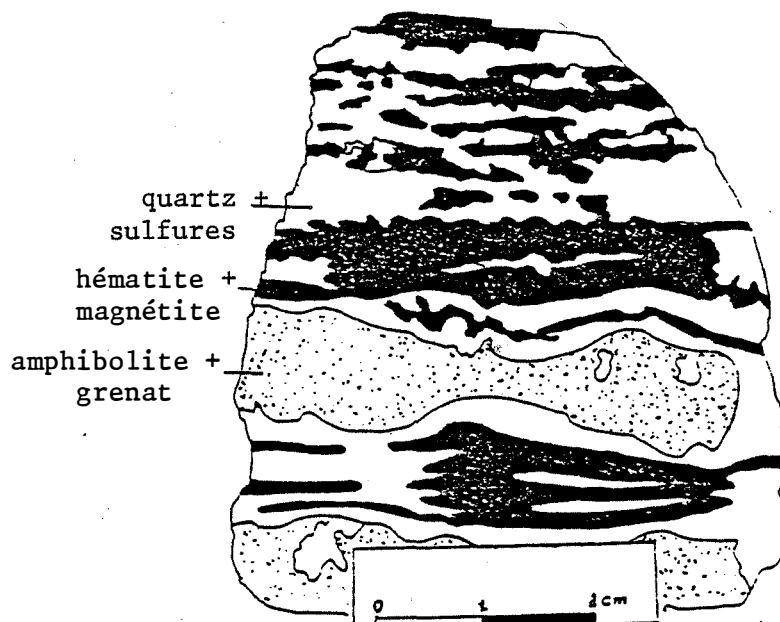


Fig. 37a : Echantillon de roches vertes au contact des itabirites à l'Ouest de la "Montagne de fer".
 Noter l'alternance de lits de quartzite, de lits d'oxydes de fer et de lits d'amphibolite chargé de grenat. Ech. F32.
 (fig.57)



Fig. 37b : alternances de lits de quartz et amphiboles et lits d'hématite et magnétite.
 Ech. F32 L.P.

perpendiculaires aux lits d'oxydes de fer et de lits d'amphibole. Le caractère perpendiculaire des joints des lits de cristaux de quartz rappelle des textures blastomylonitiques.

Les lits d'oxydes de fer et ceux de quartz sont riches en chalcopryrite et en pyrite. Les lits d'amphibole sont riches en grenat. Cette paragenèse ne se rencontre qu'au contact de la roche verte avec les itabirites et la bande où se développent ces minéraux est centimétrique. Les amphiboles sont riches en zircon.

5- Le faciès à tourmaline : éch. N1, GN12 (Fig. 26)

Ce faciès se rencontre au contact NE des roches vertes avec le granite. C'est un amphibolite à texture granoblastique orientée et à tourmaline.

La tourmaline s'est développée de façon amiboïde, englobant des cristaux automorphes d'amphibole.

Ces derniers se trouvent aussi en inclusion dans de plus grands cristaux d'amphibole. Le quartz est plus abondant que dans les autres faciès amphiboliques.

6- Le faciès des zones de fractures (faciès à chlorite) : éch. Ch6, BG04, 05, Ch2 (Fig. 26)

Dans ce faciès, la chlorite (éch. Ch6, Fig.26), la muscovite (éch. Ch2) ont pris une importance telle que les auteurs antérieurs, en ont fait des formations indépendantes dans la succession stratigraphique : "chloritoschistes" et "sérécitoschistes".

Ces faciès sont le résultat d'une transformation intense des amphibolites sous l'action des fractures perpendiculaires à la foliation principale qui est orientée N-S et dont nous reparlerons dans la partie structurale.

L'amphibole est encore présente avec des phénocristaux (hornblende ou actinote) riches en oxydes secondaires : des amphiboles automorphes de même composition que les précédentes se rencontrent en inclusion ou non.

C'est surtout dans ce faciès que nous avons rencontré des fantômes de pyroxène (fig.34 ; ph.4, pl.II).

α₃) Conclusion

- 1- "Les schistes verts" à amphiboles sont des roches vertes massive à amphibole qui ont subi une foliation.
- 2- Il n'existe pas à BOGOIN, tout au moins dans le secteur étudié, de chloritoschiste et de séricitoschiste en niveaux distincts de l'amphibolite.
- 3- Nous n'avons pas observé de minéraux primaires ni olivine non serpentinisée, ni pyroxène en relique.
- 4- Les amphiboles sont des minéraux de métamorphisme.
- 5- Nous n'avons pas observé de texture magmatique (laves coussinées, fissures...).

β) Etude chimique des différents minéraux des amphibolites

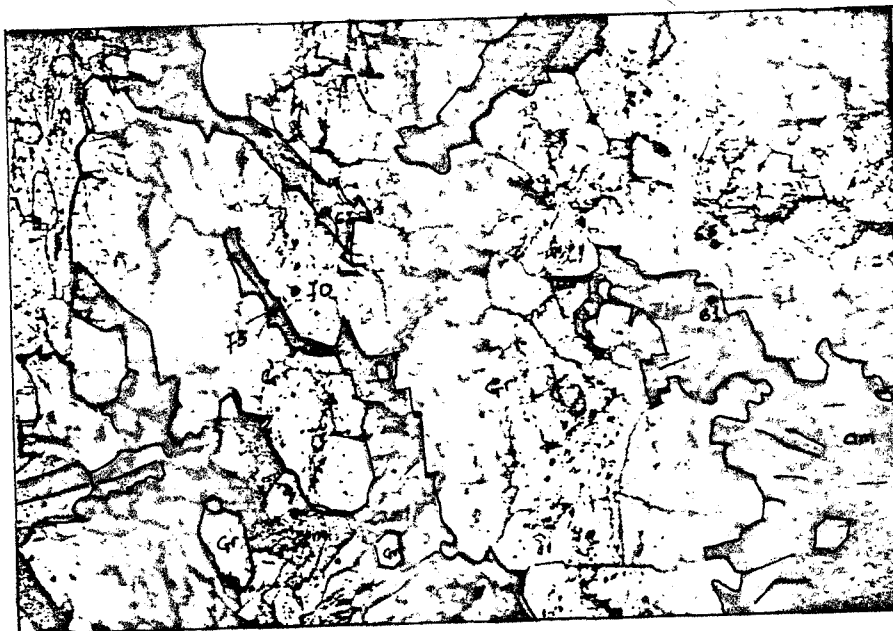
Les minéraux ont été analysés à la microsonde CAMEBAX du Laboratoire du MUSEUM de PARIS et de celui de l'Ecole des Mines de PARIS (FONTAINEBLEAU).

Les résultats des analyses sont rapportés dans le tableau 10. Les principaux points analysés sont localisés sur la figure 36 et 38.

Ces analyses ont pour but d'étudier le chimisme des différents minéraux de la roche.

Comme il a été dit plus haut, la composition minéralogique des amphibolites varie en fonction des faciès. Nous avons distingué des roches vertes orientées ou non à amphiboles et des roches vertes non orientées à olivine serpentinisée.

a-



GS27 x 190

Fig.38: Localisation des points analysés sur les minéraux des roches vertes (fig.39, Tab110)

a- faciès à grenat

b- roche verte à olivine serpentinisée

Gr- grenat

amp- amphibole

Serp- serpentine

calc- calcite

Minéral		AMPHIBOLES (sans Fluor et Chlore)									
N° Ech.		F 32		K 5							
N° Pers.		61	73	1	2	4	5	6	7	8	9
N° Sonde		3	13	1	2	4	5	6	7	8	9
concentration des oxydes en %	K	0.33	0.34	0.10	0.05	0.01	0.15	0.16	0.07	0.18	0.05
	NI	0.08	0.00	0.04	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	NA	1.18	1.46	0.80	0.72	0.36	0.77	1.02	0.62	0.62	0.53
	CA	10.80	11.03	11.97	12.06	12.51	12.01	11.71	12.22	11.22	11.95
	FE	26.29	25.50	11.67	10.67	9.49	10.58	12.23	9.68	10.19	9.96
	SI	42.55	42.84	49.21	50.73	53.27	50.95	49.28	52.46	52.92	52.77
	TI	0.21	0.19	0.28	0.13	0.00	0.13	0.26	0.18	0.07	0.14
	MN	0.26	0.13	0.15	0.21	0.17	0.30	0.19	0.10	0.10	0.12
	MG	5.41	5.73	14.99	15.91	17.59	16.37	14.77	17.10	16.79	17.22
	CR	0.03	0.01	0.19	0.80	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.28
	AL	11.04	10.99	6.82	5.65	4.06	5.88	8.33	4.59	4.94	4.17
	OH	1.93	1.94	2.05	2.07	2.11	2.08	2.08	2.09	2.10	2.10
		100.11	100.16	98.26	99.00	99.74	99.24	100.05	99.11	99.13	99.27
formules structurales	K	0.0660	0.0670	0.0185	0.0085	0.0013	0.0271	0.0285	0.0130	0.0332	0.0094
	NI	0.0103	0.0000	0.0049	0.0000	0.0219	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	NA	0.3544	0.4360	0.2265	0.2032	0.0993	0.2142	0.2858	0.1725	0.1730	0.1463
	CA	1.7952	1.8266	1.8777	1.8686	1.9037	1.8532	1.8059	1.8739	1.7165	1.8298
	FE	3.4121	3.2954	1.4287	1.2899	1.1269	1.2738	1.4723	1.1585	1.2167	1.1905
	SI	6.6024	6.6203	7.2065	7.3359	7.5663	7.3360	7.0952	7.5075	7.5572	7.5440
	TI	0.0241	0.0225	0.0313	0.0141	0.0000	0.0138	0.0284	0.0191	0.0070	0.0148
	MN	0.0339	0.0169	0.0185	0.0257	0.0199	0.0366	0.0229	0.0119	0.0121	0.0144
	MG	1.2509	1.3200	3.2714	3.4281	3.7232	3.5133	3.1687	3.6471	3.5745	3.6687
	CR	0.0032	0.0009	0.0223	0.0915	0.0000	0.0033	0.0033	0.0000	0.0000	0.0313
	AL	0.0187	2.0008	1.1772	0.9622	0.6801	0.9977	1.4130	0.7741	0.8314	0.7019
	OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
		16.5713	16.6064	16.2835	16.2276	16.1425	16.2689	16.3240	16.1776	16.1217	16.1510
	FM	0.7337	0.7151	0.3067	0.2773	0.2355	0.2717	0.3206	0.2429	0.2558	0.2472

Tableau 10 : analyses à la microsonde CAMEBAX des minéraux des roches vertes (fig, 26, 37, 38)

Minéral		AMPHIBOLES (sans Fluor ni Chlore)													
N° Ech.		BG 14								BG4		GN3			
N° Pers.															
N° Sonde		62	63	66	69	70	71	76	77	101	102	112	113	114	115
oxydes %	K	0.26	0.19	0.02	0.09	0.07	0.03	0.05	0.05	0.27	0.32	0.6	0.67	0.58	0.66
	NI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	NA	0.62	0.59	0.48	0.85	0.83	0.6	0.59	0.53	1.13	1.49	1.73	1.82	1.81	1.87
	CA	12.3	12.23	12.21	11.91	11.9	11.92	11.98	12.18	11.73	11.18	11.17	11.11	11.1	10.96
	FE	10.25	10.21	10.45	11.66	11.68	10.67	23.7	10.61	14.59	15.9	21.63	21.67	21.19	21.45
	SI	51.34	51.6	53.16	50.11	50.42	52.77	52.75	52.77	46.98	43.97	41.52	41.46	41.6	41.62
	TI	0.16	0.09	0.04	0.17	0.25	0.03	0.01	0.03	0.35	0.33	0.65	0.42	0.35	0.44
	MN	0.33	0.28	0.21	0.25	0.24	0.26	0.22	0.22	0.22	0.27	0.22	0.25	0.19	0.22
	MG	15.93	16.07	16.56	14.24	14.7	16.28	16.34	16.38	12.51	9.91	7.31	7.06	7.33	7.21
	CR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	AL	5.45	5.37	3.79	9.26	6.65	4.68	4.44	4.20	10.96	13.85	13.25	13.84	13.14	13.41
	OH	2.05	2.04	2.08	2.01	2.08	2.09	2.04	2.05	2.01	1.94	1.97	1.97	1.93	1.97
		98.7	98.7	99.04	98.5	98.83	99.39	99.26	99.11	99.9	99.41	100.11	100.3	99.34	99.86
formule structurale	K	0.048	0.35	0.003	0.017	0.014	0.005	0.009	0.008	0.05	0.059	0.11	0.12	0.113	0.127
	NI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	NA	0.173	0.165	0.133	0.23	0.23	0.166	0.163	0.146	0.31	1.41	0.4	0.52	0.52	0.54
	CA	1.89	1.88	1.86	1.84	1.84	1.81	1.83	1.86	1.81	1.77	1.8	1.79	1.8	1.77
	FE	1.211	1.20	1.21	1.37	1.36	1.22	1.35	1.22	1.58	1.98	2.63	2.64	2.61	2.63
	SI	7.39	7.41	7.59	7.26	7.27	7.502	7.51	7.54	6.78	6.46	6.25	6.23	6.31	6.24
	TI	0.017	0.01	0.005	0.019	0.027	0.003	0.001	0.003	0.038	0.036	0.07	0.047	0.04	0.05
	MN	0.04	0.035	0.025	0.031	0.029	0.032	0.027	0.027	0.027	0.034	0.02	0.032	0.02	0.022
	MG	3.41	3.44	3.52	3.07	3.16	3.45	3.47	3.48	2.69	2.17	1.64	1.58	1.65	1.62
	CR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	AL	0.924	0.9	0.62	1.24	1.13	0.77	0.74	0.7	1.86	2.5	2.35	2.45	2.34	2.38
	OH	1.96	1.95	1.98	1.94	1.89	1.98	1.94	1.95	1.93	1.89	1.97	1.97	1.94	1.98

Tableau 10 (suite 1)

Minéral		AMPHIBOLES (sans Fluor et Chlore)							CHLORITES					
N° Ech.		GN3	CH6						GN12					
N° Pers.		59	65	66	67	68	70	71	64	75	72	73	74	79
N° Sonde		116	122	123	124	126	127	128	121	132	72	73	74	79
oxydes %	K	0.61	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.7	0.01	0.02	0.14	0.09	0.03
	NI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	NA	1.57	0.12	0.07	0.09	0.08	0.09	0.11	0.06	0.01	0.01	0.04	0.05	0.03
	CA	11.12	12.1	12.28	12.24	12.39	12.22	12.27	0.83	0.04	0.04	0.05	0.1	0.11
	FE	20.91	7.69	7.48	7.74	6.91	7.17	7.63	13.85	19.52	17.56	17.38	17.44	18.18
	SI	41.99	56.81	56.93	56.82	57	56.65	56.41	32.18	25.7	26.21	26.47	27.16	26.58
	TI	0.46	0	0	0.02	0	0	0	0.04	0.02	0.06	0	0	0.02
	MN	0.25	0.18	0.16	0.14	0.11	0.13	0.16	0.07	0.18	0.25	0.29	0.67	0.07
	MG	7.29	19.97	19.72	19.79	20.14	20.07	19.76	21.82	18.31	20.43	19.65	18.8	19.26
	CR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	AL	13.20	0.49	0.22	0.44	0.22	0.39	0.48	15.16	19.52	21.15	20.62	20.9	21.00
	OH	1.94	2.15	2.13	2.14	2.08	2.13	2.04	11.71	11.43	11.59	11.45	11.54	11.51
		99.44	99.53	99.05	99.47		99.07	99.09	96.46	96.8	97.34	96.09	96.8	96.95
concentration atomique	K	0.118	0.004	0.002	0.004	0.003	0.004	0.04	0.18	0.002	0.004	0.03	0.024	0.007
	NI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	NA	0.459	0.032	0.018	0.025	0.022	0.002	0.029	0.025	0.003	0.004	0.01	0.021	0.012
	CA	1.802	1.80	1.84	1.83	1.85	1.83	1.84	0.18	0.01	0.008	0.01	0.02	0.024
	FE	2.56	0.845	0.83	0.85	0.77	0.8	0.85	2.37	3.42	3.036	3.04	3.02	3.16
	SI	6.34	7.91	7.97	7.92	7.97	7.93	7.91	6.58	5.39	5.42	5.54	5.63	5.52
	TI	0.053	0	0	0.002	0	0	0	0.006	0.004	0.009	0	0	0.004
	MN	0.032	0.021	0.019	0.017	0.013	0.16	0.02	0.012	0.032	0.04	0.051	0.11	0.03
	MG	1.64	4.14	4.12	4.11	4.19	4.18	4.13	6.65	5.72	6.29	6.13	5.81	5.97
	CR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	AL	2.35	0.08	0.037	0.09	0.03	0.064	0.079	3.67	3.42	5.1	5.1	5.1	5.1
	OH	1.95	1.99	1.98	1.99	1.94	1.99	1.91	15.99	15.98	15.99	15.98	15.97	15.96

Tableau 10 (suite 2)

Minéral		GRENATS					TALC					SERPENTINE	
N° Ech.		F 32					GS 27					GS 27	
N° Pers.		63	64	65	68	69							
N° Sonde		5	6	7	9	10	1	2	3	4		6	7
oxydes en %	K	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04
	NI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NI	0.24	0.16	0.13	0.31	0.24	0.11
	NA	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00	NA	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00
	CA	3.24	3.44	8.27	3.32	3.34	CA	0.05	0.03	0.12	0.11	0.00	0.01
	FE	34.30	34.66	30.05	34.20	35.72	FE	2.42	4.25	1.20	4.39	4.38	4.26
	FE	0.00	0.42	0.61	0.76	0.79	SI	51.27	44.82	60.70	45.01	42.14	41.86
	SI	35.87	36.70	37.64	34.89	37.37	TI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
	TI	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	MN	0.06	0.13	0.05	0.00	0.05	0.09
	MN	4.01	3.40	3.52	3.97	2.80	MG	32.49	34.79	29.10	34.79	36.63	37.58
	MG	1.32	1.39	0.85	1.30	1.58	CR	0.00	0.28	0.11	0.08	0.19	0.04
	CR	0.00	0.16	0.00	0.00	0.05	AL	1.21	2.50	0.05	2.81	2.17	2.02
	AL	21.03	20.63	21.09	20.00	20.83	OH	13.30	12.84	9.06	12.92	12.57	12.59
		99.82	100.89	102.06	98.46	102.48		101.05	99.79	100.55	100.43	98.44	98.60
concentration atomique	K	0.0109	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	K	0.0000	0.0000	0.0019	0.0000	0.0011	0.0024
	NI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	NI	0.0088	0.0060	0.0132	0.0117	0.0092	0.0044
	NA	0.0000	0.0111	0.0133	0.0097	0.0000	NA	0.0006	0.0000	0.0052	0.0000	0.0039	0.0000
	CA	0.5693	0.5969	1.4026	0.5949	0.5697	CA	0.0024	0.0014	0.0172	0.0057	0.0000	0.0006
	FE	4.6995	4.6905	3.9797	4.7829	4.7561	FE	0.0911	0.1656	0.1328	0.1703	0.1744	0.1694
	FE	0.0000	0.0514	0.0722	0.0951	0.0953	SI	2.3089	2.0905	8.0295	0.0866	2.0080	1.9915
	SI	5.8764	5.9391	5.9609	5.8360	5.9516	TI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003
	TI	0.0000	0.0069	0.0000	0.0000	0.0000	MN	0.0023	0.0050	0.0051	0.0000	0.0022	0.0035
	MN	0.5559	0.4663	0.4722	0.5620	0.3778	MG	2.1809	2.4192	5.7381	2.4041	2.6015	2.6648
	MG	0.3222	0.3364	0.2002	0.3253	0.3753	CR	0.0000	0.0103	0.0118	0.0029	0.0072	0.0013
	CR	0.0000	0.0199	0.0000	0.0000	0.0058	AL	0.0640	0.1372	0.0076	0.1534	0.1219	0.1133
	AL	4.0615	3.9352	3.9375	3.9419	3.9091	OH	2.0000	2.0000	4.0000	2.0000	2.0000	2.0000
		16.0957	16.0537	16.0384	16.1477	16.0407		6.6589	6.8353	17.9629	6.8347	6.9295	6.9517
	FM	0.9422	0.9388	0.9570	0.9426	0.9319	FM	0.0411	0.0659	0.0235	0.0661	0.0636	0.0609
	AL	0.7645	0.7707	0.6573	0.7634	0.7824							
	PY	0.0524	0.0553	0.0331	0.0519	0.0617							
	SP	0.0904	0.0766	0.0780	0.0897	0.0622							
	GR	0.0926	0.0788	0.2138	0.0722	0.0688							
	AD	0.0000	0.0137	0.0179	0.0228	0.0235							
	UV	0.0000	0.0049	0.0000	0.0000	0.0014							

a) Les roches vertes orientées à amphiboles

1/ Les amphiboles (fig. 39 et tableau 10)

Le diagramme de LEAKE (1978) montre que les amphiboles sont en général magnésiennes, ce qui traduit le caractère magnésien de la roche avant le métamorphisme. Toutefois, celles des roches au contact des itabirites (F32, GN3) sont ferrifères : analyses 61, 62, 73, 112, 113, 114, 115, 116 (Fig. 39, Tableau 10).

Les minéraux poecilites (analyses 112, 116, 127) ont sensiblement les mêmes compositions chimiques que leurs inclusions : respectivement, les analyses (113, 114), 115, (125, 126).

Les amphiboles rencontrées sont les suivantes :

- des hornblendes tschermakitiques (anal. 99, 102, 134),
- des hornblendes ferrotschermakitiques (anal. 114, 115, 116, 112, 113).
- des ferrohornblendes (anal. 61, 67, 73),
- des hornblendes magnésiennes (anal. 6, 10, 69, 101, 131, 133, 139),
- des actinotes (anal. 4, 8, 9, 66, 76, 77, 123, 124, 126, 128),
- des trémolites (anal. 127, 122, 125).

Les minéraux proches des pôles tschermakitiques sont plus abondants dans les roches massives et intermédiaires alors que les actinotes et trémolites le sont plus dans les faciès foliés.

2/ Les chlorites (fig. 40, tableau 10)

Le diagramme de M.H. HEY (1954) nous a permis d'identifier quelques chlorites. Dans les roches à texture orientée, la chlorite est la penninite alors que dans les roches à texture intermédiaire, c'est de la ripidolite.

3/ Les grenats

Les résultats des analyses des grenats rapportés dans le tableau 10 montrent que ce sont des almandins.

b) Les roches vertes à olivine serpentinisée

Nous avons analysé le talc et la serpentine pour vérifier nos déterminations en lames minces. Ces analyses ont été faites à la microsonde au Laboratoire du MUSEUM sur les minéraux d'une seule roche GS27. Les résultats sont reportés dans le tableau 10.

Les analyses 1 et 2 montrent des minéraux à compositions intermédiaires entre le talc et la serpentine. Les analyses 3 et 4 donnent du talc ; 5, 6 et 7 donnent de la serpentine.

α) Histoire de la formation des roches vertes : éléments de chronologie minéralogique.

Les différentes observations permettent de proposer le schéma chronologique suivant (fig. 41) :

1- les minéraux primaires :

- olivine actuellement entièrement serpentinisée, échantillon GS 1, 2, 26, 27 (Fig. 22, ph.3 pl.II).
- pyroxène entièrement amphibolitisé (Fig. 33).

2- les minéraux de métamorphisme :

- Les amphiboles (hornblende poécilitique ou actinote - trémolite) en grands cristaux non orientés ou disposés en travers de la foliation principale, c'est à dire selon une éventuelle foliation Sp-1 (fig. 36)

- les amphiboles (hornblende ou trémolite) aciculaires ou losangiques disposés selon la foliation principale Sp ou inclus dans les grands cristaux d'amphiboles poécilitiques (Fig. 36). Le fait que ces petits cristaux automorphes se développent parfois à cheval sur la limite de grands amphiboles montre que leur croissance est postérieure (fig.37a,c).

- la tourmaline du faciès à tourmaline (P.) qui englobe les amphiboles losangiques.

- le grenat dans le faciès à grenat (P.).

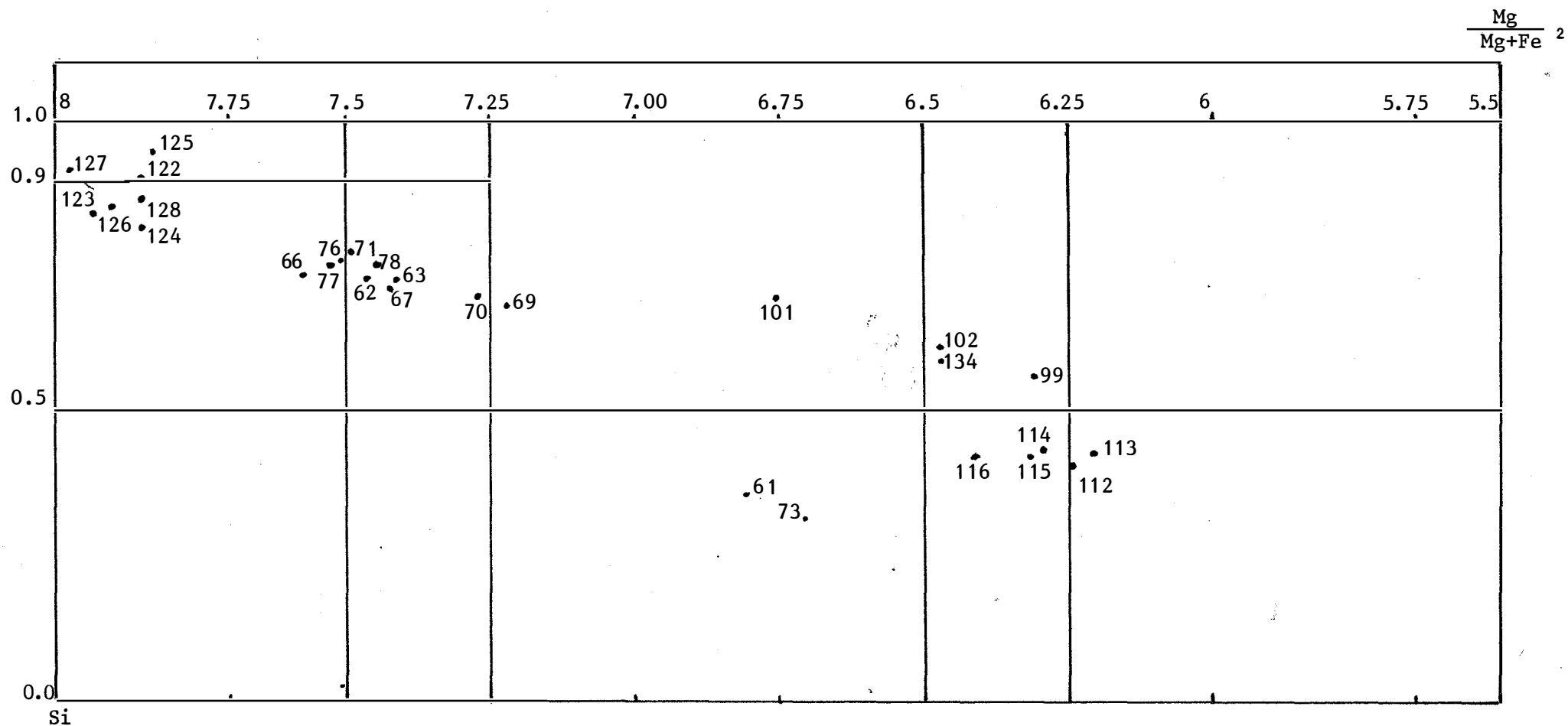


Fig. 39 : répartition des amphiboles de la roche verte dans le diagramme de E. LEAKE (1978).

On note une évolution décroissante du rapport $\frac{Mg}{Mg+Fe}^2$ en fonction de Si des cumulats aux schistes qui sont en partie supérieure de la formation. Il est important de noter que les amphiboles en inclusion ont toujours la même composition que celles qui les contiennent (voir fig.37, 38 et tableau10).

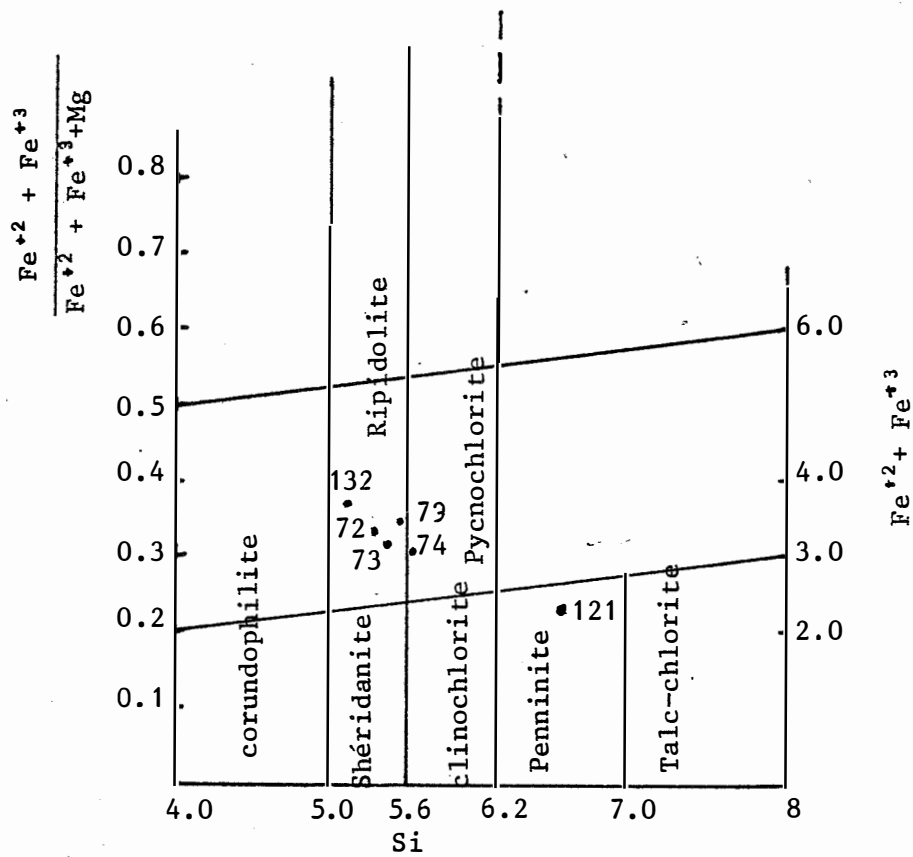


Fig. 40 : Distribution des chlorites dans le diagramme du M. H. HEY (1954)
On assiste également à une augmentation du Fe du toit vers la base de la formation. (voir fig. 36 et tableau 10).

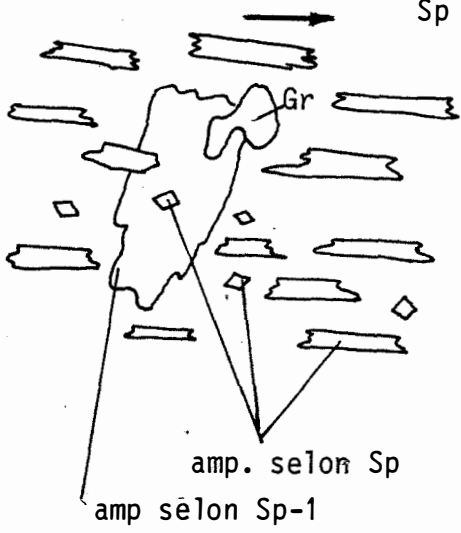
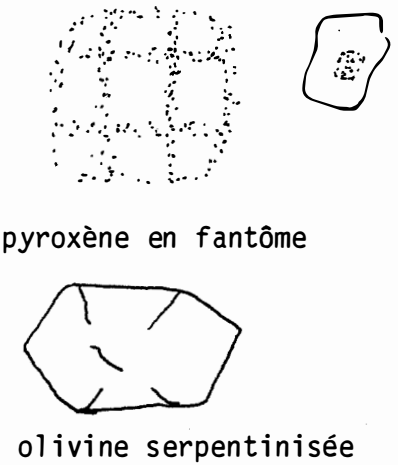
minéraux de métamorphisme : - amphiboles en grands cristaux (hornblende et trémolite-actinote) antérieurs à Sp. - amphiboles en petits cristaux automorphes orientés selon Sp. - grenat - les minéraux d'altération seront étudiés au chapitre V	amphiboles orientés ou non selon Sp-1 et amphiboles orientés selon la foliation principale Sp 	Fig. 36, 39a ph.5,6,7 pl.II
minéraux primaires : - olivine serpentinisée - pyroxène (fantôme)		Fig.33, ph.4, pl.II Fig. 38b

Fig.41 : Illustration de la chronologie relative de la formation des minéraux primaires et de métamorphisme dans les roches vertes.

Gr- grenat

Sp- foliation principale

Sp-1- foliation antérieure à la foliation principale

Les minéraux accessoires (zircon et apatite) sont contemporains de l'olivine ou du pyroxène. Les minéraux d'altération (amphiboles, épidote, chlorite, carbonates, serpentine, talc et oxydes de fer) liés aux fracturations et aux minéralisations seront étudiées au Chapitre V.

Conclusion :

Les roches vertes de BOGOIN affleurent surtout dans la partie orientale du secteur. Elles comprennent des faciès orientés et des faciès non orientés.

- aucun minéral magmatique relictuel n'a été observé dans aucun faciès.

- les roches ont subi un métamorphisme (que nous étudierons plus bas) sans déformation (roches non orientées ou avec déformation (roches orientées).

- les amphiboles des roches vertes sont généralement magnésiennes, mais celles des roches au contact des itabirites sont ferrifères.

- la tourmaline se développe dans les roches vertes au contact des granites.

- une série très réduite de roches vertes apparaît dans la partie nord-ouest du secteur en contact direct avec les itabirites. Elles sont plus riches en fer que les précédentes (grenat, amphiboles ferrifères). Le contact amphibolite-itabirite est très tectonisé.

6) Le dyke de gabbro quartzique

C'est un faciès qui n'a jamais été décrit auparavant.

Il affleure sur la rive droite de la WALEMBOU et est sécant à la formation siliceuse rubanée au sein de laquelle il apparaît (fig. 18 et 43).

Dans sa partie WSW, ce dyke présente un faciès grossier non orienté (éch. F11, F12) qui passe progressivement dans sa partie ENE à un faciès plus fin avec une foliation plus ou moins nette de direction N35, correspondant à la foliation principale, avec un pendage vers le Nord-Ouest de 65°.

Dans sa partie sud, son affleurement est une aiguille comportant des enclaves de quartzite blanc allongées et sub-verticales disloquées et sinueuses (fig. 43).

Le dyke constitue un filon pris dans l'angle d'un panneau délimité par une faille N130 et une faille N60, ce qui explique sa faible extension en allongement (200m). Sa largeur est de l'ordre de 3m.

A) Description macroscopique

a) Le faciès très grossier non orienté (éch. F11, F12)

La roche est constituée de grands cristaux centimétriques d'amphiboles non orientés dans un ciment quartzeux et feldspathique (ph.8 pl.II), ce qui lui donne une couleur vert-gris.

b) Le faciès fin et folié (éch. F13)

Ce faciès est constitué d'amphiboles millimétriques. Il est vert très sombres.

c) Le faciès intermédiaire (éch. F14)

Ce faciès présente un passage progressif du faciès grossier et non orienté au faciès fin et orienté. Ce passage se fait dans l'intervalle d'une bande centimétrique.

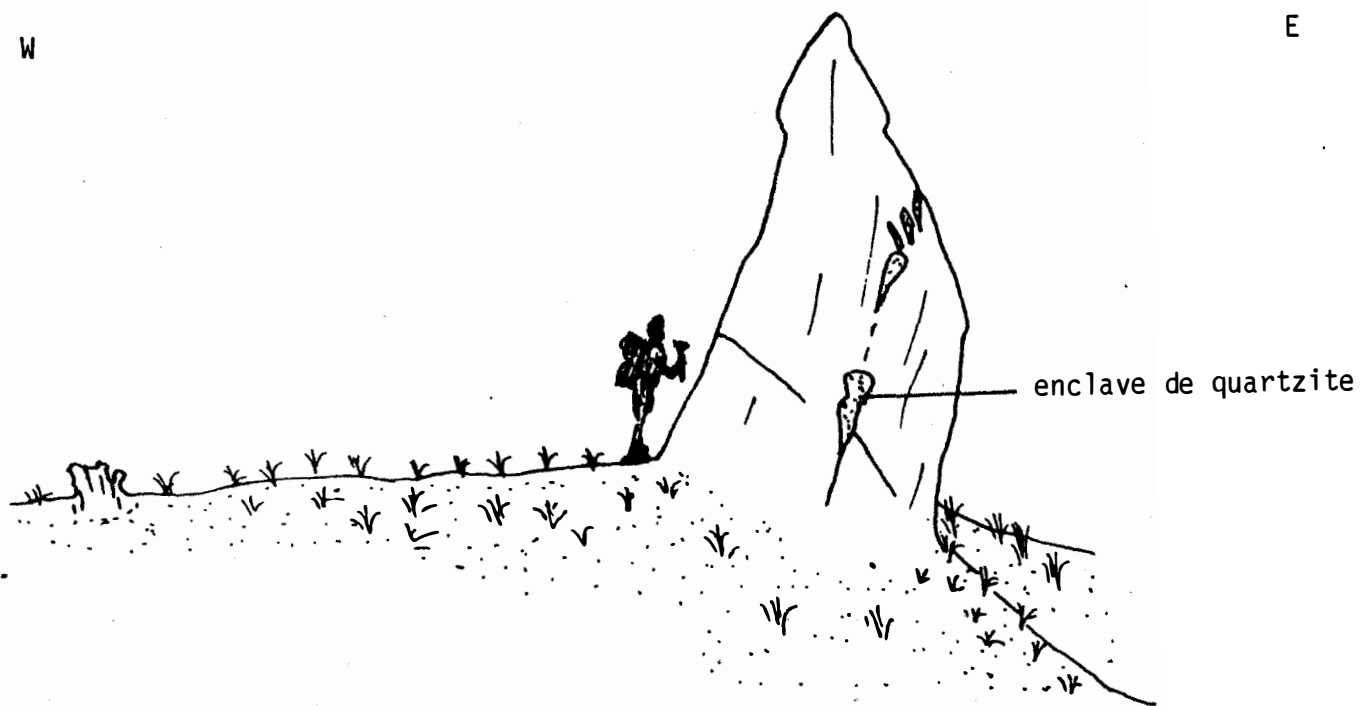


Fig.43 : L'affleurement du dyke gabbro-quartzique de la WALEMBOU.

d) Les enclaves

C'est du quartzite blanc à grain de quartz et de feldspath plus grossier que celui qui cimente les cristaux d'amphibole de l'encaissant.

Il est parsemé de petits cristaux millimétriques d'amphiboles et de biotites.

Ces enclaves peuvent correspondre à des faciès clairs qui se rencontrent habituellement en bordure de la formation d'itabirites.

B) Description microscopique

a) Texture

Au microscope, on retrouve le caractère soit folié, soit non orienté décrit macroscopiquement.

a₁) Le faciès grossier

Le faciès grossier est constitué de grands cristaux allongés d'amphiboles poecilites évoquant la texture harristique. Ces cristaux sont souvent très corrodés (fig. 44).

a₂) Le faciès orienté

La texture orientée est exprimée par des lits de biotite et de chlorite et des lits de quartz, d'amphibole poecilite et de feldspath (fig. 45).

a₃) Les enclaves quartziques

Ces enclaves montrent au microscope de nombreux filonets de quartz de recristallisation qui s'entrecroisent. Les cristaux de quartz, à l'exception de ceux recristallisés, présentent une extinction roulante.

b) Composition minéralogique

D'une façon générale, le gabbro est composé :

- d'amphibolites (35 %),
- de quartz et de feldspath (30 %),
- de biotite souvent chloritisée (25 %),
- de zircon, d'apatite et d'oxydes (10 %).



Fig.44 : amphibole poécilitique avec inclusion de chlorite et quartz donnant à la roche une texture harristique. éch. F11 x 280.

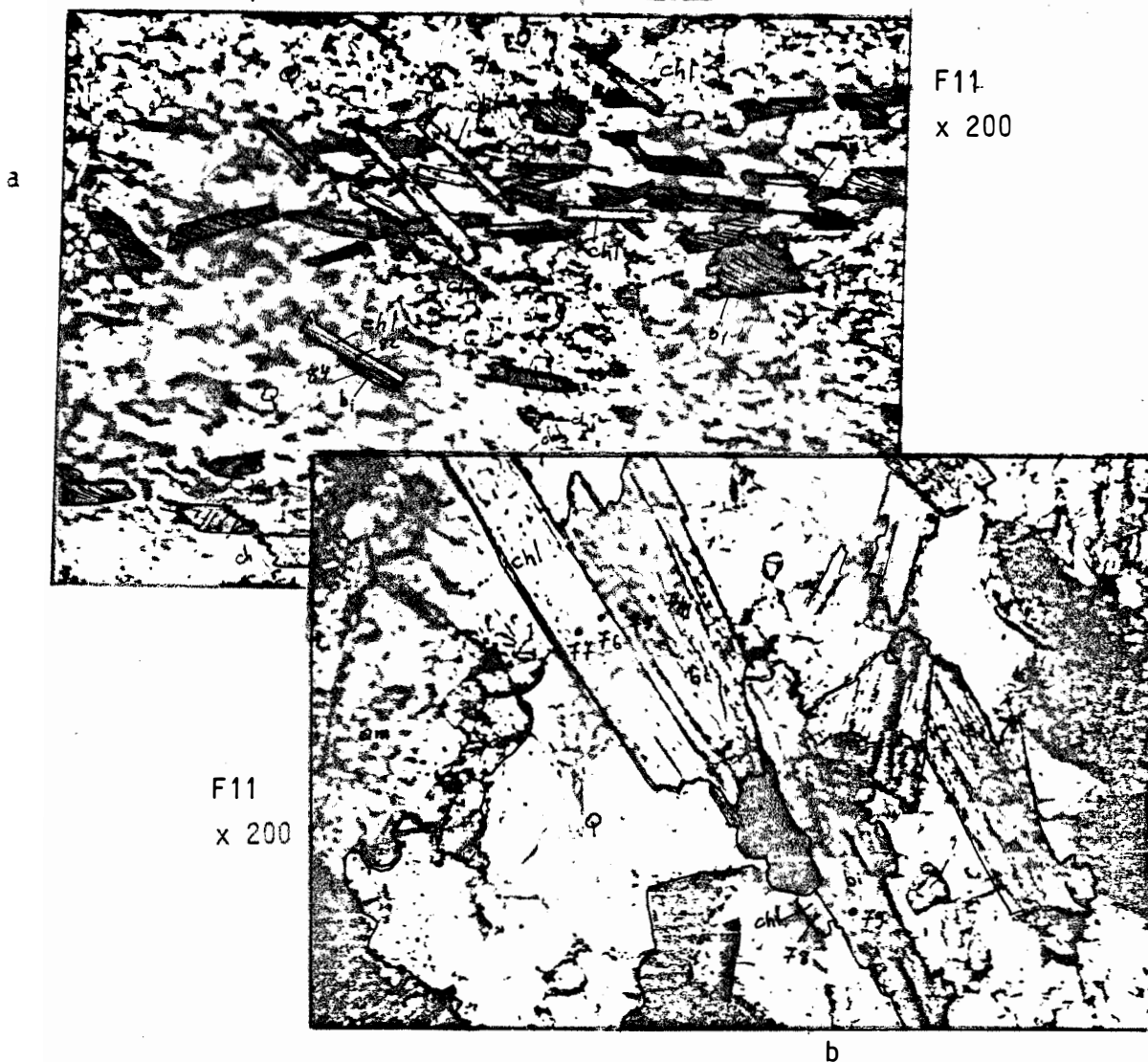


Fig. 45 : Foliation exprimée par de la biotite souvent chloritisée.
(b) éch. F11.

L'amphibole a, en plus de sa texture, la particularité de renfermer des inclusions de quartz, de biotite, de chlorite et de feldspath.

La chlorite est souvent violette en lumière polarisée.

c) Le chimisme des minéraux

Les analyses des amphiboles de la formation (tableau 11) donnent des ferro-tschermakites (fig. 46).

La biotite (tableau 11) est un peu plus proche du pôle de la sidérophillite que du pôle annite (fig. 47).

La chlorite se place dans le champ de la ripidolite (tableau 11, fig.48).

Conclusion

Le mode de gisement de ce dyke et sa composition minéralogique montrent que cette roche est une intrusion de gabbro quartzique dans l'ensemble siliceux rubané. Dans ces conditions, les enclaves de quartzites observées au sein de la roche gabbroïque correspondraient à des restes non assimilés.

La foliation du gabbro quartzique concorde avec celle de la formation encaissante montre que le dyke est antérieur ou tout au plus contemporain du plissement principal qui a affecté l'ensemble métamorphique.

Ce gabbro quartzique est indépendant des amphibolites étudiées précédemment hormis la foliation principale.

Ce gabbro peut aussi être la racine d'une formation de roche verte supérieure, que l'on pourrait rechercher plus au Sud dans les formations supérieures du complexe métamorphique ou encore dans les séries de grès quartzitiques protérozoïques. Un travail dans ce sens reste à faire.

Minéral		AMPHIBOLES				CHLORITES				BIOTITES		
N° Ech.		F 11				F 11				F 11		
N° Pers.		88	89	90	91	83	81	82	83'	84	74	75
N° Sonde		6	7	8	9	1	20	21	22	2	14	15
Oxydes (%)	K	0.43	0.45	0.39	0.43	0.05	5.78	0.00	0.00	9.24	9.50	10.08
	NI	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.09	0.04	0.00
	NA	1.56	1.68	1.73	1.59	0.05	0.10	0.03	0.00	0.08	0.11	0.08
	CA	10.98	10.87	10.97	10.63	0.10	0.08	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00
	FE	21.95	20.78	21.02	21.15	26.96	22.21	25.88	27.20	23.04	21.73	22.50
	SI	41.37	40.84	41.31	40.97	25.12	31.73	24.90	24.54	35.98	34.73	33.71
	TI	0.27	0.17	0.30	0.22	0.12	1.82	0.02	0.05	1.88	2.19	2.08
	MN	0.26	0.40	0.21	0.28	0.00	0.23	0.33	0.31	0.23	0.15	0.21
	MG	5.75	5.80	5.94	5.77	14.43	9.84	14.59	14.13	9.32	9.19	9.01
	CR	0.01	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08
	AL	16.36	16.12	16.02	16.33	21.80	16.87	22.02	21.37	17.08	16.91	17.35
	OH	1.99	1.96	1.98	1.96	11.40	11.41	11.34	11.22	3.93	3.84	3.82
		100.93	99.28	99.85	99.34	100.03	100.12	99.13	98.87	100.91	98.38	98.91
Formules structurales	K	0.0833	0.0868	0.0746	0.0843	0.0129	1.5477	0.0000	0.0000	1.7952	1.8927	2.0179
	NI	0.0000	0.0094	0.0000	0.0000	0.0000	0.0061	0.0000	0.0000	0.0109	0.0051	0.0000
	NA	0.4564	0.4990	0.5073	0.4701	0.0220	0.0392	0.0111	0.0000	0.0239	0.0347	0.0240
	CA	1.7717	1.7792	1.7822	1.7369	0.0221	0.0183	0.0028	0.0101	0.0046	0.0000	0.0000
	FE	2.7633	2.6540	2.6657	2.6964	4.7403	3.8997	4.5746	4.8604	2.9350	2.8380	2.9514
	SI	6.2258	6.2380	6.2640	6.2454	5.2795	6.6618	5.2615	5.2423	5.4809	5.4241	5.2879
	TI	0.0302	0.0192	0.0342	0.0249	0.0185	0.2872	0.0026	0.0074	0.2159	0.2577	0.2450
	MN	0.0329	0.0518	0.0265	0.0367	0.0000	0.0414	0.0591	0.0554	0.0300	0.0195	0.0281
	MG	1.2911	1.3212	1.3416	1.3111	4.5197	3.0784	4.5958	4.4997	2.1156	2.1395	2.1059
	CR	0.0017	0.0159	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0006	0.0000	0.0000	0.0098
	AL	2.9033	2.9014	2.8634	2.9331	5.4019	4.1753	5.4858	5.3815	3.0663	3.1128	3.2078
	OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	2.0000	2.0000	2.0000
		16.5599	16.5757	16.5595	16.5390	28.0158	27.7550	27.9956	28.0574	17.6782	17.7241	17.8779
	FM	0.6841	0.6719	0.6674	0.6758	0.5119	0.5614	0.5021	0.5221	0.5836	0.5718	0.5859

Tableau 11: analyses à la microsonde des minéraux du gabbro-quartzique, (Laboratoire du Muséum de PARIS).
Voir Fig. 42.

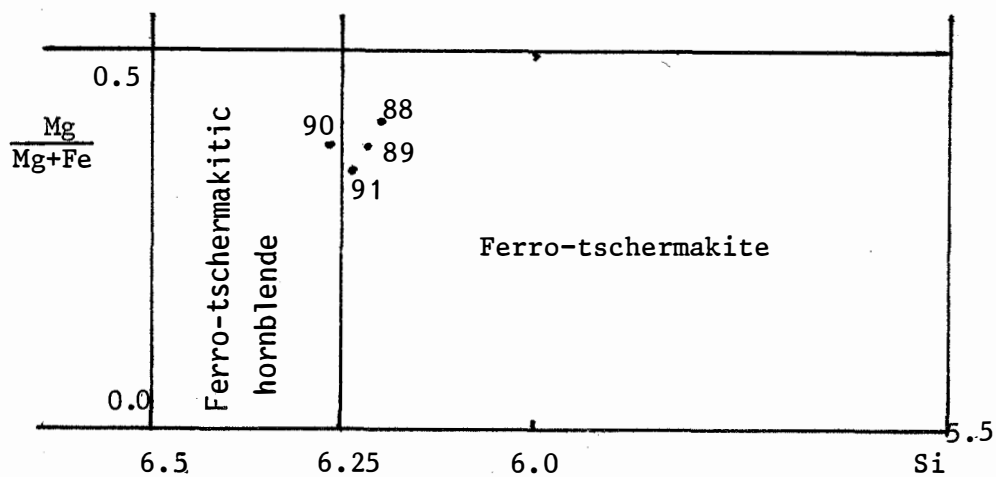


Fig.46 : répartition des analyses de l'amphibole dans le diagramme de M. H. HEY (1978) (voir fig. 45 , tableau 11)

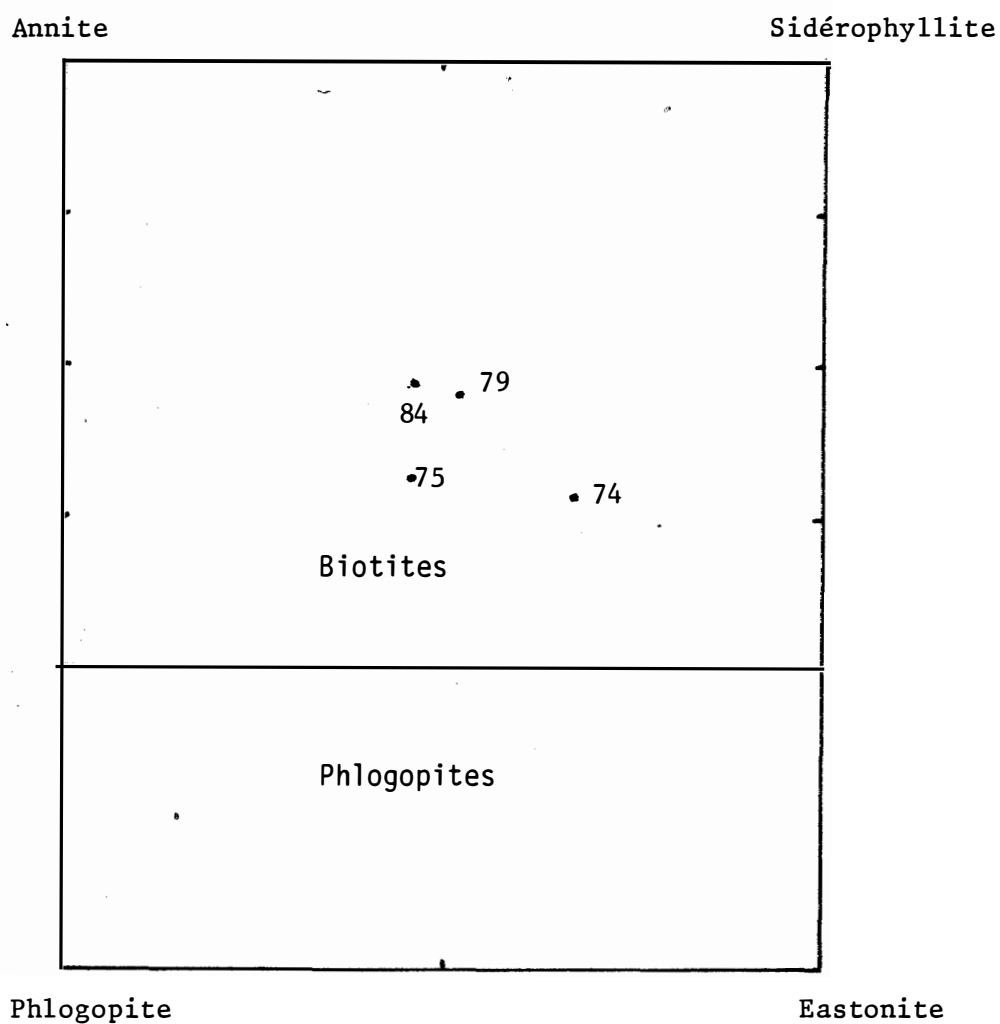


Fig. 47 : répartition des analyses de la biotite dans le diagramme de DEER W.A. et al (1962). (voir fig.45 ,tableau 11)

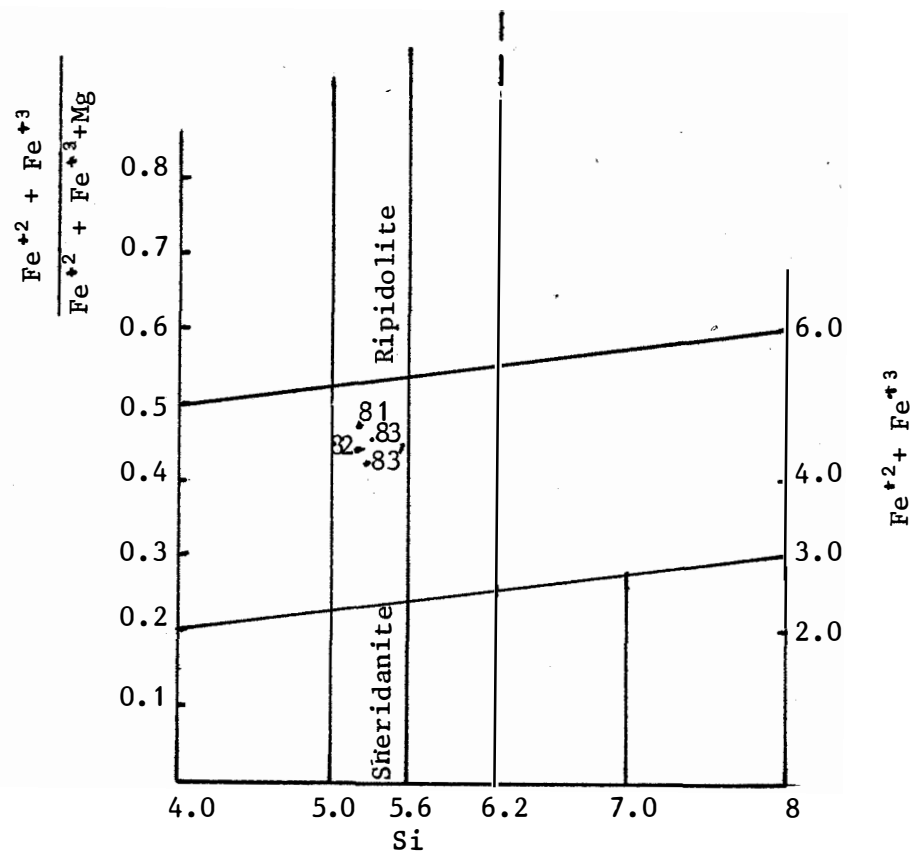


Fig. 48 : Définition des chlorites d'après la nomenclature de M. H. HEY (1954).
(Voir tableau 11 et fig. 45)

7) Les granitoïdes

Les granitoïdes ont été étudiés par G. POUIT (1958), PH. WACRENIER (1955, 1960) et M. CORNACCHIA ET L. GIORGI (1986).

L'ensemble du massif granitique n'a jamais fait l'objet d'une étude. Il n'a pas non plus été traversé. Nous n'avons, par conséquent, qu'une connaissance très ponctuelle du massif.

Tous les auteurs antérieurs sont d'accord sur le caractère intrusif syntectonique du granite de BOGOIN.

Ses affleurements couvrent une très grande superficie ($> 1000 \text{ km}^2$) entre BOGANGOLO et BOGOIN. Ils recoupent presque toutes les formations métamorphiques décrites précédemment et qui forment un "doigt de gant" en son sein (Fig. 49 et 50).

Ses bordures sont foliées avec des directions concordant avec les structures plissées des formations métamorphiques. Cette foliation va en s'atténuant vers le coeur du massif. Là, le granite est peu folié ou équant.

Les bordures du granite sont riches en filons de pegmatites associés parfois à des aplites. Ces filons atteignent 50 cm de large. Les enclaves d'amphibolite ne sont pas rares (fig. 51).

Nous avons étudié cet ensemble de granitoïdes dans trois zones.

a) Description pétrographique

1/ La zone de contact NE de granitoïde - roches vertes

C'est la seule zone où apparaît le contact des granitoïdes avec les roches métamorphiques (Fig. 15 et 31).

α) Description macroscopique

Comme il a été dit, le granite est orienté au contact des formations métamorphiques. Il est lité et folié. La foliation sub-verticale et exprimée par la biotite orientée.

LEGENDE DE LA CARTE - (Fig. 49 et 50)

PRÉCAMBRIEN A	GROUPE SUPÉRIEUR Complexe tillitique de la Bandja (Bi), séries de Nola (No), de Kouki (Ko), de Bangui-Mberiki (BM), de la Ouakini (Ou), de Fouroumbala (Fo), de la Banga (Bg), de la Tendja (Ti), de la Kosha (Ks), du Moyen-Chinko (MC), de Morkia (Mo), de Coumbal (Co) - Faciès siliceux (q) - Faciès argilo-siliceux (arq) - Faciès argileux (ar) - Faciès carbonatés (ca) - Tillites (ti) - Conglomérats (cg) - Cherts ou jaspes (ch) - Brèches (br) a Intrusions basiques
PRÉCAMBRIEN D	COMPLEXE DE BASE Faciès cristallophylliens S Schistes épimétamorphiques dominants (à séricite, à chlorite), quartzites Q Quartzites dominants (à séricite, à muscovite, à chlorite), quartzites vitreux, quartzites feldspathiques, conglomérats quartzeux, quartzito-schistes, micaschistes μ Micaschistes dominants (à muscovite, à deux micas, carbonés, à grenat, à disthène) quartzites, amphiboloschistes (Ea) ζ Gneiss à micas (ζm), à amphiboles (ζa) à pyroxènes (ζp), leptynites (ζl) A Amphibolites, amphibolo-pyroxénites, pyroxénites C Formations charnockitiques ou à faciès malgachitique D Complexe de base indifférencié Faciès cristallins bd Intrusions basiques recrystallisées γ_h-γ Granites en massifs circonscrits { sub-alcalins (γ_h) calco-alcalins (γ_h) calco-sodiques (γ_h) γ_a,s Granites hétérogènes concordants { syncinématiques (γ_s) d'anatexie (γ_a) M Faciès migmatitiques { embréchites (Me) anatectites (Ma)

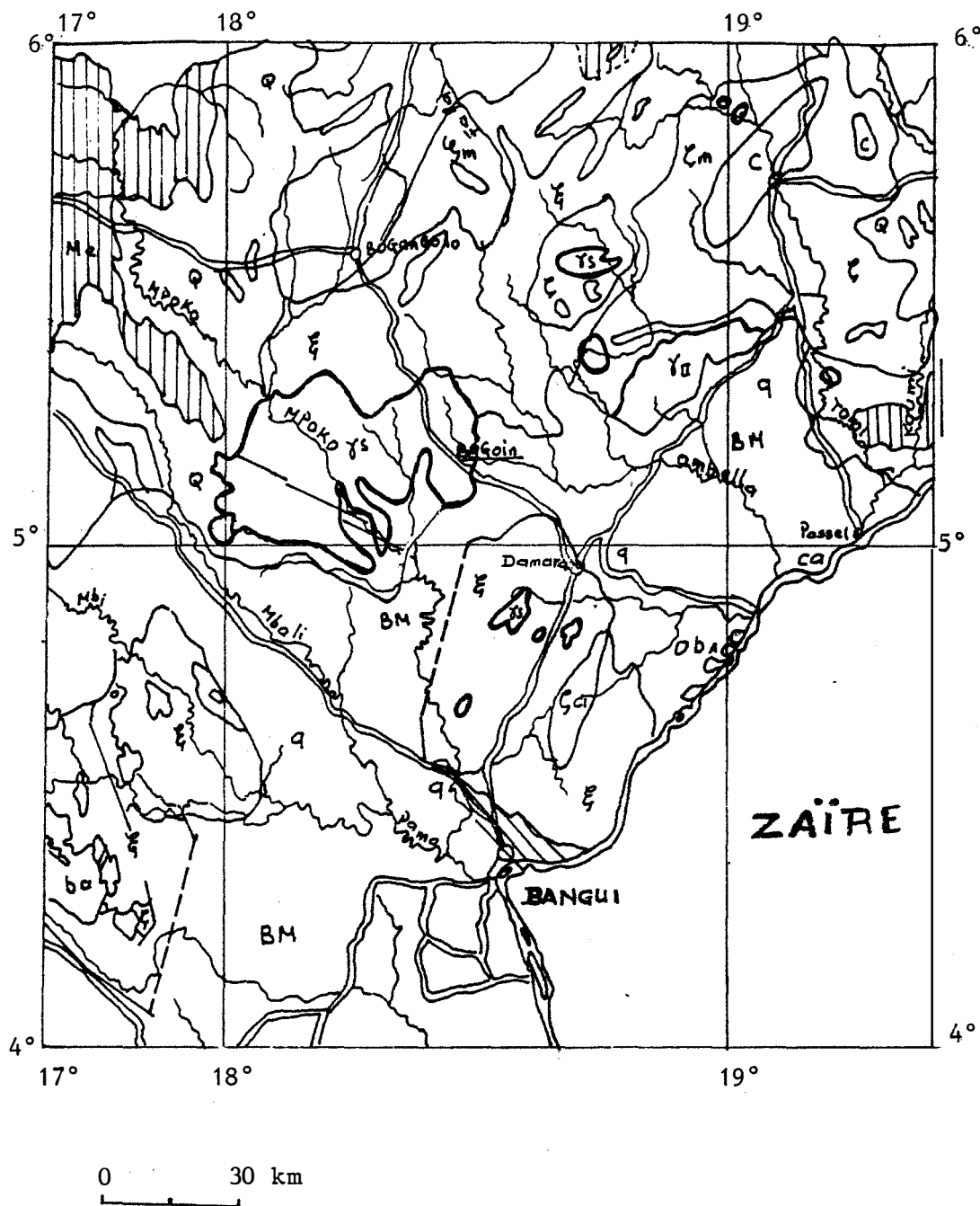
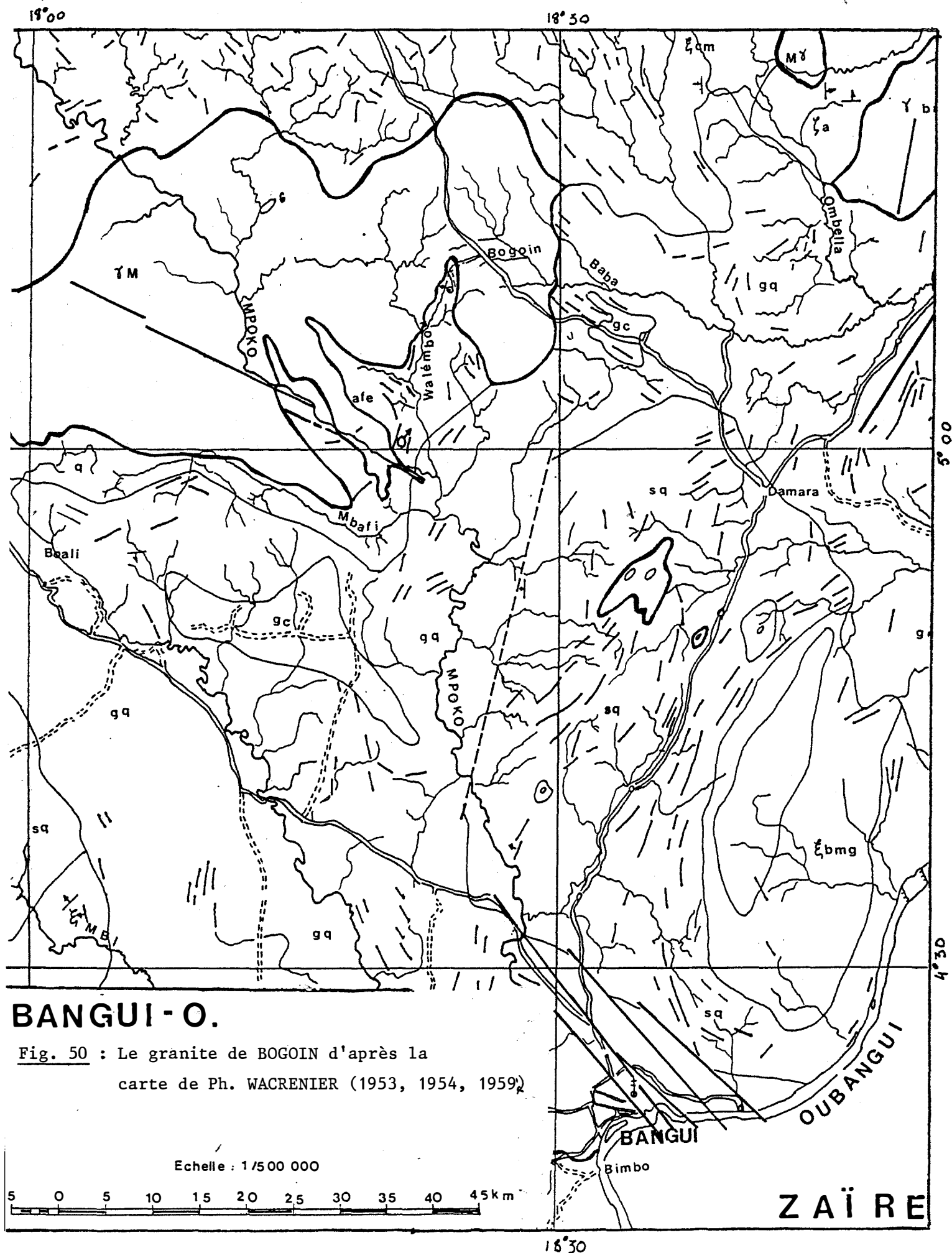


Fig. 49 :

Le granite de BOGOIN dans le contexte régional
d'après la carte géologique de la R.C.A. (JL. MESTRAUD, 1964)



Cette orientation varie strictement avec celle de la foliation des roches métamorphiques (N170-N60). Le litage est exprimé par l'alternance de lits de quartz et de phénocristaux de feldspath et des lits de biotite. Il en résulte que la roche est oeuillée.

L'abondance de biotite et la présence d'amphiboles à ce niveau donnent à la roche sa couleur gris sombre.

En s'éloignant de ces contacts, ces ferromagnésiens se raréfient et l'orientation s'estompe (ph.1,2,3, pl.III).

Un important réseau de pegmatites de direction concordante avec la foliation principale parcourt le granite gneissifié à ce contact (fig. 52 et 53), alors que les roches vertes, elles, sont parcourues d'aprites atteignant 50 cm de large.

On distingue deux générations d'aplopegmatites : la première est conforme à la foliation principale et est plissée (ph.1,2 pl.IV). La seconde, non plissée, est sécante et sub-perpendiculaire à la première.

Les filons présentent des bourrages de charnière. Ces dernières sont contournées par la foliation principale (fig.54, ph.2 pl.IV). Les aprites, claires et fines, comportent parfois des enclaves d'amphibolite (Fig. 51 et ph.3 pl.IV). Elles sont également accompagnées de filons de quartz.

La foliation, marquée par la biotite est bien visible, dans l'aprite de première génération (ph.2,3 pl.III).

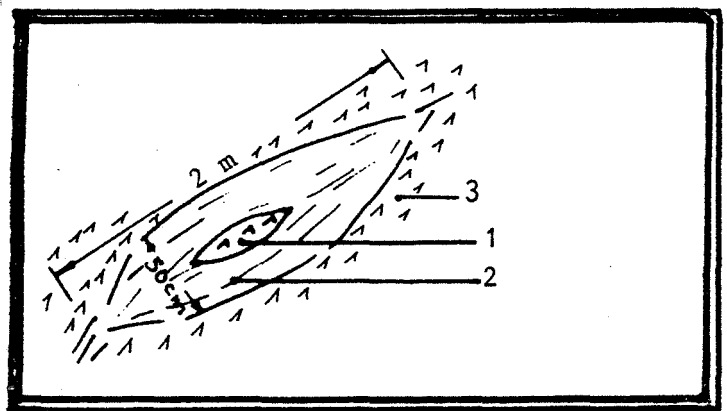


Fig. 51 : enclave d'amphibolite dans un aprite au sein des roches vertes ; affleurement au NE de la carrière.
1- enclave - 2- aprite montrant la foliation.
3- amphibolite.

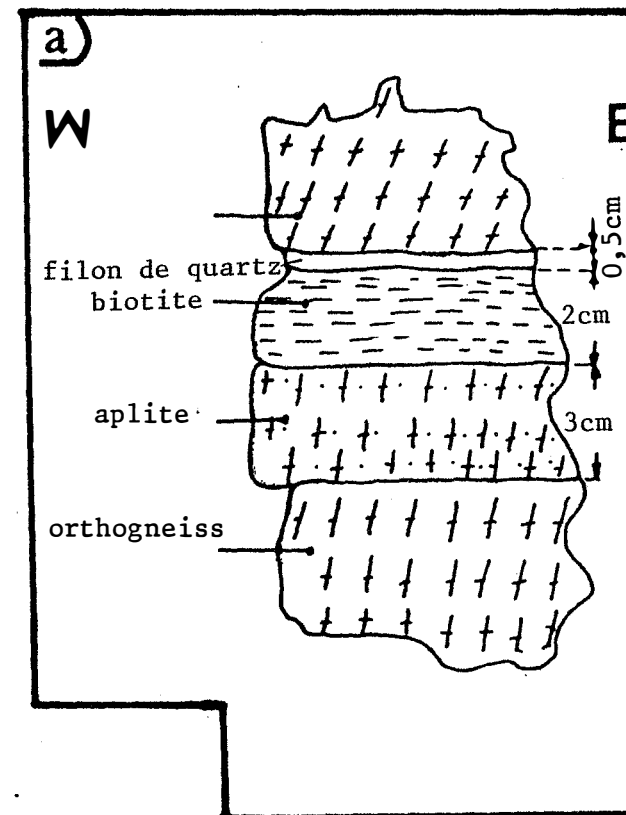
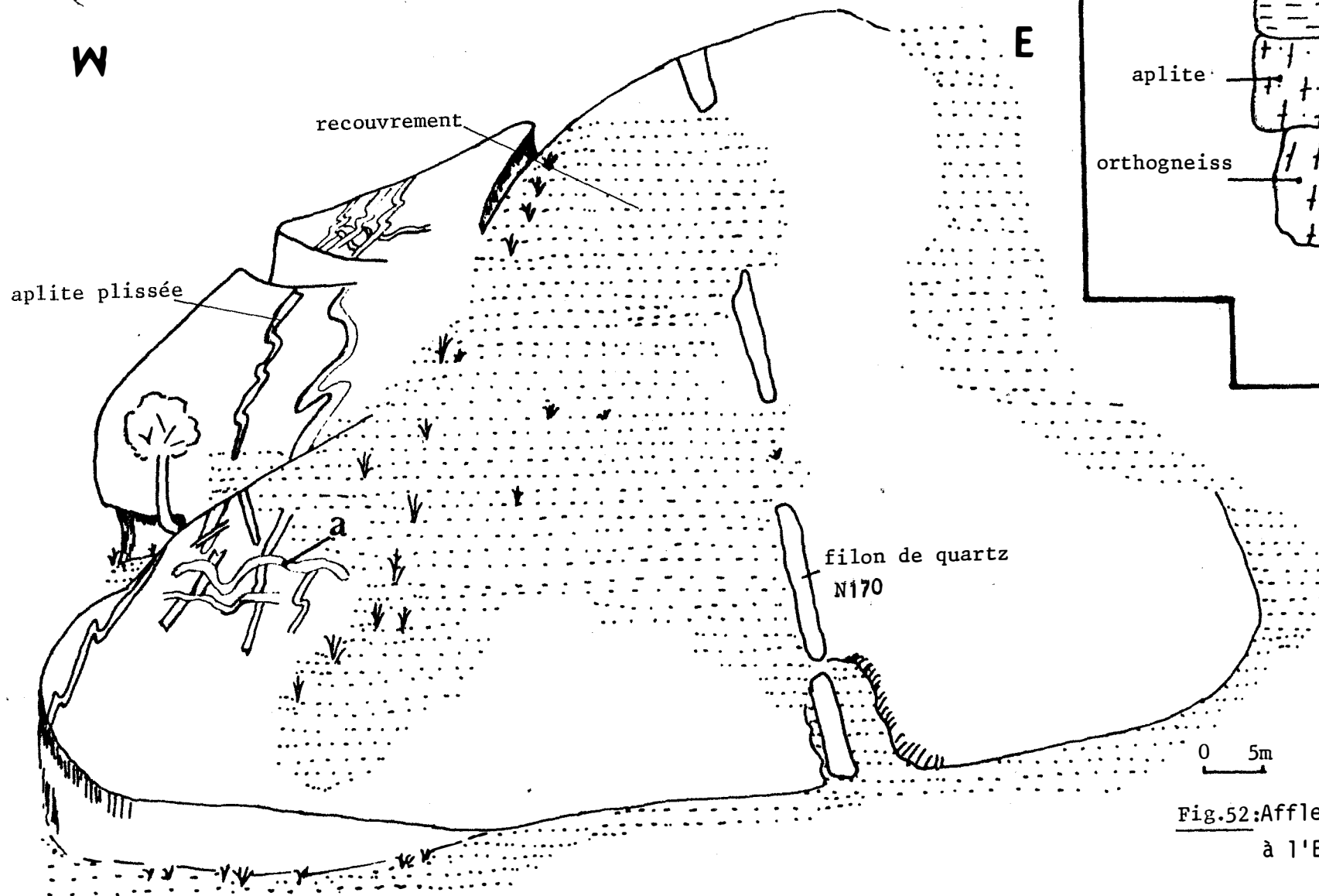


Fig.52: Affleurement d'orthogneiss
à l'Est de la carrière.

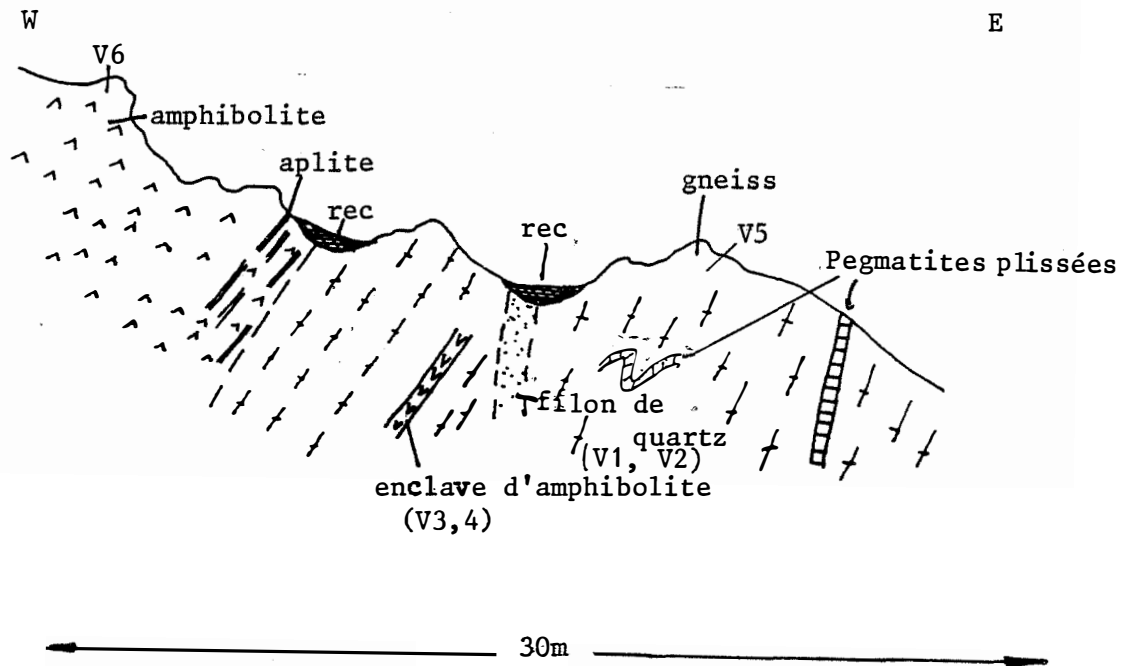
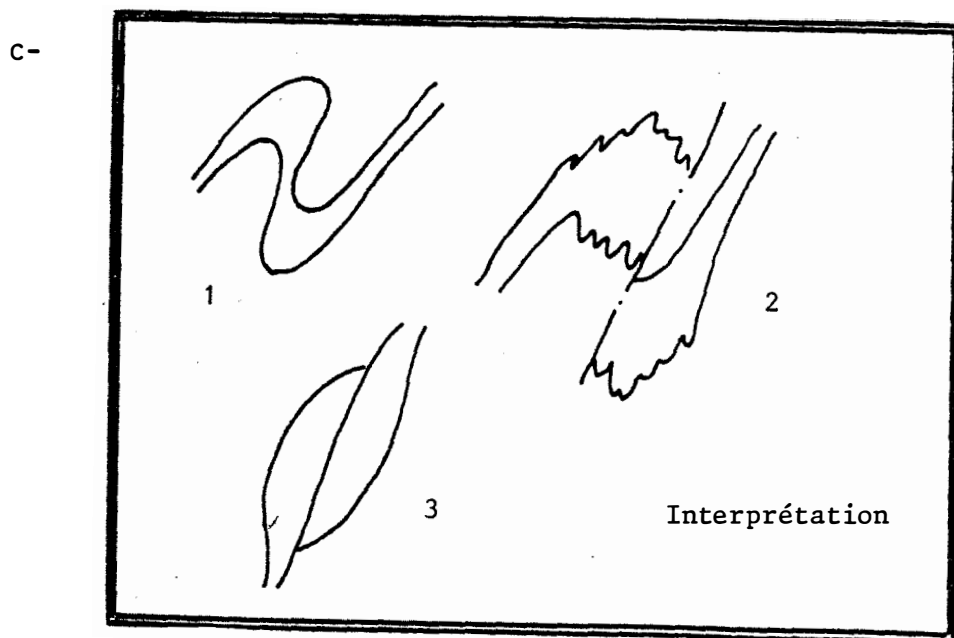
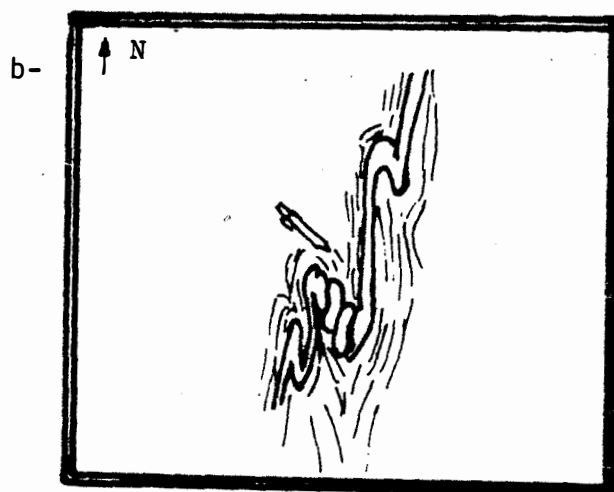
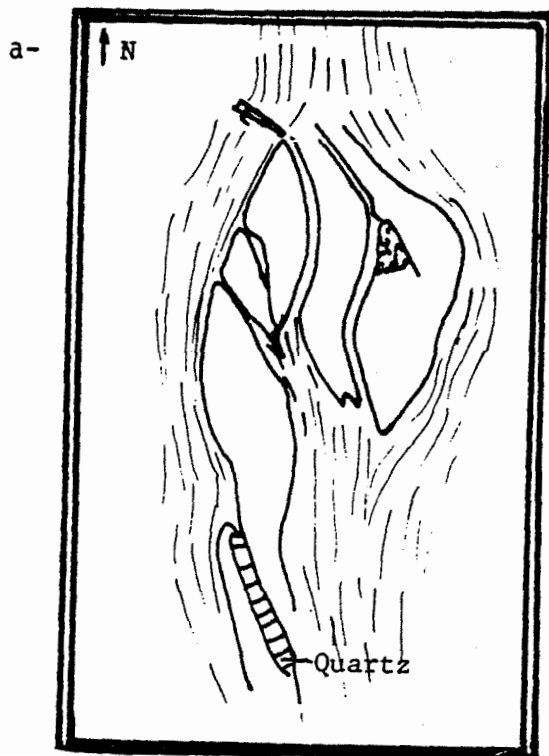


Fig. 53 : Coupe interprétative du contact nord-est.

rec- recouvrement

Fig. 54 : Les aplites dans les amphibolites. Remarquer la foliation principale qui contourne la charnière et le bourrage de cette dernière.
a- et b- observations
c- interprétation



β) Description microscopique

Nous n'avons pu étudier qu'une seule lame mince d'aplite. Cette étude nous a montré que la composition de cette roche est proche de l'orthogneiss (E1, E2), au contact des roches vertes.

L'étude microscopique du granite et de l'orthogneiss met en évidence une nette évolution dans la transformation croissante du coeur jusqu'à la zone de contact avec les formations métamorphiques. Cette évolution graduelle s'observe sur une largeur de 100 m environ.

Cette zonation décrite macroscopiquement s'exprime encore mieux au microscope du point de vue de la paragenèse, de la texture.

Les textures

En bordure du granite, au contact avec les roches vertes (éch. E1-E5 fig. 26, GN18-GN24 fig. 31), la texture est orientée litée comme cela a été observé macroscopiquement (ph.3 pl.III). Ceci est exprimé par des lits de quartz, de feldspaths potassiques et de plagioclase et des lits de biotite et de hornblende. Des yeux de plagioclase apparaissent.

Ces phénocristaux sont souvent tordus. Ces torsions vont s'accroissant vers le coeur du granite (E5, E6, Fig.55).

Le plagioclase est brisé, épidotisé, albitisé. Des myrmékites s'observent. De nombreux filonnets d'épidote parcourent les roches.

Composition minéralogique :

Le contact du granite et de l'amphibolite est caractérisé par une composition minéralogique mixte entre celle de l'amphibolite et celle du granite gneissifié : biotite, plagioclase, feldspaths potassiques, quartz, chlorite, hornblende automorphe en inclusion dans de la hornblende poecilitique, actinote.

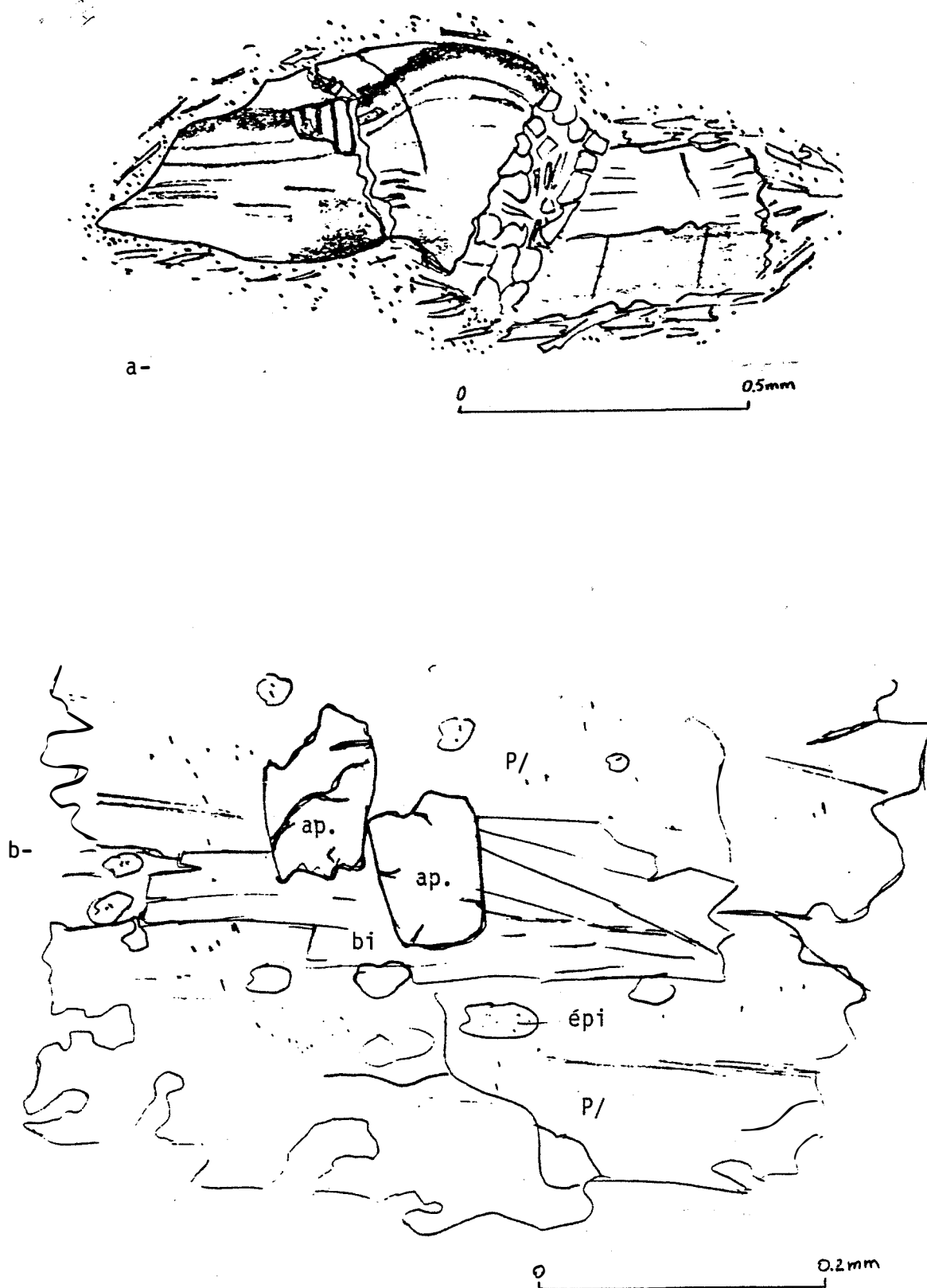


Fig. 55 : Les différents aspects du plagioclase dans le granite :

- a- plagioclase tordu et fracturé avec une inclusion de plagioclase précoce (E7),
- b- apatite qui se développe aux dépens du plagioclase et de la biotite.

La biotite est en général automorphe et parfois poecilitique. La biotite se rencontre également en inclusion dans l'amphibole poecilitique. la biotite est souvent chloritisée loin du contact.

Le plagioclase domine. Il est sub-automorphe ou totalement xénomorphe. Il est très épidotisé et comporte des inclusions de zircon et d'apatites. Ces inclusions de zircon et d'apatite se rencontrent également dans la biotite.

Le fait caractéristique de ce contact est l'importance des inclusions de biotite dans les hornblendes. Ces dernières au contact du granite sont d'une génération différente de celles qui comportent des inclusions de hornblende automorphe.

L'amphibole disparaît progressivement lorsqu'on se déplace en direction du granite, alors que les biotites prennent de l'importance, les unes automorphes, les autres non et englobant les premières.

2/ Les zones ouest et nord-ouest de la Montagne de fer (fig. 56 et 57)

α) Description macroscopique

Dans ces zones, les granitoïdes sont foliés avec une direction plus ou moins concordante avec celle de la foliation principale des formations métamorphiques. Le granito-gneiss passe imperceptiblement à un granite franc, équant, porphyrique. Il présente localement une fluidalité très contournée (ph.4, pl.IV), souvent presque horizontale, ce qui fait qu'il se débite en pelures d'oignon.

Cette fluidalité présente une orientation très constante (N10-N20). elle est associée à des roches pegmatitiques de même direction.

Des filonnets d'épidote se rencontrent également ici (ph.7, pl.III).

Le contact avec les formations métamorphiques n'a pas été observé.

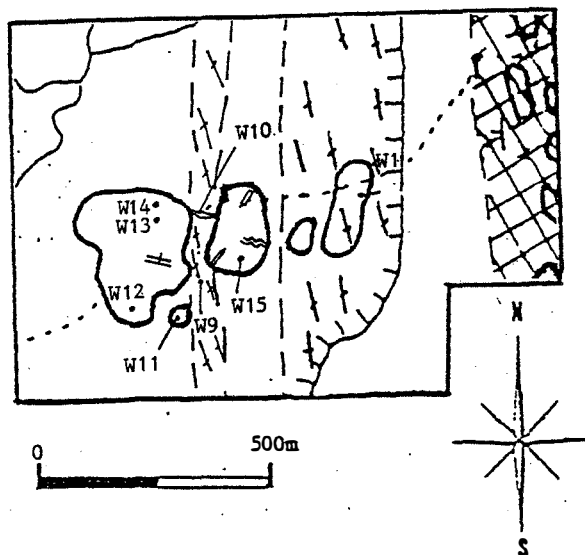


Fig. 56. Les affleurements de granite de la "Montagne de Fer".

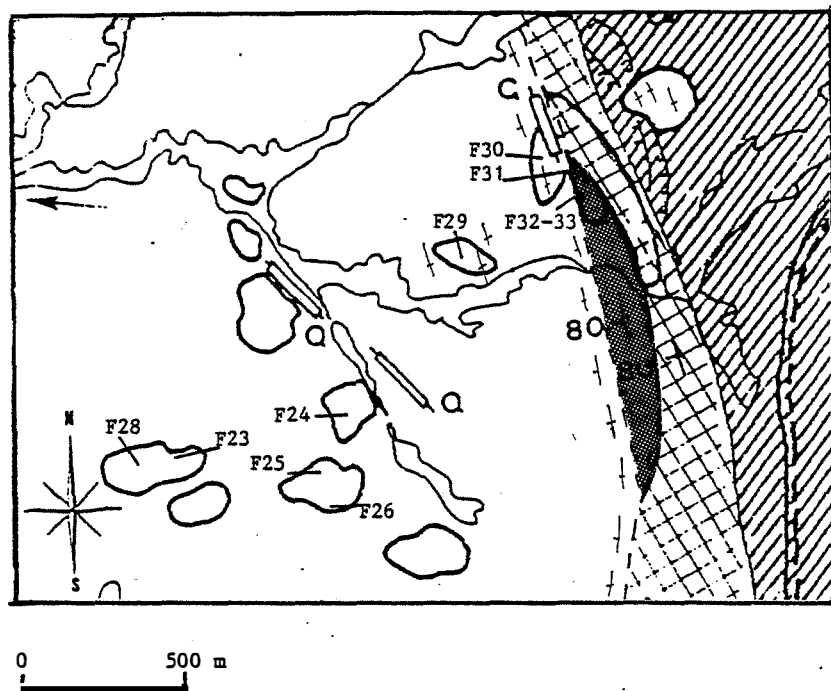


Fig 57: L'affleurement de la roche verte du flanc occidental du synclinal entre le granite et l'itabirite.

Noter la fenêtre d'orthogneiss dans la latérite qui prouve la proximité du plancher granitique.

Le contact entre roches vertes et itabirite est caractérisé par un développement de grenat-almandin et de pyrite.

(voir légende p. 41)

β) Description microscopique

Texture et composition minéralogique :

Deux textures s'observent dans ces zones : l'une plus ou moins orientée dans les orthogneiss (éch. F30, 34, W1, W2, W3 ; ph.5, pl.III), l'autre franchement équante dans les massifs non foliés (W9, W12, Fig. 56, ph.4, pl. III).

Le contact avec les itabirites présente des particularités minéralogiques différentes de celles des contacts avec les amphibolites (secteur NE).

La biotite est parfois inexistante aux bordures (Ouest de la Montagne de Fer). La muscovite cohabite alors avec presque exclusivement du plagioclase albitisé et séricitisé (W1, W2). Sur les contacts nord-ouest, la biotite est présente et est souvent transformée en muscovite (ph.6, pl.III). Le plagioclase est dominant et présente les mêmes caractères qu'au Sud-Ouest. Le microcline est rare.

Loin des contacts, la biotite prend de l'importance (ph.5 pl.III) et la proportion du plagioclase et du microcline tend à s'équilibrer.

L'allanite n'est pas rare (ph.8, pl.III). Les échantillons prélevés sur les massifs granitiques à texture équante présentent des feldspaths peu ou pas altérés. Ce sont souvent des albites, comportant des reliques de plagioclase séricitisé (ph.9 pl.III).

La plupart des phénocristaux de ce granite se développent en s'autopurifiant : le coeur est limpide et sans inclusion alors qu'aux bordures sont repoussés apatite, zoïsite et biotite ou plagioclase précoce.

3/ La zone nord, près de BOGOIN

Aux alentours du village de BOGOIN, nous avons étudié trois affleurements de granitoïdes (fig. 58).

- l'un en bordure de la route DAMARA-BOGANGOLO à l'Est du village,

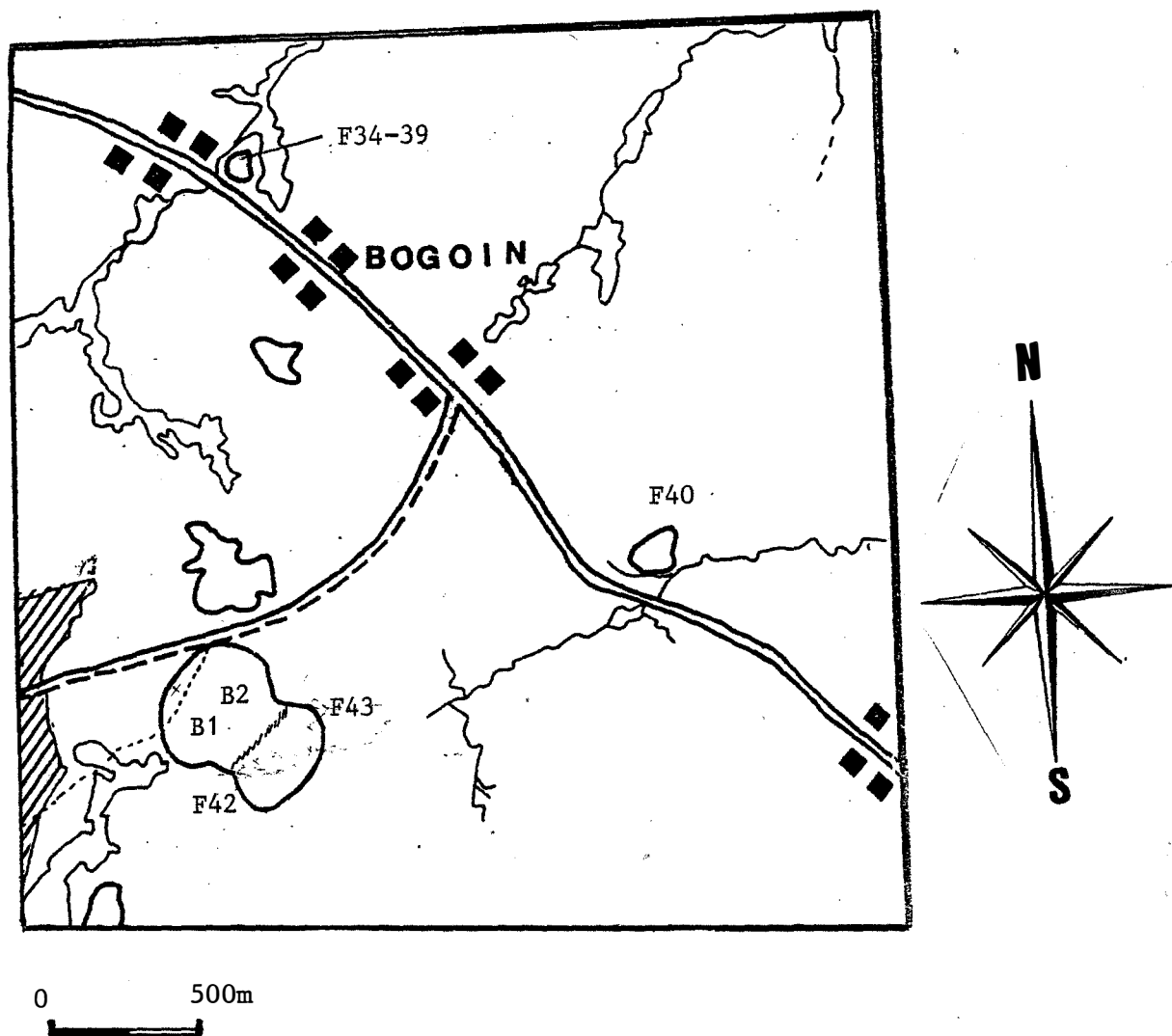


Fig.58 : Carte de la zone du village.
Voir légende commune p.

- Un second, en bordure de la même route et à l'Ouest du village,
- le troisième, en bordure de la piste qui conduit à la Carrière, et à environ 500 m au Sud-Est du village.

Les deux premiers affleurements sont des orthogneiss riches en pegmatite (éch. F34-35-36-37-38-39-40).

Le troisième affleurement est un complexe constitué d'un massif de granite porphyroïde (éch. B1-2) qui passe progressivement à un granite plus homogène, non porphyroïde et dépourvu de pegmatite (éch. F41-42-43).

A- Description macroscopique

a) Le complexe du Sud-Est du village

- a₁) Le faciès porphyroïde : les granites de cette zone ont une texture équate avec des phénocristaux souvent centimétriques de feldspaths qui présentent parfois de curieux aspects outre les ombres de pression : ils sont orientés N60 et sont coniques, ou losangiques tronqués dont les sommets sont pointés vers le Sud-Ouest. Ils sont moulés par la fluidalité (fig. 59).

La texture est marquée par des concentrations de feldspath et des traînées biotitiques orientées N120 (fig. 60). Des rubans pegmatitiques orientés N10 sont associés à ces traînées.

- a₂) Le faciès non porphyroïde : Comme il a été dit plus haut, ce granite passe progressivement à un granite folié à grain fin. La foliation est de direction N20. Le granite est plus homogène avec quelques rares phénocristaux de feldspath. Il est riche en biotite qui exprime la foliation. Les pegmatites y sont rares.

b) L'orthogneiss à l'Est et à l'Ouest du village

C'est un orthogneiss riche en pegmatites dont les principales ont une direction concordante à celle de la foliation générale de la région.

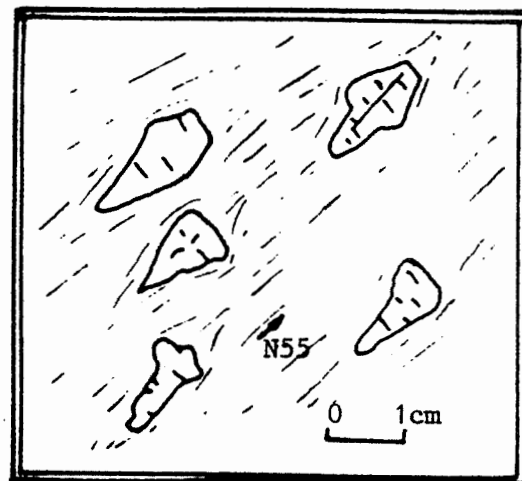
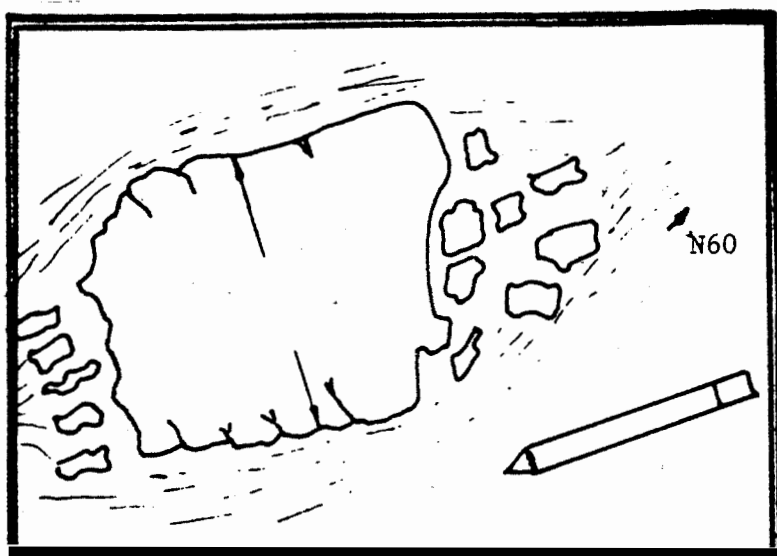


Fig. 59 : Phénocristaux de feldspath, contournés par la fluidalité ; affleurement de granite au Sud-Est de BOGOIN,
a- avec ombre de pression - b- côniques.

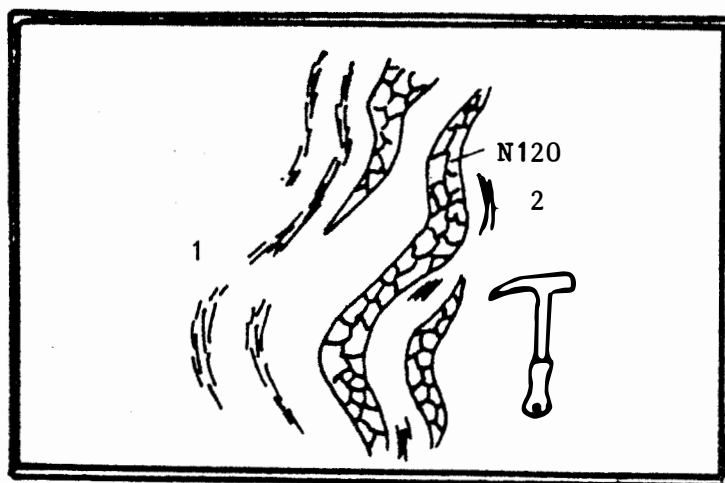
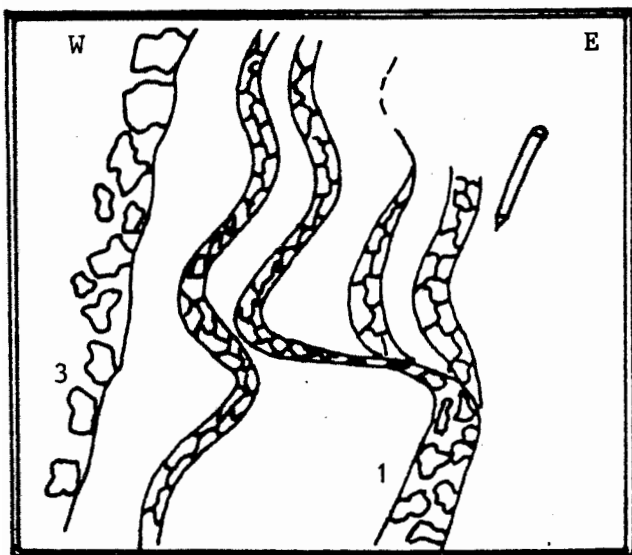


Fig. 60 : Traînées feldspathiques et biotitiques marquant la fluidalité.
1- traînée feldspathique
2- rubans biotitiques
3- pegmatites

C'est surtout dans ce secteur que nous avons noté le plus grand nombre de pegmatites de deuxième génération, grossièrement perpendiculaires aux premières, qu'elles déforment de même que la foliation principale (fig. 61 ; ph.5 pl.IV).

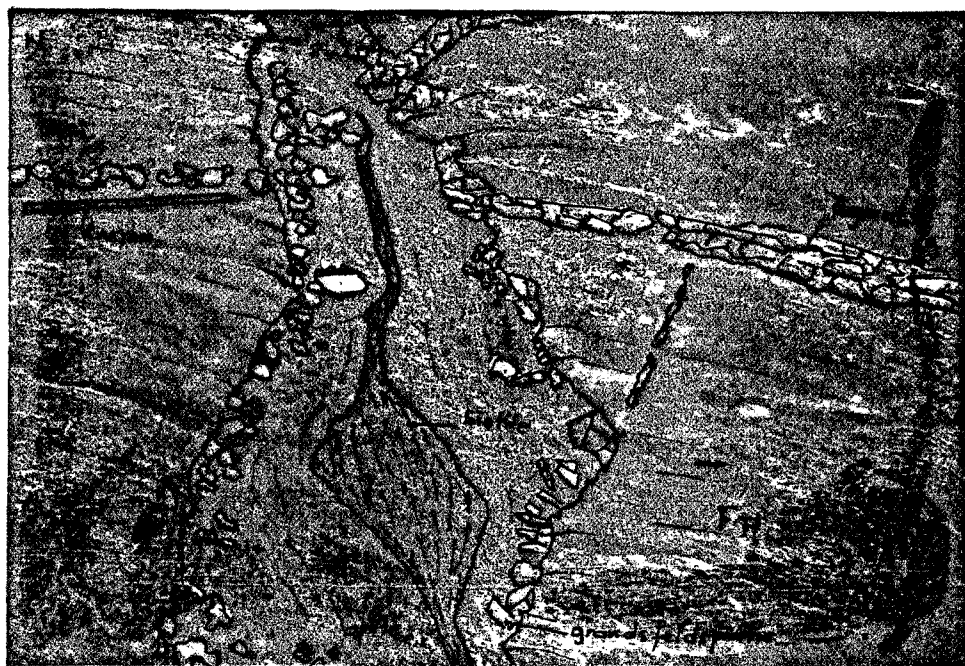
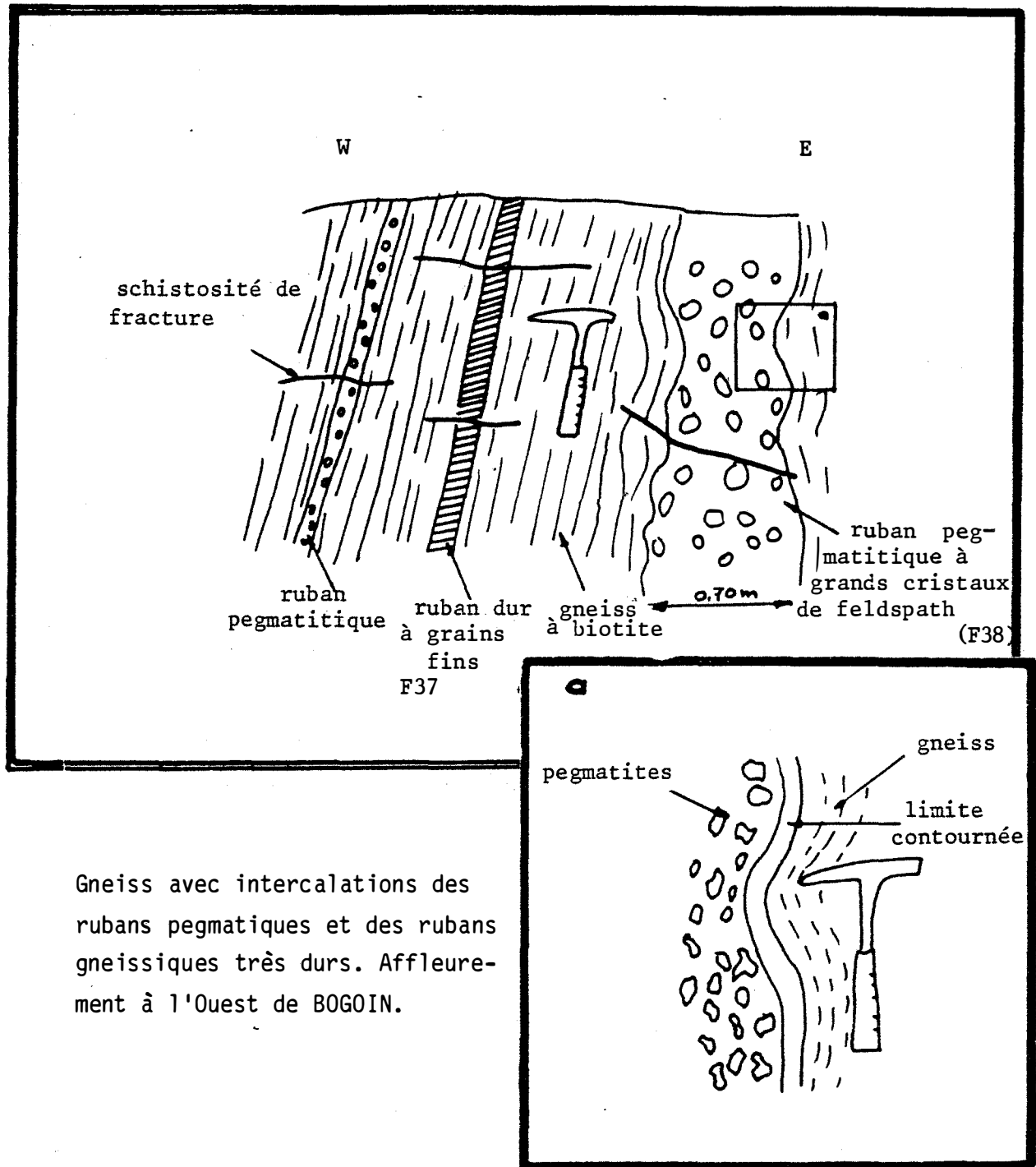


Fig. 61 : Pegmatites entrecroisées ; Est du village de BOGOIN.
Quand la pegmatite est sécante, elle provoque la torsion de la foliation principale.

Au sein des orthogneiss, les pegmatites alternent parfois avec des gneiss très fins et très durs (fig. 62) ou s'accompagnent de filons de quartz de même direction qu'elles.



Gneiss avec intercalations des rubans pegmatiques et des rubans gneissiques très durs. Affleurement à l'Ouest de BOGOIN.

B- Description microscopique : texture et composition minéralogique

La texture des granitoïdes est semblable à celle de la zone ouest et nord-ouest de la Montagne de Fer.

Les échantillons prélevés sur la route à l'Ouest de BOGOIN présentent les mêmes caractères que ceux prélevés au contact des itabirites au Nord-Ouest de la Montagne de fer, mais avec parfois des reliques de microclines au coeur du plagioclase albitisé.

Le granite à grain fin du Sud de BOGOIN est caractérisé par l'intensité de la silicification et le développement de petits cristaux de microcline. La proportion de biotite est nettement inférieure à celle du faciès grossier voisin.

Dans presque toutes les roches prélevées, l'allanite est présente sous forme d'agrégats bruns sphériques avec une couronne de cristaux de zoïsite néoformée. L'agrégat sphérique est le résultat de la désintégration radioactive de l'allanite.

C- Conclusion :

De cette étude, il ressort que :

- a) le granite de la région est à biotite, riche en plagioclase et gneissifié à ses bordures,
- b) il est plus ou moins envahi par deux générations de pegmatite de "migmatisation", l'une anté- à syn-foliation principale, l'autre, post-.
- c) les transformations aux bordures, en contact des roches encaissantes (amphibolites, itabirites) montrent qu'il y a eu endomorphisme. Par conséquent, nous pouvons affirmer qu'au moins une partie de ce complexe granitique est intrusive dans les roches vertes et les formations associées.

L'étude chimique des principaux constituants des granitoïdes

Les minéraux des granitoïdes ont été analysés à la microsonde au Laboratoire de Minéralogie du Museum National d'Histoire Naturelle de PARIS et à l'Ecole des Mines de PARIS.

Les analyses ont pour but principal d'identifier plus précisément les différents minéraux. Elles nous ont aussi servi à définir l'appartenance du granite à la lignée calco-alcaline (CH.IV).

La composition du granite varie en fonction de sa position dans le massif.

En bordure, au contact des roches vertes : hornblende, actinote, micas noirs, quartz, K feldspaths et plagioclase et épidote.

Au contact des itabirites, les micas noirs et les amphiboles sont absents, les premiers sont transformés en muscovite.

Vers le coeur : K feldspaths, plagioclase, quartz, micas noirs, chlorite et épidote. La proportion de la biotite est nettement inférieure à celle que l'on enregistre au contact des roches vertes.

- Les micas noirs

Dans le tableau de classification des micas, la biotite est proche de la phlogopite. La première a un ratio $Mg : Fe < 2$, contre $Mg : Fe > 2$ pour la phlogopite. Les analyses des minéraux sont reportées dans le tableau 12.

Seules ont été utilisées les analyses du coeur des minéraux non chloritisés et non muscovitisés.

Le rapport Mg/Fe est toujours inférieur à 2. Dans le diagramme tiré de Rock-forming-Minerals (1962) relatif aux domaines de compositions de phlogopite - biotite, les points représentant les biotites du granite se répartissent dans le champ de la biotite (fig. 63) et non de la phlogopite.

On observe une nette évolution croissante de Mg et Si du coeur vers les bordures du massif. La biotite au contact des roches vertes est plus proche du pôle phlogopite alors que celle du coeur est plus proche du pôle sidérophyllite.

Minéral		AMPHIBOLES						BIOTITES				
N° Ech.		E1						E1		E3		
N° Pers.		9E1	10E1	12E1	13E1	14'E1	14E1	7E1	21E1	4E1	5E1	20E1
N° Sonde		9	10	12	13	14'	14	7	21	4	5	20
oxydes	K	0.13	0.00	0.44	0.50	0.48	0.55	10.58	10.01	10.55	10.64	9.90
	NI	0.10	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.13	0.05
	NA	0.54	0.04	0.87	0.91	0.82	1.49	0.18	0.12	0.06	0.04	0.01
	CA	12.50	22.30	12.08	11.94	12.05	11.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	FE	11.59	10.15	13.54	13.54	12.44	12.85	16.13	15.57	13.73	13.61	11.00
	SI	53.30	38.83	49.26	50.24	49.93	45.95	38.07	37.41	38.19	38.12	39.38
	TI	0.00	0.00	0.29	0.28	0.49	0.29	1.75	1.46	1.13	1.13	1.30
	MN	0.33	0.09	0.22	0.19	0.25	0.18	0.17	0.00	0.15	0.00	0.32
	MG	16.62	0.01	14.54	14.63	14.61	11.20	13.60	13.28	15.06	15.37	16.40
	CR	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.05	0.04	0.17	0.09	0.11	0.11
	AL	3.59	25.38	6.85	6.73	6.48	12.72	16.95	16.59	16.92	4.07	17.39
	OH	2.11	2.02	2.06	2.09	2.06	2.03	4.07	3.97	4.06	100.22	4.14
		100.81	98.82	100.23	101.14	99.61	98.34	101.54	98.59	99.96		100.01
Formules structurales	K	0.0240	0.0000	0.0812	0.0924	0.0895	0.1028	1.9841	1.9253	1.9881	1.9982	1.8298
	NI	0.0113	0.0000	0.0084	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016	0.0156	0.0054
	NA	0.1481	0.0112	0.2456	0.2520	0.2300	0.4249	0.0500	0.0360	0.0163	0.0101	0.0040
	CA	1.9045	3.5436	1.8799	1.8368	1.8742	1.7429	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	FE	1.3779	1.2592	1.6443	1.6260	1.5098	1.5835	1.9837	1.9637	1.6956	1.6768	1.3329
	SI	7.5778	5.7600	7.1530	7.2127	7.2477	6.7704	5.5976	5.6421	5.6396	5.6143	5.7038
	TI	0.0000	0.0000	0.0322	0.0304	0.0533	0.0318	0.1938	0.1656	0.1256	0.1253	0.1417
	MN	0.0403	0.0111	0.0265	0.0234	0.0303	0.0223	0.0215	0.0000	0.0188	0.0000	0.0395
	MG	3.5209	0.0032	3.1466	3.1301	3.1599	2.4595	2.9811	2.9862	3.3157	3.3744	3.5414
	CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0110	0.0000	0.0053	0.0049	0.0204	0.0109	0.0123	0.0125
	AL	0.6013	4.4372	1.1727	1.1381	1.1084	2.2094	2.9367	2.9481	2.9453	2.9533	2.9684
	OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
		16.2062	16.0255	16.3904	16.3531	16.3031	16.3528	17.7535	17.6873	17.7575	17.7803	17.5795
	FM	0.2871	0.9975	0.3468	0.3451	0.3277	0.3950	0.4021	0.3967	0.3408	0.3320	0.2793

Tableau 12: analyses à la microsonde des principaux minéraux des granitoïdes (analyses réalisées au laboratoire du Muséum de PARIS) - Voir Fig. pour la localisation des échantillons.

Minéral		FELDSPATHS										
N° Ech.		E3			E7				N2		E1	
N° Pers.		1E3	3E3	7E3	6E7	11E7	17E7	19E7	3N2	7N2	15E1	16E1
N° Sonde		1	3	7	6	11	17	19	3	7	15	16
oxydes %	K	0.09	0.11	0.10	0.08	0.06	0.07	16.68	0.08	0.05	0.11	0.05
	NI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00
	NA	11.58	9.10	11.45	11.82	11.43	11.65	0.65	8.08	8.24	11.10	8.99
	CA	0.56	0.60	0.31	0.33	0.71	0.48	0.00	5.31	5.60	1.04	1.32
	FE	0.19	0.04	0.03	0.00	0.00	0.11	0.02	0.00	0.00	0.09	0.19
	SI	66.54	71.17	67.57	68.28	67.34	67.71	63.65	61.25	60.86	67.55	68.86
	TI	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
	MN	0.00	0.06	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
	MG	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	CR	0.00	0.00	0.40	0.33	0.00	0.01	0.00	0.15	0.11	0.04	0.00
	AL	20.39	21.48	20.41	20.69	20.57	20.66	18.94	24.98	25.30	21.19	22.23
		99.39	102.56	100.31	101.58	100.13	100.82	99.96	99.96	100.17	101.15	101.73
concentration atomique	K	0.0048	0.0059	0.0056	0.0043	0.0033	0.0037	0.9889	0.0048	0.0029	0.0061	0.0026
	NI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0048	0.0001	0.0032	0.0001	0.0014	0.0000
	NA	0.9914	0.7431	0.9691	0.9886	0.9692	0.9822	0.0582	0.6947	0.7076	0.9324	0.7436
	CA	0.0266	0.0271	0.0143	0.0151	0.0331	0.0225	0.0000	0.2523	0.2657	0.0482	0.0602
	FE	0.0070	0.0014	0.0009	0.0000	0.0000	0.0039	0.0006	0.0000	0.0000	0.0032	0.0069
	SI	2.9372	2.9975	2.9490	2.9452	2.9445	2.9436	2.9586	2.7144	2.6958	2.9265	2.9390
	TI	0.0002	0.0000	0.0000	0.0012	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	MN	0.0000	0.0023	0.0000	0.0003	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0036
	MG	0.0021	0.0001	0.0030	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	CR	0.0000	0.0000	0.0138	0.0113	0.0000	0.0004	0.0000	0.0053	0.0040	0.0013	0.0000
	AL	1.0607	1.0661	1.0501	1.0519	1.0602	1.0583	1.0378	1.3049	1.3206	1.0817	1.1185
		5.0299	4.8435	5.0059	5.0180	5.0111	5.0195	5.0450	4.9797	4.9966	5.0007	4.8744
	FM	0.7693	0.9663	0.2339	0.9953	0.9981	0.9996	0.9974	0.4093	0.4094	0.9995	0.9999
	AB	0.9693	0.9575	0.9799	0.9807	0.9639	0.9740	0.0556	0.7298	0.7249	0.9450	0.9221
	OR	0.0047	0.0076	0.0057	0.0043	0.0033	0.0036	0.9444	0.0050	0.0029	0.0062	0.0033
	AN	0.0260	0.0349	0.0144	0.0150	0.0329	0.0223	0.0000	0.2651	0.2722	0.0488	0.0746

Tableau 12 (suite 1)

Minéral		FELDSPATHS													
N° Ech.		W1								W9			W12		
N° Pers.		1	2	10	12	15	16	17	18	32	36	37	46	48	49
N° Sonde		1	2	10	12	15	16	17	18	32	36	37	46	48	49
Oxydes %	K	15.87	0.11	0.08	15.93	0.09	0.08	15.62	0.62	16.62	15.7	0.09	0.2	0.22	0.18
	NI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	NA	0.59	9.69	11.18	0.55	10.12	10.2	0.71	10.16	0.75	0.64	9.94	9.44	9.61	9.76
	CA	0.0	3.09	1.54	0.0	3.24	3.13	0.0	2.9	0.0	0.0	3.6	4.11	3.92	3.75
	FE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.01	0.0	0.0	0.1	0.04	0.01	0.04	0.04
	SI	64.4	65.04	66.67	64.09	64.21	64.41	64.23	64.77	64.20	64.49 ^V	63.92	63.39	63.63	63.96
	TI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.04	0.0	0.0	0.0	0.0	0.05	0.0	0.02	0.0	0.0
	MN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.05	0.02	0.01	0.0
	MG	0.0	0.003	0.03	0.0	0.01	0.02	0.2	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.02	0.03
	CR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	AL	18.64	22.1	20.52	18.51	22.01	22.03	18.67	21.85	18.47	18.5	22.39	22.85	22.6	22.45
	TT	99.54	100.2	100.19	99.12	99.90	100.07	99.32	100.39	99.19	99.43	100.22	100.06	100.09	100.17
Concentration atomique	K	3.75	0.02	0.01	30.79	0.01	0.01	3.70	0.14	3.71	3.72	0.02	0.04	0.05	0.03
	NI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	NA	0.21	3.30	3.80	0.19	3.47	3.49	0.25	3.47	0.27	0.23	3.4	3.23	3.29	3.33
	CA	0.0	0.58	0.29	0.0	0.61	0.59	0.0	0.54	0.0	0.0	0.6	0.77	0.74	0.70
	FE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	SI	11.95	11.43	11.70	11.95	11.36	11.38	11.94	11.41	11.96	11.96	11.29	11.21	11.25	11.29
	TI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	MN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	MG	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	CR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	AL	4.07	4.58	4.24	4.06	4.59	4.58	4.08	4.53	4.05	4.04	4.66	4.76	4.70	4.67
		20.07	20.03	19.72	20.01	20.14	20.18	20.03	20.13	20.08	19.98	20.18	20.04	20.07	20.06

Tableau 12 (suite 2)

Minéral		MICAS										
N° Ech.		W1		W9						W 12		
N° Pers.		2		55	56	57	58	59	60	63	64	65
N° Sonde		7	24	28	29	30	31	34	38	44	45	47
Oxydes %	K	9.75	9.16	9.65	7.86	9.59	9.59	9.42	8.27	9.72	9.76	9.44
	NI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	NA	0.13	0.03	0.06	0.15	0.1	0.06	0.1	0.05	0.05	0.06	0.09
	CA	0.03	0.11	0.01	0.12	0.01	0.01	0.02	0.09	0.01	0.02	0.13
	FE	24.25	23.64	25.63	25.37	25.89	25.48	26.73	25.09	23.91	24.25	26.2
	SI	35.5	36.31	35.3	34.63	35.02	35.45	34.62	35.51	35.88	35.68	34.93
	TI	1.84	1.97	2.71	2.49	3.02	2.56	2.77	2.06	2.61	2.02	2.26
	MN	0.53	0.6	0.63	0.52	0.62	0.55	0.64	0.57	0.43	0.46	0.41
	MG	7.63	7.57	5.64	4.83	5.76	5.77	5.66	6.16	6.87	6.95	6.69
	CR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	AL	16.29	16.55	16.43	17.72	16.01	16.54	16.02	17.6	16.55	16.77	15.82
	OH	3.84	3.78	3.83	4.06	3.8	3.72	3.88	3.95	3.6	3.87	3.73
		100.19	100.14	100.09	98.24	100.12	100.10	100.19	99.85	100.02	100.15	100.19
concentration atomique	K	1.87	1.75	1.897	1.437	1.879	1.879	1.830	1.545	1.919	1.884	1.831
	NI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	NA	0.03	0.0	0.018	0.042	0.03	0.016	0.028	0.014	0.016	0.018	0.026
	CA	0.0	0.01	0.001	0.018	0.002	0.002	0.004	0.015	0.002	0.003	0.022
	FE	2.82	2.81	3.202	2.738	3.175	3.162	3.141	2.767	3.073	2.891	3.111
	SI	5.34	5.46	5.443	4.962	5.377	5.449	5.275	5.201	5.549	5.396	5.308
	TI	0.20	0.22	0.314	0.268	0.348	0.296	0.317	0.227	0.304	0.230	0.258
	MN	0.06	0.07	0.083	0.063	0.081	0.071	0.083	0.071	0.056	0.059	0.053
	MG	1.71	1.69	1.296	1.031	1.317	1.322	1.286	1.344	1.583	1.566	1.516
	CR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	AL	2.89	2.93	2.986	2.993	2.897	2.996	2.877	3.039	3.017	2.988	2.833
	OH	3.85	3.79	3.935	3.878	3.888	3.811	3.948	3.856	3.711	3.901	3.78
		14.97	14.99	15.239	13.552	15.108	15.200	14.882	14.222	15.518	15.036	14.95

Tableau 12 (suite 3)

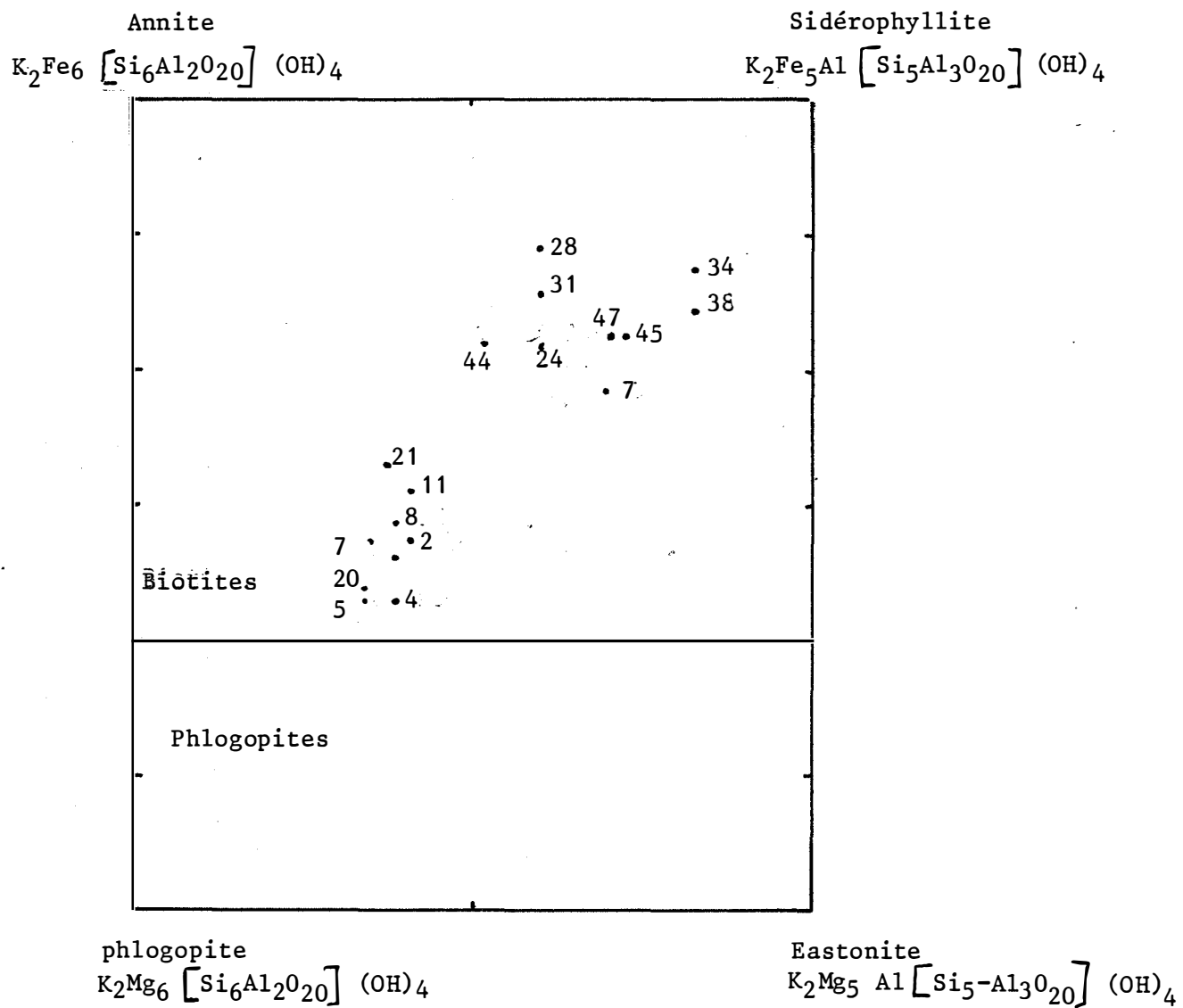


Fig. 63 : répartition des micas noirs dans le
diagramme de DEER et al, 1962. (tableau 12)

Ceci s'explique bien par une contamination due à l'assimilation des amphibolites, en ce qui concerne Mg (et par le caractère sans doute plus évolué du granite sur les bordures), ce que nous vérifierons dans le chapitre de la géochimie.

- Les K feldspaths et les plagioclases

Les K feldspaths et les plagioclases sont les constituants les plus importants du granite.

Les analyses des feldspaths du granite sont reportés dans le tableau 12.

De ces analyses, il ressort que les teneurs en CaO de tous les minéraux sont inférieures à 10 %. Celle des K₂O est en général inférieure à 5 %, sauf vers le coeur du granite où le microcline s'exprime mieux en raison de la microclinisation. Les minéraux analysés ont presque tous des teneurs en Na₂O assez élevées atteignant 15 %. S'il y a une variation de composition des plagioclases plus calciques près des amphibolites, elle a été effacée par le métamorphisme qui les a tous rétrotransformés en albite.

Dans le diagramme Ab-OR-An, les feldspaths se répartissent en majorité dans le champ de l'albite ou à proximité et il en est de même pour les plagioclases analysés. En effet, les feldspaths sont en majorité albitisés (ph.1 pl.III). Les analyses qui tombent dans le pôle potassique de la fig. 64 sont celles des phénocristaux de microcline rencontrés dans les orthogneiss du contact NE (E1), dans les granites foliés (W1, W4) et équants (W14) des affleurements de l'Ouest.

- Les amphiboles

Les amphiboles (hornblende, tschermakite et actinote) se rencontrent préférentiellement en bordure du massif granitique, en contact avec les roches vertes.

Les analyses des minéraux sont reportées dans le tableau 12.

Pour toutes les analyses, les concentrations atomiques présentent les caractères suivants :

Na	< 0,67
Ca	> 1,34
Ti	< 0,5
Na + K	< 0,5

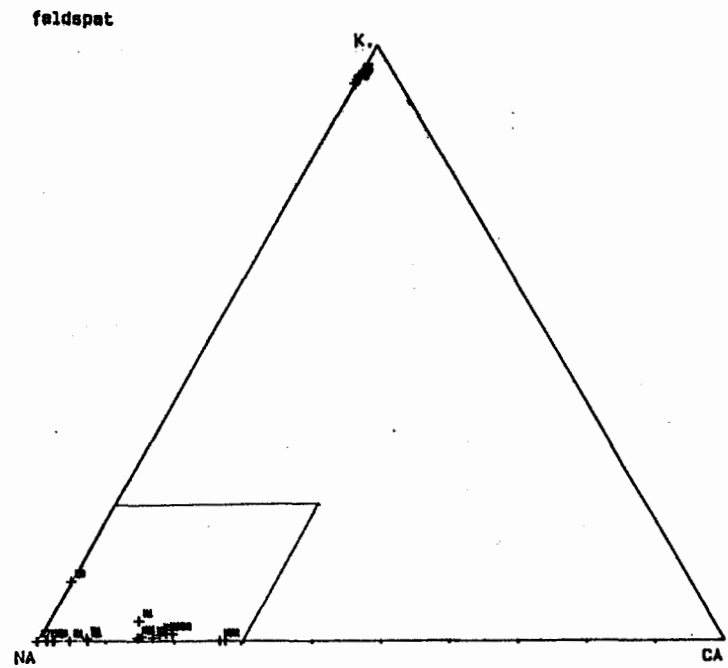
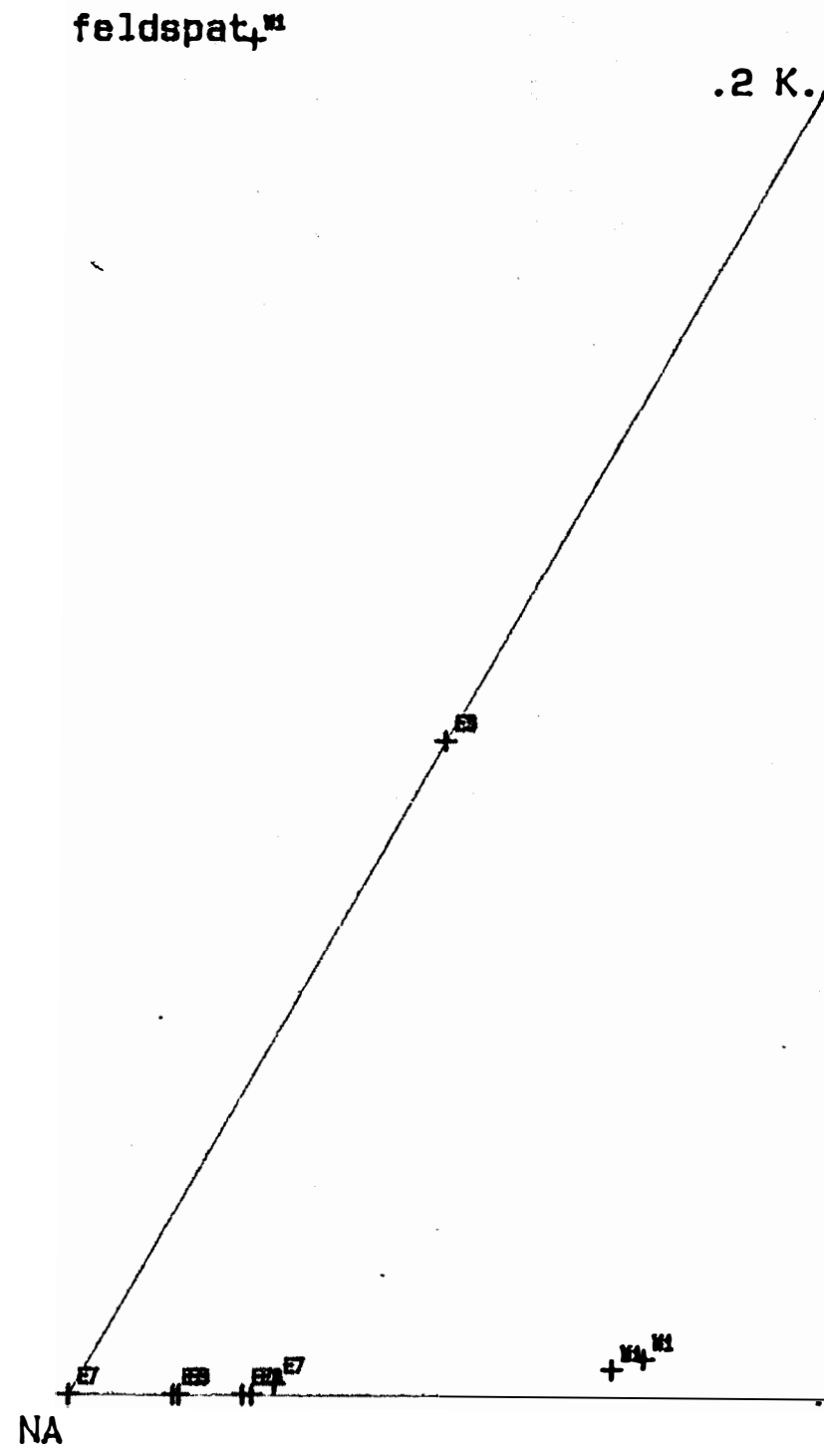
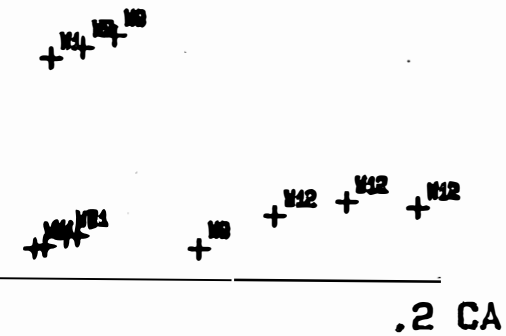


Fig.64: Répartition des feldspaths du granite dans le diagramme Or-Al-An.
Voir Tableau 12 Pour la localisation des analyses.



Dans le diagramme de LEAKE (1978), les amphiboles poecilitiques sont de la ferro-tschermakite comme dans les amphibolites alors que les petits cristaux inclus sont des ferro-hornblendes. Les cristaux allongés ont une composition de hornblende actonilitique ou de ferro-actinote (fig. 65).

Le diagramme de LEAKE montre que, contrairement aux roches vertes, les amphiboles poecilitiques n'ont pas systématiquement la même composition que les amphiboles qu'ils renferment en inclusion.

Cela peut être rapproché du fait que le développement de ces grands cristaux d'amphiboles dans les granites apparaît tardif alors que dans les roches vertes, ils sont précoces.

- La chlorite

La chlorite provient de l'altération de la biotite. D'après le diagramme de M. H. HEY (1954), les chlorites sont du talc-chlorite, de la diabantite et de la pycnochlorite (fig. 66). d'après les analyses rapportées dans le tableau 12. La présence de talc-chlorite est exceptionnelle car d'après DEER et al (1962), Si est toujours compris entre 4,5 et 7, ce qui traduit sans doute un milieu extrêmement siliceux.

Résumé

- les granitoïdes forment un complexe constitué de faciès folié, gneissifié ; de faciès porphyroïde, équant et peu folié ; de faciès à grain fin et folié.

- Au seul contact granitoïde-formations métamorphiques observé (avec roches vertes) :

- 1) La gneissification est plus intense que dans le reste du massif.
- 2) un réseau de filons aplitiques, pegmatitiques et quartziques se développe des deux côtés du contact.

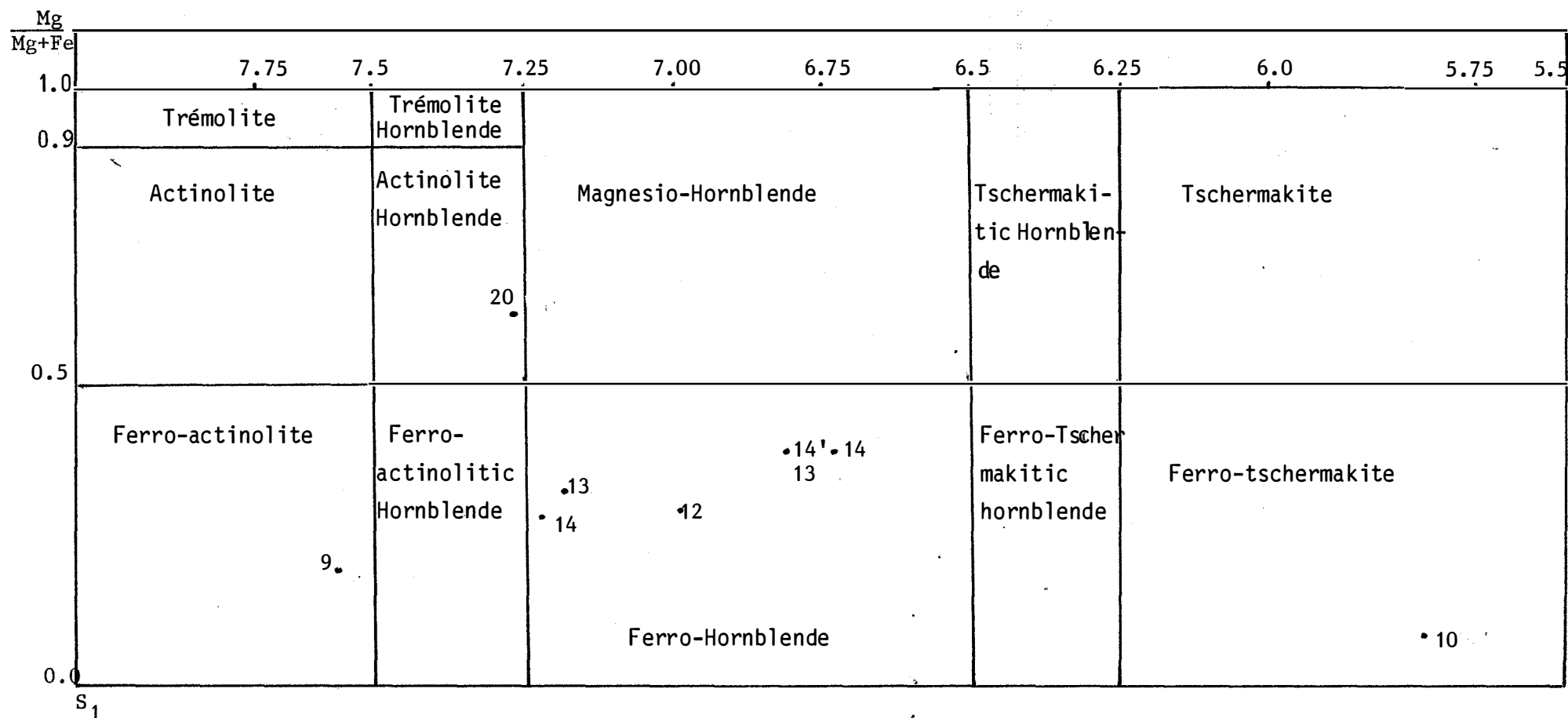


Fig. 65 : La nomenclature des différents amphiboles d'après la classification de LEAKE E. (1978)
(tabl.12)

10E1 amphibole poécilitique

12, 13, 14, 13', 14' amphibole en inclusion dans les amphiboles poécilitiques

9, 20 amphiboles en baguette formant la schistosité.

(voir les amphibolites)

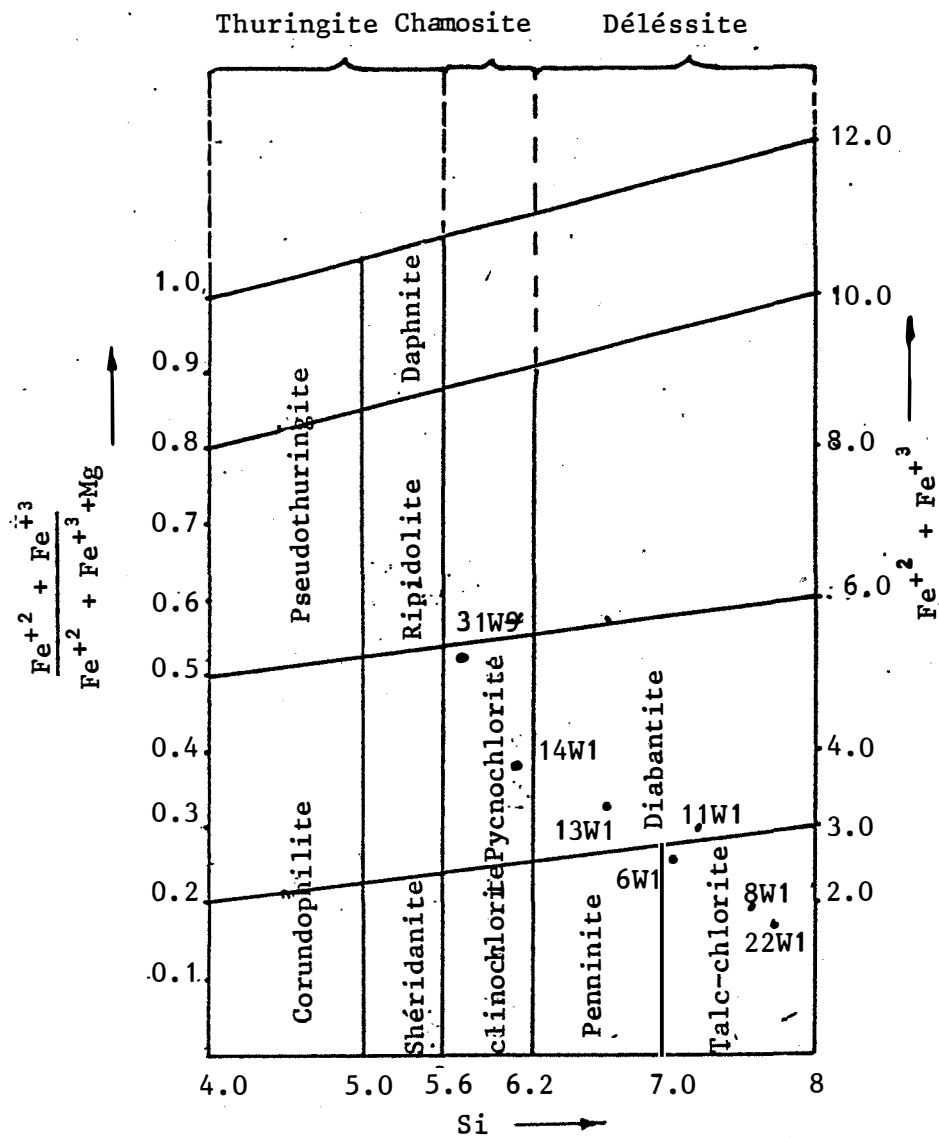


Fig. 66 : Nomenclature des ortho-chlorites et des chlorites oxydées d'après HEY M.H. (1954)
Tableau 12.

- 3) Ces filons sont souvent plissés et la charnière de ceux-ci est moulée par une foliation principale commune aux deux formations. Cette foliation est également observée dans les aplites ou pegmatites.
- 4) Des enclaves de roches vertes sont fréquentes dans le granite.

- Il existe deux générations de pegmatites : la première de direction proche de N-S, conforme à la foliation principale, la seconde sécante déforme la première.

- Les granitoïdes à texture équate sont caractérisés par des traînées biotitiques ou feldspatiques.

4) Conclusion

Le granite de la région est à biotite, riche en plagioclase et gneissifié à ses bordures. Il présente des transformations aux bordures, au contact des roches encaissantes (amphibolites, itabirites) qui montrent qu'il y a eu endomorphisme.

On observe en outre une rétro-morphose du plagioclase calcique en albite.

Le granite est plus ou moins envahi par deux générations de pegmatites ("migmatisations"), l'une anté- à synfoliation principale, l'autre post-. Des filons essentiellement aplitiques de premières générations s'observent dans les amphibolites sur une distance décamétrique à partir du contact avec le granite.

Par conséquent, nous pouvons affirmer qu'au moins une partie de ce granite est intrusive dans les roches vertes et les formations associées.

Ceci n'est pas vérifié pour les autres contacts du secteur étudié, qui n'ont pu être observés.

III LES STRUCTURES

A/ Les structures plissées

a) La structuration du socle archéen

A l'échelle des affleurements (éch. 1/25 000), une foliation principale sub-verticale et de direction N170-N20 est observée dans les formations métamorphiques. Elle se confond dans l'ensemble avec le litage des itabirites. Les plis liés à cette foliation principale sont de type semblable. On les observe surtout dans les itabirites (pl.IV, ph.6).

La foliation principale s'exprime surtout dans le "doigt de gant" de terrain métamorphique et sur les bordures du massif granitique.

La carte géologique et la carte structurale de la région (fig.15, 16, 17, 67) montrent que la foliation principale est orientée grossièrement Nord-Sud. Elles montrent en outre une symétrie dans la disposition des formations.

La structure boucle au Nord et s'ouvre vers le Sud. Les axes des plis de phase principale observés à l'affleurement plongent vers le Sud (ph.6, pl.IV). La structure principale s'ennoie dans cette direction.

C'est donc une synforme (fig. 68). Les formations apparaissant au coeur de cette formation sont plus jeunes, s'il est admis qu'à BOGOIN nous avons une série normale.

Nous n'avons pas d'argument pour tester l'hypothèse d'une polarité renversée si la série métamorphique appartenait au flanc inverse d'une grande structure tangentielle.

b) La structuration de la couverture

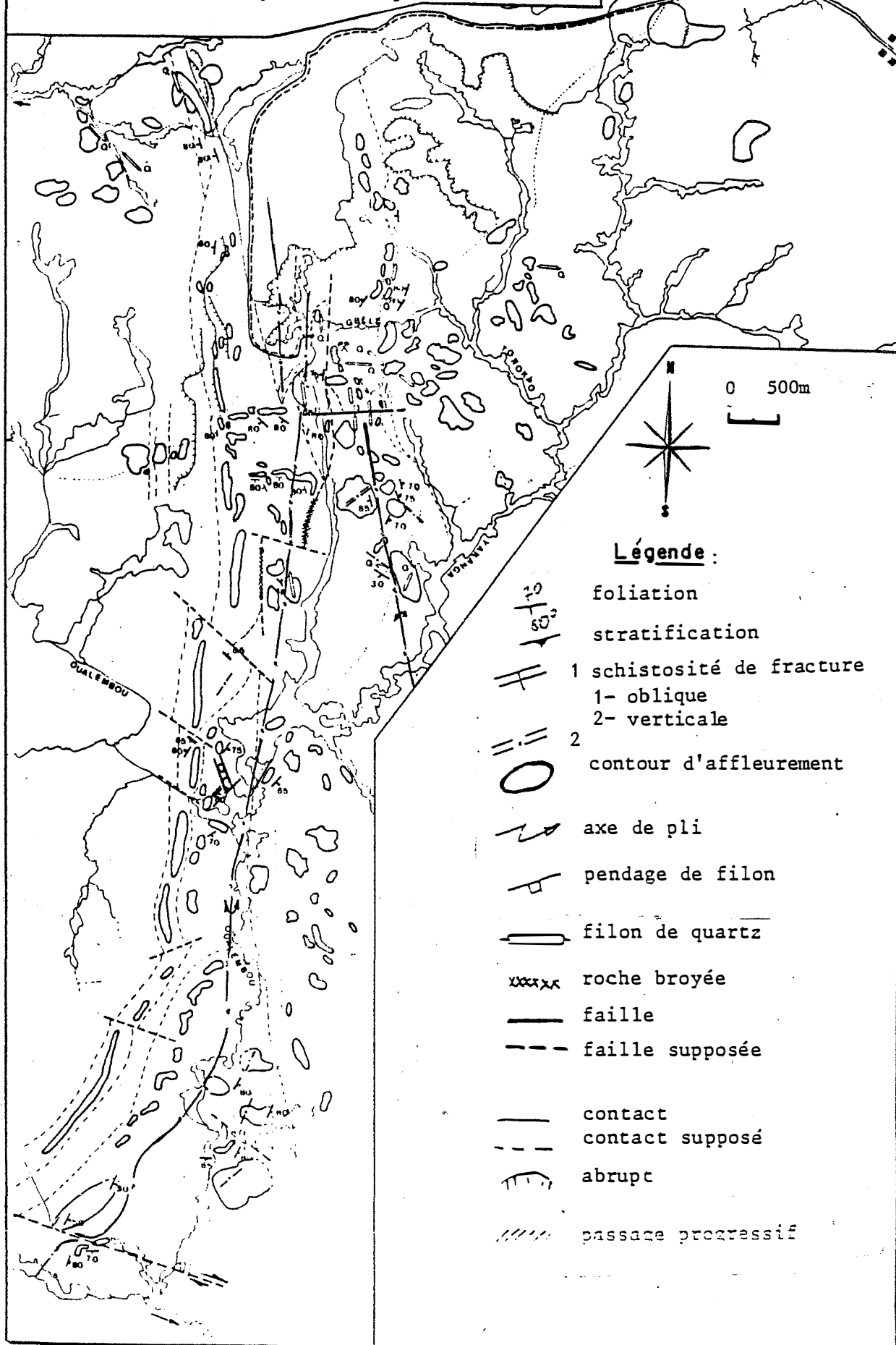
La couverture gréseuse a un litage sub-horizontale. Elle est prise dans un anticlinal dont l'axe est orienté N160 (carte structurale, fig. 68, coupe 3). Nous n'avons pas observé à l'échelle de l'affleurement des plis liés à cette phase.

Fig.67 CARTE STRUCTURALE

du secteur de BOGOIN
et localisation des ECHANTILLONS ANALYSES

Levés: J. Biandja 1984, 1985

J. Biandja et G. Roger 1987



Cet anticlinal pourrait expliquer les pendages vers l'Est mesurés dans le socle (partie sud du secteur, fig. 68, coupe 3), par une mise en éventail de la foliation principale.

B/ La tectonique cassante

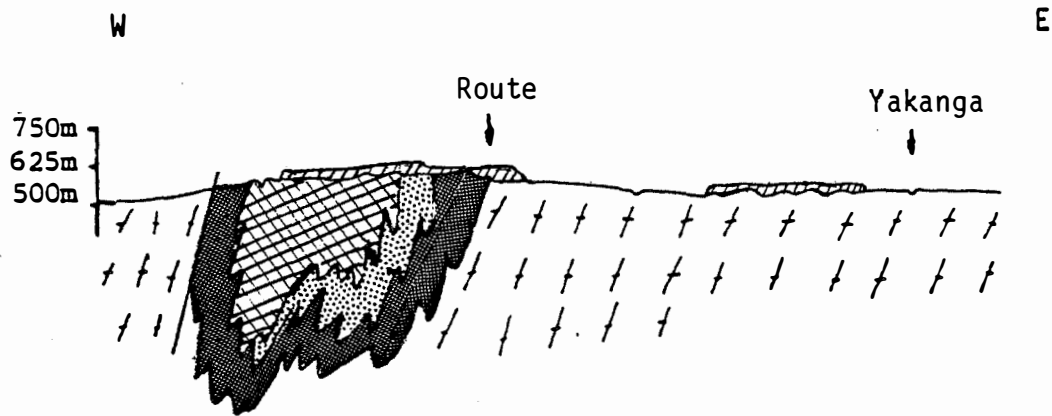
D'après leurs directions, les failles se divisent en trois familles :

- les failles sub-méridiennes : N10 - N20
- les failles sub-est-ouest : N70 - N80
- les failles N130.

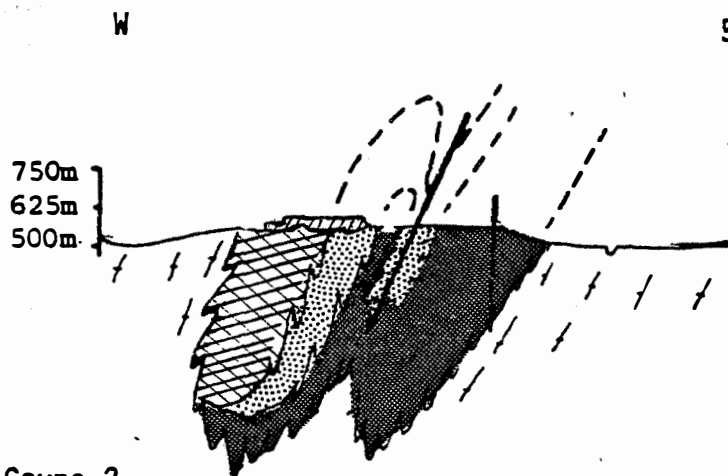
Les failles sub-méridiennes se rencontrent surtout dans la carrière et dans la "Montagne de fer". Elle sont souvent remplies de quartz (ph.8 pl.IV) ou de pegmatite. Elles contrôlent les minéralisations (or, sulfures) dans les amphibolites et dans les grès-quartzites. Ceci sera étudié plus en détail dans le chapitre des minéralisations.

Les deux dernières familles de failles recoupent la première (ph.8 pl.IV) et déforment les structures principales décrites ci-dessus.

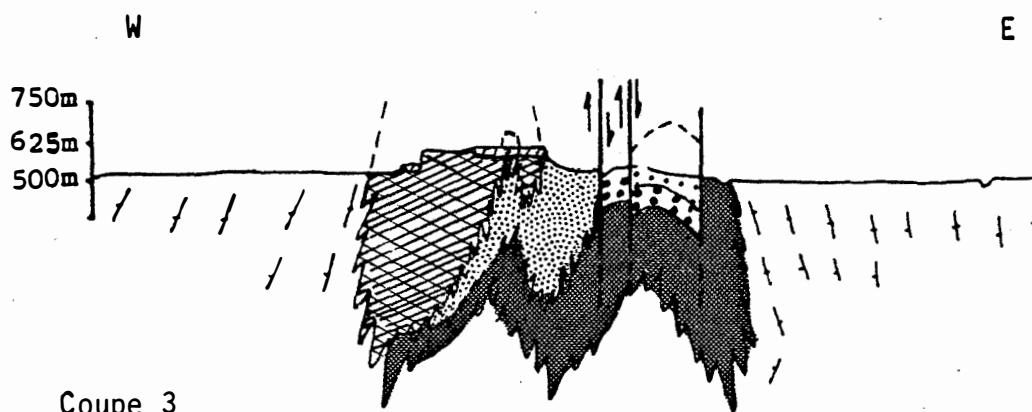
Des plis d'entraînement cylindrique à axe sub-vertical (ph.7, pl.IV) sont liés aux décrochements à jeu généralement dextre de ces failles (carte structurale).



Coupe 1



Coupe 2

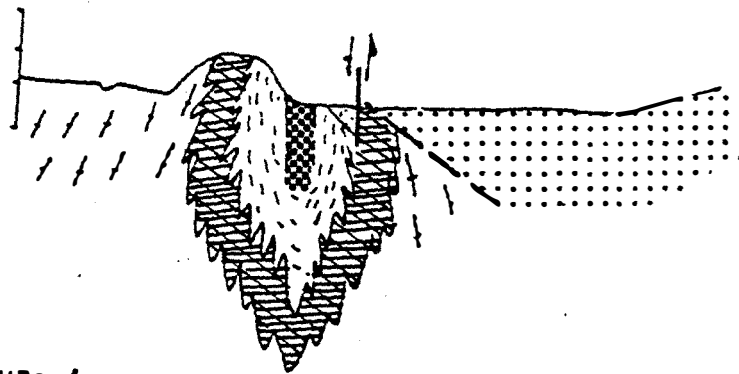


Coupe 3

Fig. 68 : Coupes d'après la carte géologique (fig.15):

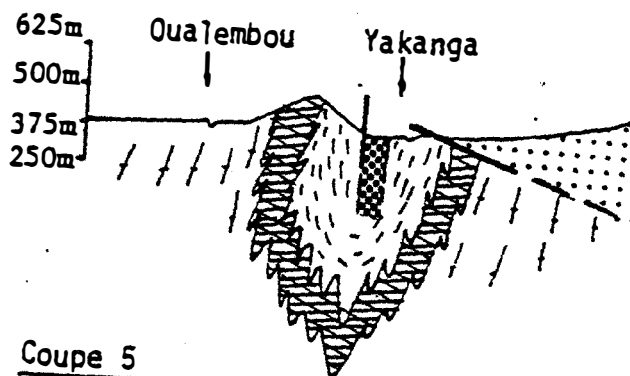
NW

SE

Coupe 4

NW

SE

Coupe 5

W

E

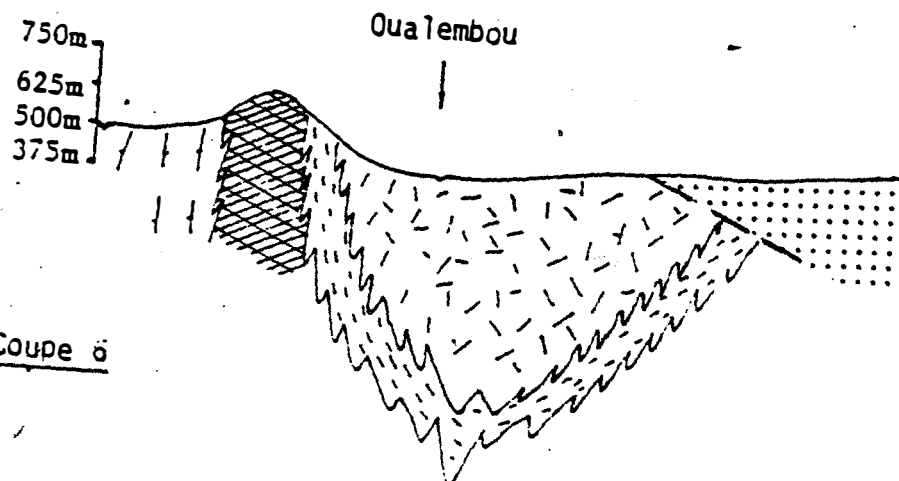
Coupe 6

Fig.68 (suite)

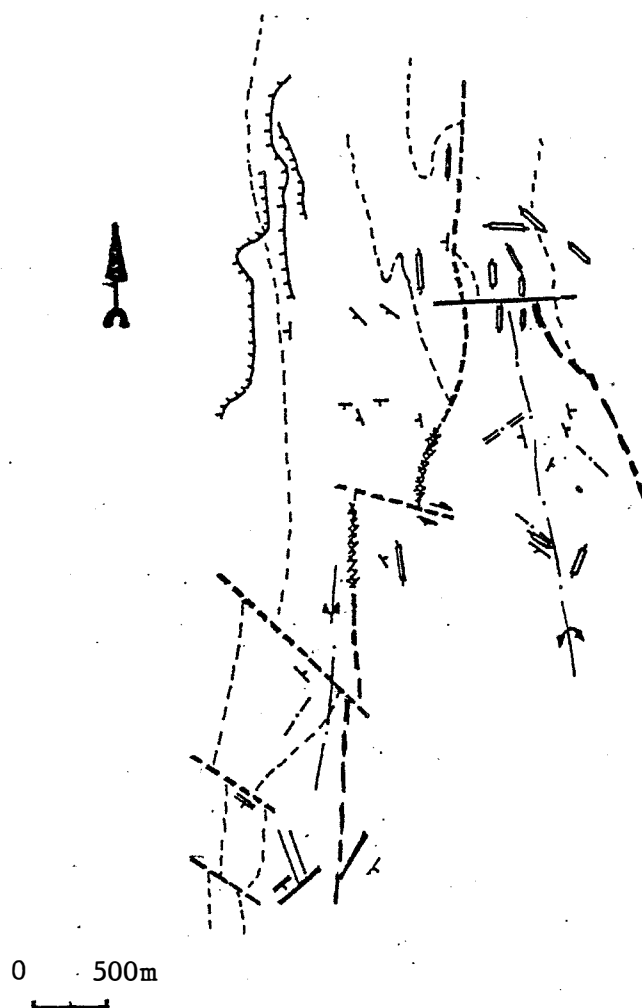
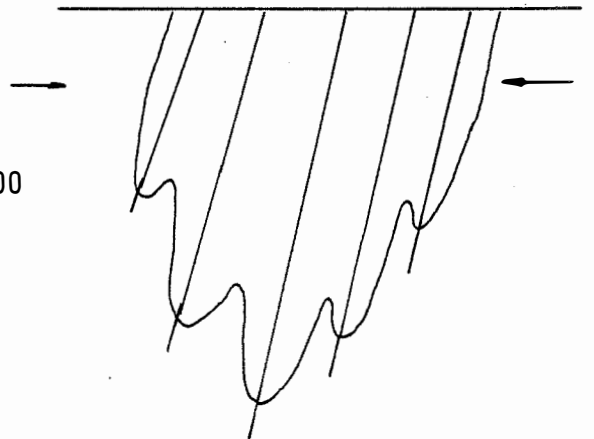
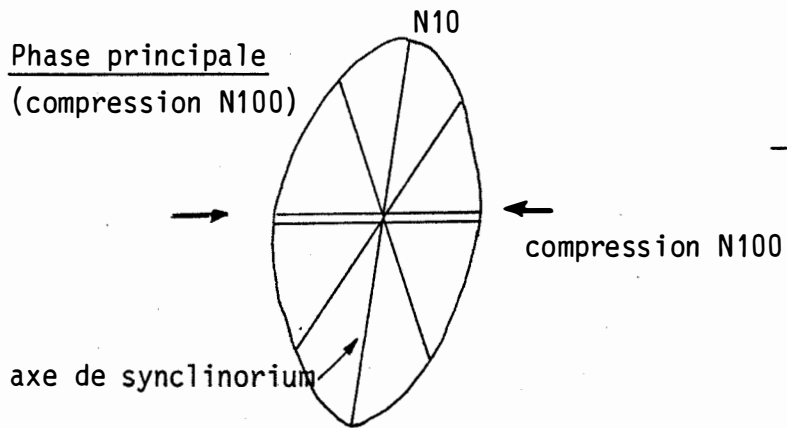


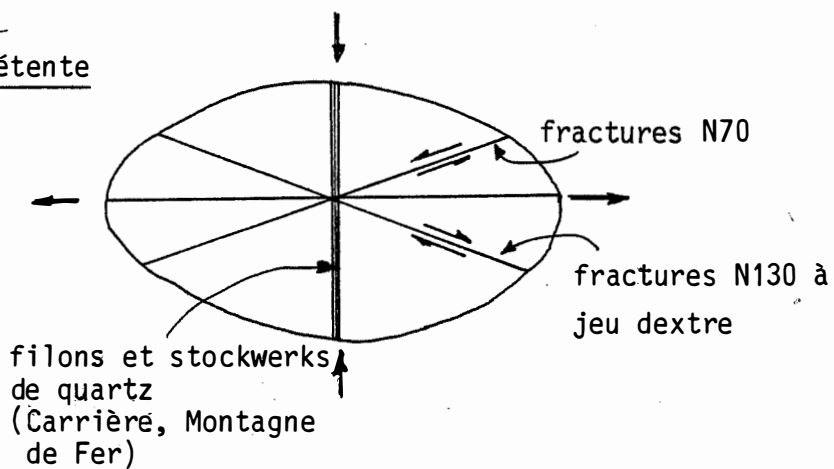
Fig. 69 : les principales déformations de la couverture protérozoïque et le caractère du contact de cette couverture avec les formations métamorphiques.

C/ Schéma d'évolution des contraintes
(Système de compressions-détentes)

1) Phase principale
(compression N100)

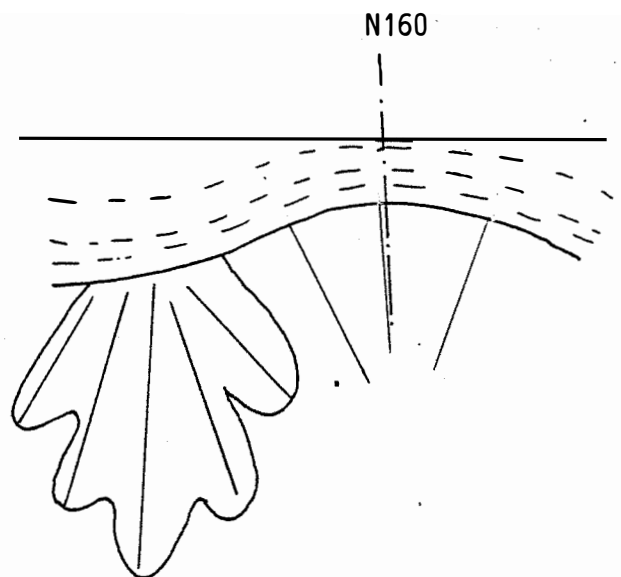
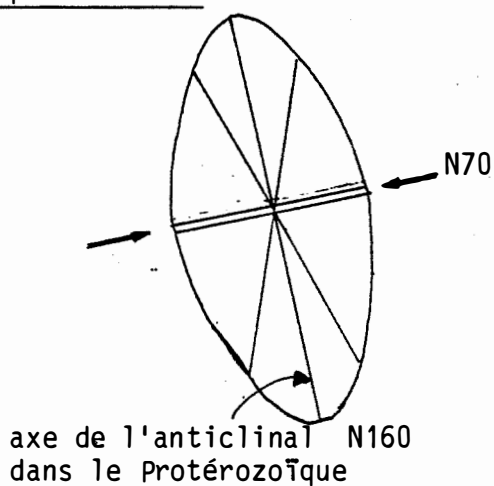


2) Détente

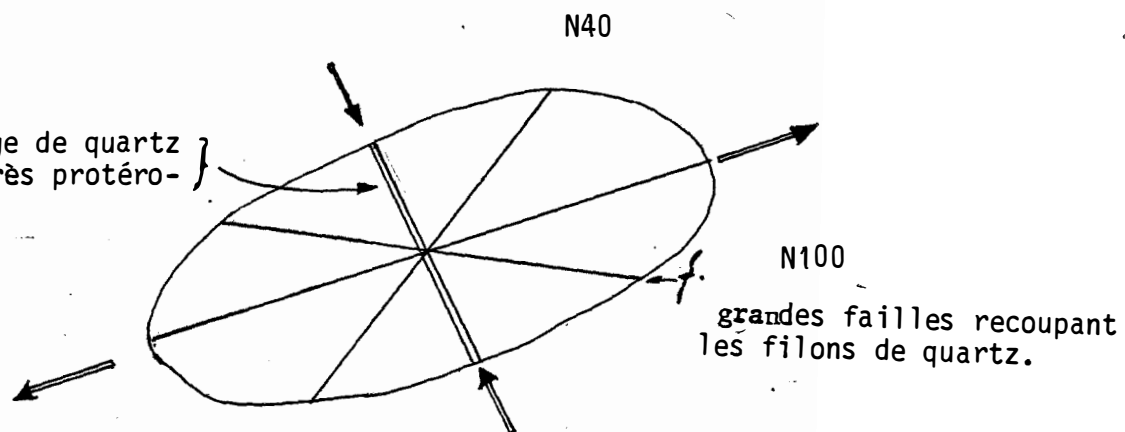


Failles	exemples (principaux)
N70	rare, Montagne de fer, (camp des chasseurs)
N10	Carrière, Montagne de Fer.
N130	Virgation, Montagne de Fer.

3) Compression N70



"Mise en éventail" de la foliation principale, pouvant expliquer les pendages vers l'Est.

4) Détente

Failles	Principaux exemples
N100	Sud de la carrière, carrière

D/ Les problèmes particuliers

a) La discordance sous les itabirites

La cartographie a montré (carte géologique) qu'une formation gneissique est intercalée entre les amphibolites et les itabirites sur le flanc oriental de la structure. Elle ne se retrouve pas entre ces deux dernières formations dans les affleurements occidentaux, où l'on observe un contact direct entre amphibolites et itabirites.

Etant donné que nous avons démontré ci-dessus que la structure principale de BOGOIN est un synclinal, l'absence de ce gneiss peut être interprétée comme une discordance sous les itabirites.

Nous avons, par conséquent, proposé un schéma expliquant cette discordance (fig. 70).

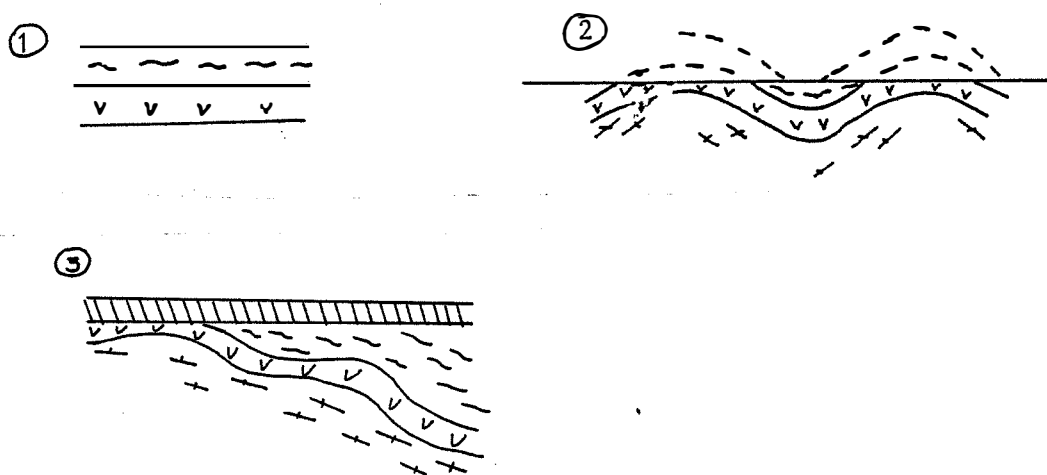


Fig. 70 : Schéma expliquant la discordance sous les itabirites.

Ainsi, après la formation des gneiss, la région a connu un plissement, ou du moins une voussuration, suivi d'une érosion qui fait disparaître la formation gneissique dans la partie ouest du secteur. Les itabirites se sont déposées sur la formation gneissique de la partie est, et directement sur les roches vertes dans la partie ouest.

b) La nature du contact des amphibolites avec le granito-gneiss

La cartographie et l'étude lithostratigraphique ont montré le caractère du contact NE des roches vertes avec la formation granito-gneissique. Nous rappelons qu'à ce contact, outre les orientations concordantes des foliations principales, il y a eu un développement de réseaux de deux générations de pegmatites dans les granito-gneiss et d'aprites dans les roches vertes. Des filons de quartz se développent également dans les deux formations.

La gneissification s'intensifie à ce contact.

Des enclaves d'amphibolites se rencontrent aussi bien dans le granito-gneiss que dans les aprites qui recoupent les roches vertes (fig. 51, ph.3 pl.IV).

Nous pensons, par conséquent, que ces éléments peuvent être interprétés comme les résultats de l'intrusion du granite dans les amphibolites.

Toutefois, cette interprétation ne peut pas être généralisée à tout l'ensemble granitique, car il est possible qu'une partie du vaste massif granitique représente un socle plus ancien par rapport à l'ensemble métamorphique.

Dans ce cas, ce socle et le granite intrusif forment un complexe granitique dont une étude plus approfondie permettra une meilleure compréhension.

IV MÉTAMORPHISME

Les séries de BOGOIN sont affectées par deux métamorphismes qui ont donné les paragenèses suivantes :

Métamorphisme régional :

- 1) Les roches vertes : hornblende, trémolite-actinote, grenat (almandin), quartz.
- 2) Le gneiss fin : grenat-almandin, albite, biotite, chlorite, muscovite.

- 3) La formation siliceuse rubanée : albite, biotite, quartz, épidote
- 4) Le métarhyolitoïde : muscovite, quartz, plagioclase, biotite.

Métamorphisme de phase tardive

Ce métamorphisme n'a été observé que dans le métarhyolitoïde : disthène, chloritoïde, muscovite.

Cette paragenèse n'a jamais été décrite auparavant et ne se rencontre que dans cette formation.

Elle est liée à la proximité de la grande faille N125 de la zone de virgation près de la limite sud de la carte.

Conclusion

Les paragenèses énumérées ci-dessus montrent que :

1- le métamorphisme régional correspond au métamorphisme intermédiaire entre les faciès schiste vert et les faciès amphibolitiques et plus précisément au sub-faciès quartz-albite-épidote-almandin (Winkler H.G.F. 1979) (fig. 71),

2- le métamorphisme de phase tardive, locale et liée à la fracturation peut aussi bien correspondre au sub-faciès staurotite-almandin du faciès almandin - qu'au sub-faciès disthène-almandin - muscovite du même faciès, car le disthène existe dans les deux sub-faciès (H.G.F. Winkler, 1970).

Ces paragenèses permettent de fixer approximativement les conditions de températures à 400°C pour le métamorphisme régional et entre 480°C et 550°C pour le métamorphisme de phase tardive.

Les conditions de pressions nécessaires à la formation du disthène -seul silicate d'alumine observé- étant trop vastes, et ne disposant pas de minéraux indicateurs pour le métamorphisme régional, il nous est plus difficile de définir d'une façon plus précise les conditions thermodynamiques.

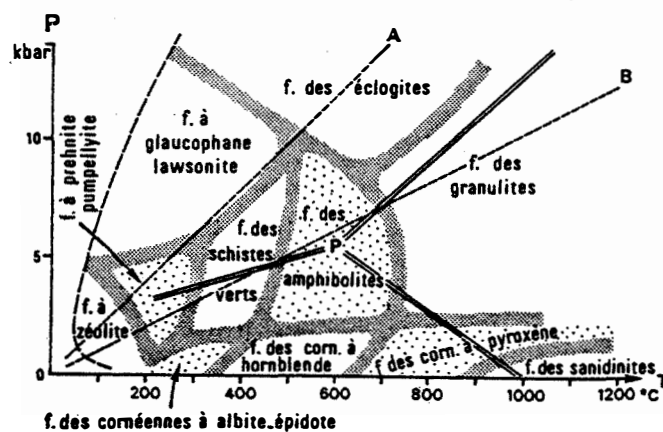
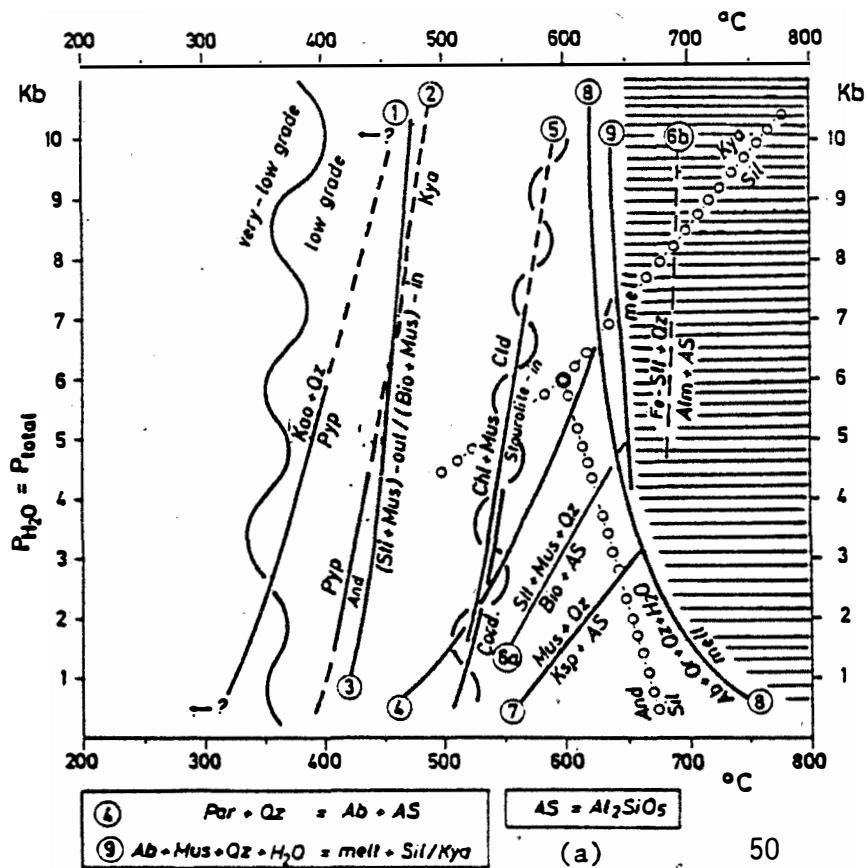


Fig. 71 : a) champ de stabilité des associations minérales résultant du métamorphisme (WINKLER, 1979)

b) champ des principaux faciès minéraux du métamorphisme.

La zone délimitée par A et B correspond à un gradient géothermique normale.

V IDENTIFICATION D'UNE CEINTURE DE ROCHES VERTES

L'une des principales questions à laquelle il faut répondre dans le présent travail est celle de savoir si l'ensemble géologique de BOGOIN constitue une ceinture de roches vertes, le "greenstone-belt" des anglo-saxons.

Nous rapportons les caractères généraux des "greenstone-belt" donnés par K. CONDIE (1981).

A/ Les caractères généraux

Les "greenstone-belt", ou ceintures de roches vertes, sont formés de roches magmatiques basiques ou ultrabasiques ayant subi un métamorphisme de type schiste vert ou amphibolite.

La caractéristique la plus frappante de ces formations est la similitude de leur largeur à travers le monde ; elle est comprise entre 10 et 50 km. Leur longueur varie entre 100 et 300 km.

La plupart des ceintures de roches vertes archéennes sont des synformes faillées et ont un âge compris entre 2,6 et 2,7 MA. La plus ancienne (Barbeton, Zimbabwe) est datée de 3,8 MA.

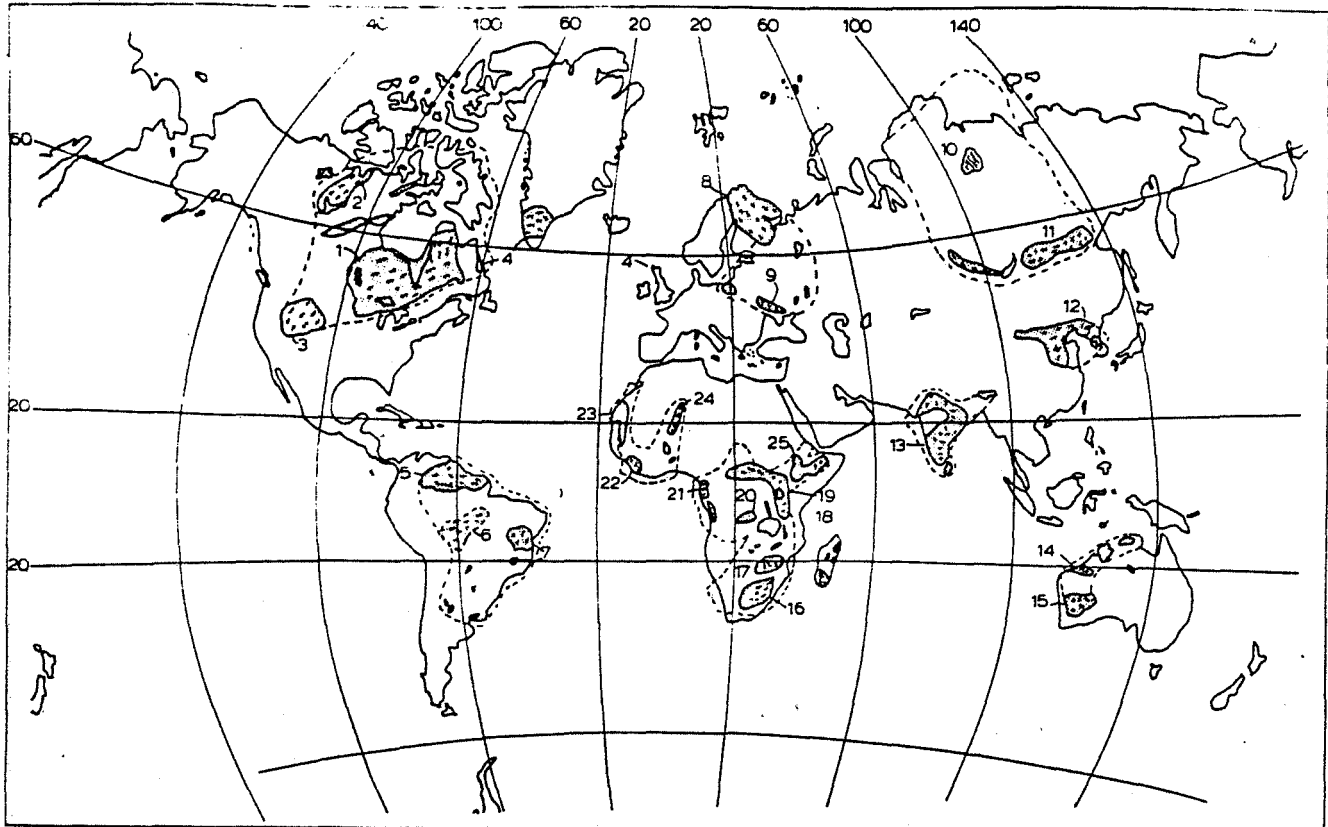
Ces formations sont comprises dans des complexes granitiques. Elles sont souvent intrudées par de jeunes granites. Beaucoup de ces ceintures sont riches en komatiites (fig. 72).

Les sédiments (grauwackes, argilites, cherts etc.) prennent de l'importance vers les horizons supérieurs des ceintures.

Elles sont minéralisées en Au, Cu, Ni, Fe et Cr.

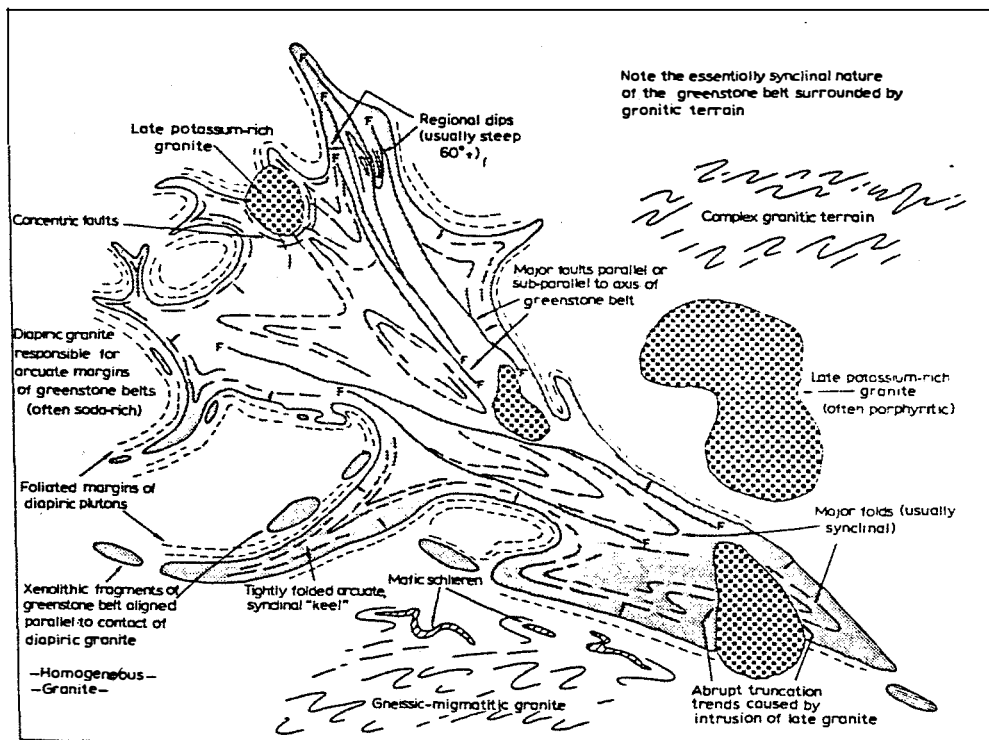
Les ceintures vertes archéennes se distinguent des ceintures orogéniques phanérozoïques par les ratio de leurs longueurs sur leurs largeurs respectives.

a-



Distribution of Archean provinces (shown in gray). Bold dashed lines outline areas probably underlain by Archean terranes. Structural trends are indicated where available. Key to major provinces: 1 = Superior (B), 2 = Slave (G), 3 = Wyoming (G), 4 = North Atlantic (H), (Nain, Godthaab, Lewisian), 5 = Guiana (H), 6 = Guaporé (H), 7 = São Francisco (B), 8 = Kola (B), 9 = Ukrainian (B), 10 = Anabar (H), 11 = Aldan (H), 12 = Chinese (H), 13 = Indian (B), 14 = Pilbara (G), 15 = Yilgarn (B), 16 = Kaapvaal (G), 17 = Rhodesian (G), 18 = Zambia (H), 19 = Central African (B), 20 = Kasai (H), 21 = Cameroons (H), 22 = Liberian (B), 23 = Maritanian (H), 24 = Ouzsalian (H), 25 = Ethiopian (H). Symbols: G = granite-greenstone terrane; H = high-grade terrane; B = both granite-greenstone and high-grade terranes.

b-



- Idealized map of a typical Archean greenstone belt (after Anhaeusser et al., 1969).

Fig.72 : a- Répartition des ceintures archéennes dans le monde
b- Carte type théorique d'une ceinture de roches vertes archéenne.
(d'après ANHAEUSSER et al., 1969)

Dans les ceintures archéennes, il n'y pas de métamorphisme du faciès schistes bleus et les roches volcaniques ultramafiques sont plus abondantes que dans les formations phanérozoïques.

A ces caractères généraux, il faut ajouter la fréquence des formations ferrifères rubanées (itabirites) et celle des séries volcaniques et volcano-sédimentaires plus ou moins acides.

B/ L'ensemble de BOGOIN est-il une ceinture de roches vertes ?

Les différentes études faites ci-dessus ont montré que :

- Le complexe métamorphique de BOGOIN forme un "doigt de gant" dans un gros massif granitique.
- Si l'ensemble de ce massif n'est pas obligatoirement intrusif dans le complexe métamorphique, une partie l'est.
- L'ensemble métamorphique est un synclinorium.
- Il a, à sa base des schistes amphibolitiques et des roches ultrabasiques.
- Il comporte une série volcano-sédimentaire acide à intermédiaire et des itabirites.
- Il est affecté par un métamorphisme régional compris entre la fin du schiste vert et le début du faciès amphibolite.

Ces différents paramètres nous permettent d'affirmer que les formations de BOGOIN constituent bien une ceinture de roches vertes.

