



HAL
open science

Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises)

Carl Eric Ehrstrom

► **To cite this version:**

Carl Eric Ehrstrom. Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1971. Français. NNT: . tel-00766324

HAL Id: tel-00766324

<https://theses.hal.science/tel-00766324>

Submitted on 18 Dec 2012

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

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

205 142

1971

200/1

Double

205142

1971

200/1

T H E S E
de DOCTORAT d'ETAT
par
Carl-Eric EHRSTRÖM

CONTRIBUTION à l'ETUDE GEOCHIMIQUE
et PETROLOGIQUE
des FORMATIONS CRISTALLINES DE LA CHAÎNE DE BELLEDONNE
(ALPES FRANÇAISES)

BIBLIOTHÈQUE
GRANDBLE SCIENCES
UNIVERSITAIRE

205142
1571
200/1

DOCTORAT D'ETAT

N° d'ordre

T H E S E

présentée devant l'Université Scientifique et Médicale
de Grenoble, pour l'obtention du

DOCTORAT D' ETAT

ES-SCIENCES NATURELLES

par

Carl-Eric EHRSTRÖM

T.72/321

CONTRIBUTION à l'ETUDE GEOCHIMIQUE et PETROLOGIQUE des
FORMATIONS CRISTALLINES de la CHAINE de BELLEDONNE

soutenue le décembre 1971 devant la Commission d'examen :

MM. R. MICHEL, Professeur	Président
P. GIRAUD, Professeur	Examinateur
H. de la ROCHE, Directeur de Recherches C.N.R.S., invité	
M. CHENEVOY, Professeur	Invité

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE SCIENCES
UNIVERSITAIRE



205142

Président : Monsieur Michel SOUTIF
Vice-Président : Monsieur Gabriel CAU

PROFESSEURS TITULAIRES

MM.	ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des fluides
	ARNAUD Georges	Clinique des maladies infectieuses
	ARNAUD Paul	Chimie
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique expérimentale
	BARBIER Reynold	Géologie appliquée
	BARJON Robert	Physique nucléaire
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
	BARRA Jean-René	Statistiques
	BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
	BENOIT Jean	Radioélectricité
	BESSON Jean	Electrochimie
	BEZES Henri	Chirurgie générale
	BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
	BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
	BONNET Georges	Electrotechnique
	BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
	BONNET-EYMARD Joseph	Pathologie médicale
	BONNIER Etienne	Electrochimie Electrometallurgie
	BOUCHERLE André	Chimie et Toxicologie
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
	BRAVARD Yves	Géographie
	BRISSENEAU Pierre	Physique du Solide
	BUYLE-BODIN Maurice	Electronique
	CABANAC Jean	Pathologie chirurgicale
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologie
	CALAS François	Anatomie
	CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
	CAU Gabriel	Médecine légale et Toxicologie
	CAUQUIS Georges	Chimie organique
	CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
	CHARACHON Robert	Oto-Rhino-Laryngologie
	CHATEAU Robert	Thérapeutique
	CHENE Marcel	Chimie papetière
	COEUR André	Pharmacie chimique
	CONTAMIN Robert	Clinique gynécologique
	COUDERC Pierre	Anatomie Pathologique
	CRAYA Antoine	Mécanique
Mme	DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM.	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	DESSAUX Georges	Physiologie animale
	DODU Jacques	Mécanique appliquée
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	DUCROS Pierre	Cristallographie
	DUGOIS Pierre	Clinique de Dermatologie et Syphiligraphie
	FAU René	Clinique neuro-psychiatrique
	FELICI Noël	Electrostatique
	GAGNAIRE Didier	Chimie physique
	GALLISSOT François	Mathématiques Pures
	GALVANI Octave	Mathématiques Pures
	GASTINEL Noël	Analyse numérique
	GERBER Robert	Mathématiques Pures

MM.	GIRAUD Pierre	Géologie
	KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
Mme	KOFLER Lucie	Botanique et Physiologie végétale
MM.	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
	KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	LACHARME Jean	Biologie végétale
	LATREILLE René	Chirurgie générale
	LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique
	LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
	LEDRU Jean	Clinique médicale B
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	LOUP Jean	Géographie
Mlle	LUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
	MALGRANGE Bernard	Mathématiques Pures
	MALINAS Yves	Clinique obstétricale
	MARTIN-NOEL Pierre	Seméiologie médicale
	MASSEPORT Jean	Géographie
	MAZARE Yves	Clinique médicale A
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	MOURIQUAND Claude	Histologie
	MOUSSA André	Chimie nucléaire
	NEEL Louis	Physique du Solide
	OZENDA Paul	Botanique
	PAUTHENET René	Electrotechnique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
	PERRET René	Servomécanismes
	PILLET Emile	Physique industrielle
	RASSAT André	Chimie systématique
	RENARD Michel	Thermodynamique
	REULOS René	Physique industrielle
	RINALDI Renaud	Physique
	ROGET Jean	Clinique de pédiatrie et de puériculture
	SANTON Lucien	Mécanique
	SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
	SENGEL Philippe	Zoologie
	SILBERT Robert	Mécanique des fluides
	SOUTIF Michel	Physique générale
	TANCHE Maurice	Physiologie
	TRAYNARD Philippe	Chimie générale
	VAILLAND François	Zoologie
	VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme	VERAIN Alice	Pharmacie galénique
M.	VERAIN André	Physique
Mme	VEYRET Germaine	Géographie
MM.	VEYRET Paul	Géographie
	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
	YOCOZ Jean	Physique nucléaire théorique

PROFESSEURS ASSOCIES

MM.	BULLEMER Bernhard	Physique
	RADHAKRISHNA Pidatala	Thermodynamique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM.	AUBERT Guy	Physique
	BEAUDOING André	Pédiatrie
	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques appliquées
	BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
	BONNETAIN Lucien	Chimie minérale
Mme	BONNIER Jane	Chimie générale
MM.	CARLIER Georges	Biologie végétale
	COHEN Joseph	Electrotechnique
	COUMES André	Radioélectricité
	DEPASSEL Roger	Mécanique des Fluides
	DEPORTES Charles	Chimie minérale
	DESRE Pierre	Métallurgie
	DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
	GAUTHIER Yves	Sciences biologiques
	GEINDRE Michel	Electroradiologie
	GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
	GLENAT René	Chimie organique
	HACQUES Gérard	Calcul numérique
	JANIN Bernard	Géographie
Mme	KAHANE Josette	Physique
MM.	MULLER Jean-Michel	Thérapeutique
	PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et minéralogie
	POULOUJADOFF Michel	Electrotechnique
	REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
	REVOL Michel	Urologie
	REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
	ROBERT André	Chimie papetière
	SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	SIBILLE Robert	Construction Mécanique
	SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme	SOUTIF Jeanne	Physique générale
M.	VALENTIN Jacques	Physique nucléaire

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

Mle	AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
	ALARY Josette	Chimie analytique
MM.	AMBLARD Pierre	Dermatologie
	AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
	ARMAND Yves	Chimie
	BEGUIN Claude	Chimie organique
	BELORIZKY Elie	Physique
	BENZAKEN Claude	Mathématiques Appliquées
Mme	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM.	BLIMAN Samuel	Electronique (EIE)
	BLOCH Daniel	Electrotechnique
Mme	BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM.	BOUCHET Yves	Anatomie
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques Appliquées
	BOUVARD Maurice	Mécanique des Fluides
	BRIERE Georges	Physique expérimentale

MM.	BRODEAU François	Mathématiques (IUT B)
	BRUGEL Lucien	Energétique
	BUISSON Roger	Physique
	BUTEL Jean	Orthopédie
	CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
	CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
	CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)
	CHIBON Pierre	Biologie animale
	COHEN-ADDAD Jean-Pierre	Spectrométrie physique
	COLOMB Maurice	Biochimie médicale
	CONTE René	Physique
	CROUZET Guy	Radiologie
	DURAND Francis	Métallurgie
	DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme	ETERRADOSSI Jacqueline	Physiologie
MM.	FAURE Jacques	Médecine légale
	GAVEND Michel	Pharmacologie
	GENSAC Pierre	Botanique
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	GIDON Maurice	Géologie
	GRIFFITHS Michaël	Mathématiques Appliquées
	GROULADE Joseph	Biochimie médicale
	HOLLARD Daniel	Hématologie
	HUGONOT Robert	Hygiène et Médecine préventive
	IDELMAN Simon	Physiologie animale
	IVANES Marcel	Electricité
	JALBERT Pierre	Histologie
	JOLY Jean-René	Mathématiques Pures
	JOUBERT Jean-Claude	Physique du Solide
	JULLIEN Pierre	Mathématiques Pures
	KAHANE André	Physique générale
	KUHN Gérard	Physique
Mme	LAJZEROWICZ Jeannine	Physique
MM.	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
	LANCIA Roland	Physique atomique
	LE JUNTER Noël	Electronique
	LEROY Philippe	Mathématiques
	LOISEAUX Jean-Marie	Physique Nucléaire
	LONGEQUEUE Jean-Pierre	Physique Nucléaire
	LUU DUC Cuong	Chimie Organique
	MACHE Régis	Physiologie végétale
	MAGNIN Robert	Hygiène et Médecine préventive
	MARECHAL Jean	Mécanique
	MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
	MAYNARD Roger	Physique du Solide
	MICOUD Max	Maladies infectieuses
	MOREAU René	Hydraulique (INP)
	NEGRE Robert	Mécanique
	PARAMELLE Bernard	Pneumologie
	PECCOUD François	Analyse (IUT B)
	PEFFEN René	Métallurgie
	PELMONT Jean	Physiologie animale
	PERRET Jean	Neurologie
	PERRIN Louis	Pathologie expérimentale
	PFISTER Jean-Claude	Physique du Solide
	PHELIP Xavier	Rhumatologie
Mle	PIERY Yvette	Biologie animale

MM.	RACHAIL Michel	Médecine interne
	RACINET Claude	Gynécologie et obstétrique
	RICHARD Lucien	Botanique
Mme	RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM.	ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B)
	ROUGEMONT (DE) Jacques	Neuro-Chirurgie
	STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
	STOEBNER Pierre	Anatomie pathologique
	VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques Appliquées
	VEILLON Gérard	Mathématiques Appliquées (INP)
	VIALON Pierre	Géologie
	VOOG Robert	Médecine interne
	VIROUSSOS Constantin	Radiologie
	ZADWORNÝ François	Electronique

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM.	BOUDOURIS Georges	Radioélectricité
	CHEEKE John	Thermodynamique
	GOLDSCHMIDT Hubert	Mathématiques
	YACOUD Mahmoud	Médecine légale

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

Mme	BERIEL Hélène	Physiologie
Mme	RENAUDET Jacqueline	Microbiologie

Fait le 15 Juin 1971

AVANT - P R O P O S

Lorsque, quittant la Finlande, j'ai voulu approcher un problème de cristallin dans un pays où intervienne la troisième dimension, c'est grâce à l'invitation de Monsieur le Doyen Moret que je suis arrivé à Grenoble et me suis ainsi tourné vers la géologie alpine. Les difficiles questions d'ordre matériel du début de mon séjour furent aplanies par l'intervention efficace de Monsieur le Professeur Debelmas et celle de Monsieur le Professeur Michel, qui d'autre part m'orienta vers les granites de Belledonne et fut mon Directeur de thèse.

Mon travail se transforma par la suite en recherches principalement géochimiques. J'avais besoin d'analyses, et je fus heureux que Monsieur le Professeur Giraud me mette en contact avec Monsieur le Professeur Roubault et Monsieur le Directeur de la Roche, qui ont accepté de les faire effectuer au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, où j'ai toujours trouvé un accueil charmant et des conseils éclairés.

Par ailleurs Monsieur le Professeur Giraud a été le premier lecteur et critique de mon manuscrit, auquel les discussions soulevées ont apporté de nombreuses améliorations.

Que toutes ces personnes trouvent ici l'expression de ma gratitude. Je remercie aussi tous ceux de l'Institut Dolomieu dont l'aide m'a été précieuse, en particulier Monsieur Vivier pour la priorité qu'il a bien voulu donner aux datations absolues de mes échantillons.

Mademoiselle Fayollat a consacré tous ses soins à la frappe de ce travail, lui consacrant plus que son temps. Enfin c'est à mes amis Messieurs Bernard Serra-Tosio, Gilbert Faure et Jean Aprahamian qu'est due l'exécution de l'illustration de cet ouvrage. Je suis très sensible à leur aide généreuse.

Ma femme dont la patience compréhensive ne s'est pas lassée à mesure que pourtant mon travail m'absorbait de plus en plus et me distrayait de toute vie de famille, a finalement encore voulu m'aider dans la mise au point terminale de ma thèse. Je l'associe de tout coeur à tous ceux à qui ma reconnaissance est due.

TABLE DES MATIERES

	page
INTRODUCTION	1
DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA CHAÎNE DE BELLEFONNE	4
RÉSUMÉ DES ÉTUDES PRÉCÉDENTES	7
<u>SECTION A. ÉTUDE CHIMIQUE</u>	
<u>Chapitre I. Le matériel</u>	11
<u>Chapitre II. Éléments majeurs</u>	12
1. Les "groupes chimiques". Distribution des éléments majeurs	14
2. Digression sur le système de référence à base d'aluminium	19
3. Caractérisation chimique des groupes	22
4. Relations entre les groupes chimiques	27
<u>Chapitre III. Oligoéléments</u>	31
1. Distribution des oligoéléments	31
2. Les proportions internes des oligoéléments	37
3. Oligoéléments du groupe B	42
<u>Chapitre IV. Relations entre chimisme, minéralogie et pétrographie</u>	
1. Identification pétrographique des types chimiques	44
2. Caractérisation minéralogique des groupes	53
<u>SECTION B. ÉTUDE PÉTROLOGIQUE, TECTONIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE</u>	
<u>Chapitre I. Remarques préliminaires</u>	59
1. États entropiques des roches	59
2. Réseau et diluant	62
3. Remarques sur quelques minéraux	66
a. Tectosilicates	66
b. Phyllosilicates	77
c. Inosilicates	83
<u>Chapitre II. Zones lithologiques de la Chaîne</u>	85
1. Zones latérales	86
a. Pétrographie et pétrologie	86
b. Sur la texture des schistes profonds	94
c. La question de la granitisation	98
d. Recristallisation des schistes inférieurs	108
e. Les phases métamorphiques	112

	page
2. Zone médiane	114
a. Pétrographie et conditions thermodynamiques . .	114
b. Genèse	118
c. Transformations ultérieures	125
3. Les granites	128
a. Pétrographie	128
b. Genèse	130
c. L'ensemble granite - diorite. Mise en place . .	136
<u>Chapitre III. Tectonique et géochronologie</u>	141
1. Tectonique	141
2. Géochronologie	144
<u>Chapitre IV. Essai de reconstitution historique de la Chaîne</u>	146
<u>SECTION C. COMMENTAIRES ET CONCLUSIONS</u>	155
<u>Chapitre I. Commentaires sur les migmatites et sur l'albitisation</u>	
1. Migmatites	156
2. Albitisation	158
<u>Chapitre II. Conclusions</u>	161
ANNEXE : L'ordonnance du réseau de la roche	168
BIBLIOGRAPHIE	174
LISTE DES FIGURES	181

INTRODUCTION

L'objet de ce mémoire est double. Il s'agit, d'une part, d'une tentative d'utilisation de la Géochimie - et notamment de celle des oligo-éléments - dans l'étude des relations génétiques entre les formations cristallines de la chaîne de Belladonne, d'autre part d'une reconstitution de l'histoire de ces formations depuis la phase précédant la sédimentation originelle jusqu'à l'époque où, à la suite d'épisodes métamorphiques et tectoniques successifs, elles ont acquis leur état pétrographique actuel. Cette évolution s'étend, en gros, du Précambrien supérieur au Carbonifère, soit une période de 550 millions d'années.

Initialement, le sujet de cette étude n'était pas aussi vaste. Il s'agissait d'effectuer l'étude pétrographique de l'ensemble de roches associé au granite des Sept Laux. Or, pour diverses raisons, nos recherches se sont étendues aux formations associées au granite de Saint-Colomban et aux relations génétiques entre les deux ensembles. Il est alors apparu que les méthodes précédemment utilisées ne suffisaient pas pour résoudre les problèmes pétrologiques posés. En effet, la pétrographie et la géologie structurale, très efficaces dans l'étude de chaque formation prise séparément, ainsi que dans celle des relations spatiales entre les formations, ne nous semblaient pas apporter assez de renseignements sur leurs relations génétiques.

Aussi, c'est pour remédier à cette insuffisance que nous avons entrepris une étude géochimique de la région. Ce faisant, nous avons dû abandonner des sentiers déjà tracés pour nous engager dans un domaine encore assez vierge.

Le plan de cet ouvrage reflète notre volonté délibérée de laisser d'abord se développer de façon indépendante, méthode, raisonnement, arguments géochimiques, sans tenir compte des disciplines plus anciennes et des résultats qu'elles avaient permis de dégager. Ensuite, il s'est agi de confronter ces renseignements géochimiques avec ceux fournis par les autres méthodes.

De la sorte, le présent mémoire est divisé en deux parties principales :

- étude géochimique ;

- étude pétrologique, tectonique et géochronologique.

La première partie, l'étude géochimique, traite d'abord des éléments majeurs, puis des oligo-éléments et enfin des relations entre la chimie, la minéralogie et la pétrographie de nos roches.

La seconde partie débute par trois remarques d'ordre général, dont les deux premières traduisent nos conceptions personnelles sur certains aspects fondamentaux de la Pétrologie. La partie principale de cette deuxième partie est consacrée à l'étude pétrographique et pétrologique des roches où celles-ci sont considérées dans leur cadre réel. Puis, après quelques observations ayant trait à la tectonique et à la géochronologie, cette partie se termine par un essai de reconstitution historique de la chaîne.

Le mémoire s'achève par une discussion des méthodes et des résultats obtenus, ainsi que par une comparaison de ces derniers avec ceux obtenus précédemment par d'autres auteurs sur la chaîne de Balladonne et sur les massifs cristallins externes limitrophes.

Avant d'achever cette introduction destinée à présenter sommairement notre mémoire, nous voudrions faire part au lecteur de quelques réflexions sur l'attitude adoptée dans nos recherches.

Ayant constaté la nécessité d'abandonner des sentiers déjà tracés, nous avons aussi été amené à pénétrer dans le domaine encore peu connu de la Géochimie et, par là même, à lancer diverses hypothèses parfois hardies.

Des deux démarches fondamentales de la recherche, celle de l'accumulation et de la discussion d'arguments dans le cadre de doctrines consacrées et celle du lancement d'hypothèses dont la validité devra être vérifiée ultérieurement, c'est souvent la seconde qui a été suivie. Une telle démarche n'a rien d'original ni de sensationnel quand les doctrines font défaut, quand les théories sont en train de s'élaborer.

Elle comporte inévitablement certains risques d'erreur, mais ces risques ne doivent pas, eux-mêmes, la condamner.

En définitive, notre attitude ne peut mieux être exprimée que par ces deux citations de Laurence M. GOULD :

"La vérité scientifique est dynamique, elle naît de l'erreur et n'est jamais définitive".

"On ne peut entrer dans le monde de la connaissance sans poser

des postulats qu'on appelle actes de foi dans la religion, normes ou idéaux dans la morale, hypothèses ou théories dans les sciences ; le choix de ces hypothèses ou théories ou présupposés est toujours affaire de foi."

DESCRIPTION SOMMAIRE DE LA CHAÎNE DE BELLEDONNE.

La chaîne de Belledonne (voir carte A) s'étend sur une centaine de kilomètres depuis la région de Saint-Gervais au NNE jusqu'au SSE de Grenoble, à l'Ouest du massif du Pelvoux. Cette chaîne, dont la largeur est de l'ordre de 15 à 20 km, constitue un des massifs cristallins externes des Alpes, et même probablement plus externe du point de vue structural que le massif des Aiguilles Rouges qui se situe dans la prolongation NNE de son axe d'allongement et qui en est séparé par un accident important.

Dans ce secteur septentrional, les formations de Belledonne disparaissent sous la couverture secondaire en un ennoyage péri-clinal.

L'extrémité méridionale s'ennoie également sous des terrains mésozoïques, lesquels entourent aussi la chaîne sur toute sa longueur.

L'épine dorsale de la chaîne est composée de granites et de migmatites. Il y a deux principaux massifs de granites :

- le granite des Sept Laux qui, depuis la région qui porte ce nom s'étend vers le NE jusqu'à la vallée de l'Arc ; on l'appelle aussi granite d'Epierre ;

- le granite de Saint-Colomban qui, à la bordure orientale de la chaîne apparaît non loin du village de même nom pour disparaître à la hauteur de la vallée de l'Isère.

Ces deux granites passent à des migmatites à leur terminaison septentrionale.

Outre ces deux masses principales, deux autres de moindre étendue sont encore relativement importantes :

- le granite de Beaufort et

- le granite d'Outray.

Elles se trouvent dans la partie septentrionale de la chaîne et semblent être les homologues du granite des Sept Laux pour le granite de Beaufort, et du granite de Saint-Colomban pour celui d'Outray.

Les deux masses granitiques principales renferment des fragments de roches encaissantes. Parmi ces fragments, les enclaves de diorite potassique méritent une attention particulière.

Latéralement, ces granites passent à des zones de migmatites plus ou moins embréchitiques dont le matériel migmatisé est représenté essentiellement par des gneiss encaissants. Ceux-ci renferment des intercalations de roches diverses, pour la plupart basiques, notamment des amphibolites. L'espace entre les deux granites principaux et leurs migmatites est occupé par une telle zone, gneissico-amphibolitique.

En bordure occidentale, sous la couverture secondaire, affleure une large zone de schistes cristallins ; il s'agit de mica-schistes alternant avec des schistes quartzo-feldspathiques. De petits grains d'albite ou de quartz leur donnent souvent une structure ocellaire et le mica blanc en paillettes minuscules rend la surface luisante, "matinée".

Le caractère péritique de ces schistes s'accroît progressivement de l'Est vers l'Ouest et du Sud vers le Nord.

La partie interne, proche des gneiss, renferme de nombreux corps lenticulaires de leptynites et d'amphibolites.

En bordure orientale, cette zone schisteuse n'est continue que dans la moitié septentrionale. Dans l'autre moitié, la couverture secondaire remonte plus près des granites. Ainsi elle arrive jusqu'au granite de Saint-Colomban au Sud de l'Arc, jusqu'aux migmatites sur de grandes distances entre cette rivière et Beaufort.

Le degré du métamorphisme correspond à la zone des Mica-schistes supérieurs de JUNG et ROQUES pour les parties latérales, à celle des Gneiss supérieurs pour les parties intermédiaires, tandis que les granites sont considérées comme des produits d'anatexis.

L'ensemble des schistes et des gneiss est empilé de façon assez monotone. Malgré l'absence remarquable de charnières, il semble justifié de conclure à un plissement isoclinal, probablement déversé vers l'Ouest à un stade tardif. Actuellement, on peut constater un déversement plus prononcé dans les parties occidentales, ce qui crée une structure en éventail. Le pendage est en général de l'ordre de 60° à 80° vers l'ESE. Les plis visibles pouvant être reconstitués sont trop rares pour avoir une idée d'ensemble des caractères tectoniques de ces schistes cristallins.

Les unités structurales et lithologiques de la chaîne ont inspiré aux auteurs des appellations dont les plus usitées sont les suivantes :

- Rameau externe et Rameau interne [Ch. et P. LORY]. Ces termes subdivisent les formations par rapport à un synclinal médian pincé qui s'allonge dans la zone des schistes occidentaux depuis la région de Fond de France jusqu'au Beaufortin (Synclinal médian) ;

- schistes de Saint-Hugon [TOBI]. Ces schistes correspondent au Rameau externe ;

- Formation Berlanche [KALSBECK]. Elle est composée de roches situées entre le Synclinal médian et le granite des Sept-Laux ;

- Formation Valloire [KALSBECK]. Celle-ci correspond grosso modo à la zone située entre les deux granites principaux.

Les termes précédents ne seront pas utilisés ici.

- Série satinée [P. et Cl. BORDET]. Ce terme désigne : les roches, essentiellement les micaschistes, qui bordent le granite des Sept Laux à l'Ouest et qui se trouvent à l'Ouest du Synclinal médian, dans la partie où le granite manque. Elle apparaît aussi à la bordure orientale du granite dans la région des Sept Laux et à la bordure orientale de la chaîne, entre le Col de la Madeleine et le Beaufortin ;

- Série verte [P. et Cl. BORDET]. Elle comprend toutes les roches à l'Est du granite des Sept Laux, sauf les zones appartenant à la série satinée qui viennent d'être mentionnées. Elle apparaît aussi dans la région de Chamrousse.

Le terme "série brune", créé par P. BORDET, désigne certaines formations dans la partie méridionale de la chaîne.

N'étant pas encore nettement défini, il ne sera pas utilisé ici.

RESUME DES ETUDES PRECEDENTES.

Alors que les formations sédimentaires des Alpes externes ont très tôt inspiré les géologues et ont été l'objet d'études approfondies dans les domaines de la stratigraphie, de la paléontologie et de la géologie structurale, par contre, la pétrographie des massifs cristallins n'a été abordée que tardivement. Quant aux recherches géochimiques, elles n'ont débuté qu'encore plus récemment. Parmi les études traitant de la pétrographie des roches cristallines de Belledonne, nous ne nous arrêterons qu'aux plus récentes, celles de Cl. et P. BORDET, D. DONDEY et F. KALS-BREK. Nous en donnerons ici un bref aperçu.

Pour Cl. et P. BORDET [Cl. BORDET, 1961 ; P. BORDET, 1962-1963] les matériaux originels des deux séries de schistes cristallins (verte et satinée) seraient les produits d'une sédimentation effectuée en deux phases principales : la plus ancienne aurait donné des alternances de couches d'argiles, de grès, des tufa au sein desquels se seraient mises en place des spilites et des coulées volcaniques (série verte) ; la plus récente aurait conduit au dépôt d'un flysch détritique monotone (série satinée).

L'évolution de ces deux séries, volcano-sédimentaire et sédimentaire, aurait débuté par un métamorphisme nul part profond (Micaschistes supérieurs et inférieurs), suivie d'une phase de migmatitisation et de granitisation.

La migmatitisation serait, selon Cl. BORDET, un "unique phénomène métasomatique" ayant donné lieu à des "migmatites en coupes". Cependant elle n'aurait pas le même caractère au sein des deux séries. Alors que les migmatites de la "série verte" seraient localisées dans les charnières des plis et résulteraient d'une anatexis liée au granite de Saint-Colomban, celles de la série "satinée" seraient les produits d'une métasomatose potassique in situ des schistes, sans relation directe avec le granite associé, à savoir celui des Sept Laux. Cette interprétation est fondée sur la position des migmatites par rapport aux plis et sur des ressemblances pétrographiques et chimiques. Ainsi les deux ensembles migmatitiques joueraient des rôles différents dans le développement du massif ; les migmatites de la "série verte" seraient chimique-

ment apparentées au granite, tandis que les migmatites de la "série satinée" seraient plutôt apparentées aux schistes*. Les migmatites de la "série verte" seraient synchroniques mais antérieures aux plissements des schistes, alors que celles de la "série satinée" se seraient formées avant la montée du granite et auraient été ultérieurement pincées avec celui-ci dans les charnières, lors des plissements. Par conséquent (si nous avons bien compris l'auteur), les schistes de la "série verte" auraient été plissés sur un socle préexistant de granite et de migmatite (p. 124), alors que ceux de l'autre série auraient été plissés ensemble avec les migmatites et un granite encore souple.

Les deux granites, celui de Saint-Colomban et celui des Sept Laux, seraient d'origine commune, de caractère (en gros) semblable, mais la mise en place du premier aurait précédé celle du second.

Après cette suite de migmatitisation, granitisation et tectonisation (écrasement, plissement) se produirait une rétro-morphose avec albitisation, chloritisation et développement de calcite, épidote, sphène etc. Les roches ainsi transformées auraient ensuite subi un écrasement tardif, par endroit, jusqu'à la mylonitisation avec ^{néo} formation de minéraux phylliteux et recristallisation de quartz.

L'orogénèse alpine aurait affecté ce socle cristallin et serait caractérisée par des "mouvements différentiels essentiellement verticaux" donnant lieu à deux types de structure, séparés par le Synclinal médian.

En section transversale, le Rameau externe (occidental) présenterait la forme d'une demi-voûte montant vers le Rameau interne (oriental) qui, en forme d'éventail subvertical, s'appuierait contre la voûte.

Bien que les investigations des auteurs cités aient porté sur la totalité de la chaîne, l'ouvrage de base [Cl. BORDET, 1961] traite essentiellement de la partie septentrionale, à savoir celle qui s'étend au Nord de la vallée de l'Arc. La partie se trouvant au Sud de cette vallée a été étudiée avec moins de détail. Deux ouvrages comblent partiellement cette lacune : l'étude de D. DONDEY

* Les analyses données par Cl. BORDET [1961] montrent un passage progressif des migmatites de la "série verte" au granite de Saint Colomban : ce seraient des embréchites. Par contre, les migmatites de la "série satinée", plus ferromagnésiennes, passeraient progressivement aux ectinites ; il y aurait eu une métasomatose caractérisée par apport de K et départ de Mg et Fe, peut-être Ca.

[1960] porte sur la coupe Allevard - Saint Etienne de Cuines et celle de F. KALSBECK [1962] s'étend le long du versant ouest depuis Combe Madame (Fond de France) jusqu'à Pinsot. On peut dire qu'en gros ces deux études se complètent.

En ce qui concerne l'origine des diverses roches, ces deux derniers auteurs sont grosso modo d'accord entre eux et avec P. et Cl. BORDET. Les divergences d'opinion apparaissent toutefois au sujet des amphibolites de la "série satinée" qui, pour Cl. et P. BORDET et F. KALSBECK sont des sédiments d'origine volcanique, alors que, d'après DONDEY, elles représenteraient le front caféiné de la migmatisation métasomatique.

C'est au sujet de l'évolution de la chaîne que les opinions divergent le plus. Même si tous les auteurs cités sont d'accord sur les grandes lignes, à savoir qu'un métamorphisme régional constitue la première phase, que des événements tectoniques ont favorisé l'intrusion des granites, ceux-ci ayant eu leur part dans la migmatisation, qu'une rétro-morphose et une tectonique cassante achèvent l'évolution du Cristallin, l'accord n'est pas aussi complet concernant l'importance et la succession des événements partiels, à l'intérieur de cette évolution.

Il a été mentionné que P. et Cl. BORDET distinguent la migmatisation relativement diffuse de la "série satinée" de celle, plus embréchitique, de la "série verte" [Cl. BORDET, op. cit. pp. 53, 74]. Chez DONDEY, la migmatisation se ferait de la même façon dans les deux séries, mais celle de la "série verte" serait plus poussée. Le caractère primordial de la migmatisation des deux séries serait, selon ce dernier, celui d'une métasomatose.

L'ordre de montée des granites est le même pour tous les auteurs cités, le granite de Saint Colomban s'introduisant le premier.

A propos des migmatites, il convient de noter un élément intéressant qu'apporte KALSBECK quant à la nature des roches mylonitisées dans la zone migmatique située à l'Ouest du granite des Sept Leux. En effet, cette zone devrait son aspect migmatitique à un écrasement d'intensité progressive à partir d'une zone granodioritique, à la bordure du granite vers les schistes extérieurs. Les produits étant successivement : granodiorite écrasée - gneiss coillé - schiste micacé - phyllonite.

Les grands plissements qui jouent un rôle important dans l'interprétation de Cl. et P. BORDET, n'ont pas été reconnus par DONDEY et KALSBECK qui, eux, avouent n'avoir pas vu de charnières.

DONDEY, hésitant entre un pur serrage et un plissement du genre anticlinorium-synclinorium peu net, finit par les combiner, tandis que KALSBECK n'y voit que des plissements isoclinaux sans grande envergure. Ces plissements locaux se seraient produits après chacune des deux phases de métamorphisme progressif. Car KALSBECK discerne deux phases : la première, d'âge inconnu et ultérieurement presque totalement oblitérée, aurait eu lieu dans des conditions de température élevée (faciès amphibolite) et la seconde se serait déroulée dans des conditions de température moyenne.

La rétro-morphose qui se manifeste dans toutes les formations est encore incluse dans les événements hercyniens, d'après Cl. BORDET et KALSBECK, alors que DONDEY la met en rapport avec les événements alpins.

Les auteurs cités associent volontiers une albitisation des formations cristallines à cette phase de rétro-morphose. Le bien-fondé d'une telle hypothèse sera étudié au cours de notre étude.

Il ressort de cette revue qu'il reste un certain nombre de questions ouvertes. Or, tout effort de trancher ces questions par les mêmes moyens qu'avaient utilisés les auteurs cités paraissant infructueux, et les divergences d'opinion paraissant dues à l'insuffisance des techniques employées, ceci nous a amené à utiliser un nouvel outil : la géochimie moderne.

Dans les ouvrages cités, nous avons trouvé en tout 42* analyse de teneurs en éléments majeurs effectuées sur un matériel assez hétérogène. Le nombre étant bien modeste par rapport aux dimensions de la chaîne, 203 analyses - nombre encore insuffisant - ont été ajoutées en vue d'une plus grande certitude.

Les pages suivantes vont donc être consacrées essentiellement à l'interprétation géochimique des données fournies par ces analyses.

* 18 chez Cl. BORDET, 23 chez KALSBECK et 1 chez DONDEY

SECTION A.

ETUDE CHIMIQUE.

Le but initial de l'étude chimique était d'établir les parentés entre les diverses unités lithologiques, en utilisant un certain nombre d'oligo-éléments comme "fossiles caractéristiques".

Ce programme a été ultérieurement élargi et a porté aussi sur les éléments majeurs. Ce complément important a permis un meilleur groupement des roches.

CHAPITRE I.-

LE MATERIEL

Les 203 échantillons ont été analysés par spectrométrie photoélectrique avec le quantomètre A.R.L. du Centre de recherches pétrographiques et géochimiques à Vandœuvre-lès-Nancy.

Les éléments suivants ont été dosés :

Si, Al, Fe total, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, B, Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ga, Ni, Pb, Sc, Sr, V, Yb (sur une partie), Zn, Zr (sur une partie).

Le matériel analysé ne satisfait pas aux exigences d'une étude complète. Ceci est dû au fait qu'au début, cette étude était fondée sur l'emploi essentiel des méthodes pétrographiques, complétées par quelques données géochimiques. Les problèmes se multipliant, l'appui de la géochimie s'est imposé avec davantage de rigueur. L'échantillonnage en est marqué ; de nature "pétrographique" au début, il est devenu de plus en plus "géochimique" vers la fin des investigations. Cependant les résultats paraissent plus homogènes qu'on ~~le fait~~ en droit de les pérorer. Les échantillons représentent 21 coupes, dont 7 au Nord de l'Arc, le reste au Sud. Toutes les coupes ne se valent pas : certaines sont assez complètes à travers tout le Cristallin ; d'autres, tout en s'étendant d'un bord à l'autre, sont affectées de lacunes ; d'autres encore viennent combler des lacunes. La répartition des échantillons ressort des cartes*).

La distribution par types pétrographiques est la suivante :

granites	41
micas-gneiss	45
micaschistes	24
schistes quart- zo-feldspathi- ques	22
amphibolites	20
leptynites, an- ciennes roches pyroclastiques	8
diorites	20
roches intermédia- ires et particulie- res	23

Dans l'étude géochimique, peu d'attention sera portée à la

roche en tant que formation lithologique. De même, les considérations minéralogiques, telles que paragenèses, faciès métamorphiques, transformations minéralogiques, etc... n'entreront en jeu que de façon très marginale et complémentaire.

Le traitement statistique se limite à des calculs de corrélation par ordinateur et quelques calculs classiques. Des deux séries de corrélations traitées par ordinateur, celle qui comprend la totalité des échantillons (203) est défectueuse en ce qui concerne les éléments de trave par suite d'erreurs auxquelles nous n'avons pu remédier n'ayant pas eu d'ordinateur à votre disposition.

L'autre série, comportant 140 échantillons, fournit des indications sur les corrélations totales et partielles des roches généralement considérées d'origine ignée ou anatectique. Les schistes y sont absents. Cela n'est pas gênant, car il ne s'agit là que d'une mesure d'inter-relations sans rapport avec une roche donnée. C'est d'autant moins important que nous avons ajouté des calculs partiels de corrélations entre certains éléments dans les groupes-types.

Les lacunes graves concernant les distributions et les limites de confiance. Ainsi il n'a pas été possible d'effectuer un contrôle mathématique de ce que nous avançons en nous appuyant sur les seules méthodes graphiques, faute d'appareil de calcul approprié.

CHAPITRE II. -- ELEMENTS MAJEURS.

1. LES "GROUPES CHIMIQUES"

DISTRIBUTION DES ELEMENTS MAJEURS

L'objet de ce chapitre n'est autre que le regroupement des échantillons analysés qui, à cause de leur nombre important, ne peuvent être considérés individuellement. Le procédé consiste en une simple délimitation géométrique en partant d'un diagramme à pouvoir de discrimination convenable et en vérifiant ensuite la cohérence des groupes ainsi formés à l'aide de diagrammes différents.

Cette opération est donc seulement un rangement et aucunement une interprétation.

Certains de ces diagrammes seront plus tard repris pour servir à des caractérisations chimico-minéralogiques (chap. A, IV, 2).

Un premier groupement de ces échantillons a été basé sur le diagramme PAR 02 : 3 de H. de la ROCHE [1965]⁶ où la distribution se fait sur un triangle en fonction des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et de la somme Fe-ox. total (en Fe_2O_3) + CaO + TiO_2 . Comme, selon cet auteur, la relation entre SiO_2 et la somme des autres oxydes mentionnés est peu variable parmi toutes les roches communes **, cette loi empirique a été appliquée ici, l'erreur introduite sur certaines roches étant sans importance.

Dans ce diagramme (fig. 4), cinq ensembles dessinent un X incliné : le groupe Q forme une barre avec le groupe P, en passant par le groupe de croisement G, et le groupe A forme l'autre barre avec le groupe B.

La comparaison avec le diagramme schématique de de la ROCHE [op. cit., fig. 6] suggère qu'il s'agit d'une suite sédimentaire (Q, G, P) et d'une suite ignée (A, G, B). Le groupe G constitue un carrefour où l'on peut s'attendre à trouver des représentantes des deux suites.

** La relation est : $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe-ox. tot.} + \text{CaO} + \text{TiO}_2 = \text{K}$
(100-S). K varie pour nos échantillons de
0,63 à 0,78.

(Dans ce qui suit, la construction et les caractéristiques des diagrammes de H. de la ROCHE seront considérées comme connues).

Ce groupement en A, B, G, P et Q n'a de signification que si les groupes possèdent aussi une permanence satisfaisante dans d'autres combinaisons d'éléments ou d'oxydes, autrement dit si les groupes sont affectés d'une discrimination significative. La vérification de ceci, bien que possible à l'aide de fonctions de discrimination, ne sera faite, pour raison de simplicité, qu'avec l'appui de diagrammes.

Le diagramme minéralogique double en abscisse K (Na + Ca) et ordonnée descendante de Fe + Mg + Si de H. de la Roche [1964] est représenté sur la figure 5. L'alcalinité, qui dans le diagramme original est donnée en chiffres correspondant à un axe vertical, peut être ici traduite en abscisse dans le diagramme supplémentaire PAR 01 : 3 bis (fig. 6), l'ordonnée représentant le rapport $Q/P + 300$. Toutes les valeurs, dans ces diagrammes, sont données en équivalents cationiques (milliatomes).

Si A et G se chevauchent en bas du diagramme PAR 01 : 3, ils ne le font plus en haut et inversement pour A et Q. G est donc plus ferromagnésien que A et Q est plus quartzéux ; le caractère potassique est un peu plus marqué dans A que dans les autres. P et B sont bien individualisés. A noter la position perpendiculaire des alignements P-Q et B-A dans la partie inférieure du diagramme.

Dans le diagramme PAR 01 : 5 (fig. 7), imaginé par H. de la ROCHE [1968a], avec $Al/3^{-Na}$ en abscisse, $Al/3^{-K}$ en ordonnée, les groupes B et P sont bien différenciés. Il n'en est pas de même des autres. Les chevauchements sont causés par le groupe G, le groupe "carréfour". On note les positions "alumineuses" de P et B et celle "peu alumineuse" de A. Les diagrammes précédents expliquent ces traits. On voit en effet que P est riche en aluminium alors que B est pauvre en métaux alcalins, alors que A est riche en ces éléments sans être pauvre en aluminium.

Ces traits sont encore illustrés dans le diagramme PAR 02 : 2 (figure 8), dû à NOCKOLDS et ALLEN [1953]. Ce triangle en atomes de K, Na et Ca sépare P de B. Les groupes A, G et Q se révèlent très proches en ce qui concerne les proportions de ces éléments, mis à part quelques roches plus calciques de G. Mais il est question de proportions et non pas de teneurs (voir diagr. PAR 01 : 3 bis, fig. 6).

Le caractère magnésien (par rapport aux métaux alcalins) ressort du diagramme PAR 02 : 4, emprunté à de la ROCHE [1955 a], figure 9. Les groupes A, G et Q s'y séparent plus ou moins. Ils

sont encore mieux séparés par leur caractère ferromagnésien, illustré par le diagramme PAR 02 : 1 (fig. 10), d'après NOCKOLDS et ALLEN (1953). Il apparaît que le rapport Fe/Mg demeure assez invariable, le fer l'emportant sur le magnésium.

Il résulte de l'interprétation de ces diagrammes que les groupes A, G et Q se chevauchent partiellement et même se confondent parfois. Ce fait conduit facilement à la conclusion qu'ils sont mal individualisés. Cependant, il n'en est pas ainsi, car ils se distinguent par des propriétés importantes. Par exemple, dans les groupes A et Q, si les rapports entre K, Na et Ca sont sensiblement identiques, ce qui ressort des diagrammes 01 : 3, 01 : 5, 02 : 2, et 02 : 4, il n'en est pas de même des teneurs, comme cela a été souligné plus haut.

Les groupes A, B, G, P et Q possédant une cohésion nette dans tous les diagrammes, et leurs chevauchements étant dus à des causes qui ne permettent pas de les confondre, il semble justifié de les traiter d'ensembles individualisés, de discrimination suffisante pour une étude basée sur leurs moyennes.

La distribution des cations majeurs dans l'ensemble du matériel n'a été étudiée que graphiquement, sans contrôle statistique.

Étant donné qu'une matrice close ne se laisse pas traduire par une fonction continue (SHAW, 1961 ; CHATES, 1962), les valeurs basées sur une unité de roche à nombre fixe d'atomes d'aluminium ont été préférées aux pourcentages pondérés. Il n'est pas pour cela prétendu que la distribution soit conforme à telle ou telle loi. Il ne s'agit que d'approximations, la distribution étant plus conforme à telle loi qu'à telle autre, encore que nous ne prenions en considération que la loi normale et la loi lognormale, malgré les recommandations d'ORTELL (1969).

En effet, la distribution n'apparaît pas appropriée à cause des valeurs assez élevées d'écart-types relatifs (C = coefficients de variation) :

% oxydes : $C_{K_2O} = 0,51$; $C_{Na_2O} = 0,41$; $C_{CaO} = 1,32$; $C_{MgO} = 0,80$;
 $C_{Fe_2O_3} = 0,68$.

X/Al : $C_K = 0,31$; $C_{Na} = 0,27$; $C_{Ca} = 0,58$; $C_{Mg} = 0,35$; $C_{Fe} = 0,28$.

La distribution β n'a pas été prise en considération à cause des calculs qui auraient été nécessaires.

Celle de Poisson n'est pas appropriée non plus. Les valeurs de C ci-dessus inciteraient à appliquer la loi lognormale dans la plupart des cas. Nous verrons que, malgré ces valeurs, la loi nor-

mais paraît souvent donner une meilleure interprétation.

En fait, si on se base sur les coefficients de variation, ce n'est que pour Si et Al que les lois normale et lognormale seraient équivalentes ($C_{SiO_2} = 0,18$; $C_{Al_2O_3} = 0,20$).

De fin à compte, les lois normale et lognormale ont été préférées pour la distribution.

Après examen par rapport à la droite d'Henry, la distribution approximative des éléments se présente comme suit : K : normale ou affectée d'un faible biais positif dans tous les groupes.

Dans le groupe A il y a une légère leptocurtose.

H_2 : Normale dans P, Q et B_1 (sous-groupe de B ; voir plus loin), lognormale positive dans A, G et B_2 . Il y a platycurtose dans P et leptocurtose dans A.

Ca : Normale dans tous les groupes sauf dans P où elle est lognormale positive. La distribution dans Q et G est en escalier.

Mg : Normale dans G et A, faible biais positif dans P, Q et B.

Fe : Normale ou presque (faible biais positif) dans tous les groupes sauf B, où elle est carrément lognormale positive.

En somme, il apparaît que la distribution de ces éléments peut être considérée normale dans tous les groupes, à quelques exceptions près. Ces exceptions ne permettent pas d'établir un lien sûr entre la forme de la distribution et la teneur ; ainsi un biais positif peut être associé à une forte teneur aussi bien qu'à une faible.

BERENS a plutôt trouvé un biais positif là où nous avons une distribution normale, même si chez nous la tendance est positive, plutôt que négative. La distribution du potassium n'est pas lognormale négative dans nos granites (groupes A), mais elle est déformée. C'est éventuellement une conséquence de juxtaposition. L'accord avec BERENS est, à part cela, assez bon [BERENS, 1954, 1963 a et b, 1966].

Dans la première partie de ce chapitre, nous avons vu que les points figuratifs des échantillons analysés peuvent être distribués en cinq groupes majeurs : P, Q, G, A et B.

Chacun de ces groupes renferme des roches de type pétrographique et d'origine distincte. Comme chaque groupe peut contenir plus d'une roche-type et que nous voulons les séparer les uns des autres, nous devons diviser ces groupes en sous-groupes. Pour concrétiser la discussion, nous procéderons à une brève présentation des roches-types et des sous-groupes, réservant les détails pour le chapitre sur la genèse.

GROUPE P (de phyllites).

Type principal : micaschiste le plus souvent à muscovite, mais parfois à deux micas ; chlorite, albite et quartz.

Sous-groupe S : L'albite est, même en dehors des rubans de mica, en grains ronds à inclusions de quartz en gouttelettes. Elle contient souvent des traînées de poudre noire, plus ou moins sinuées. Les micas se dispersent en lits épais, assez réguliers.

SOUS-GROUPE P'. L'albite est recristallisée et ne contient plus de gouttelettes de quartz ni de traînées de poudre noire. Les lits micacés sont irréguliers, discontinus et plutôt minces.

GROUPE Q (de roches quartzueuses).

Type principal. Schistes riches en albite et quartz, avec muscovite, parfois à deux micas, et chlorite. Ces roches sont (ainsi que le montrent les diagrammes PAR 02 : 3 et PAR 01 : 3), nettement plus quartzo-feldspathiques et moins micacées que les membres du groupe P.

Sous-groupe T. L'albite ressemble à celle du sous-groupe S ; elle est arrondie et contient beaucoup d'inclusions, mais moins souvent des traînées de poudre noire.

Sous-groupe Q'. L'albite est recristallisée ; la structure est très variable, le litage irrégulier.

On voit qu'il y a correspondance entre les sous-groupes de P et de Q : S correspond à T et P' à Q'. Le dernier couple est plus métamorphisé que le premier.

GROUPE G (de gneiss).

Type principal : Gneiss à deux micas à albite ou à oligoclase, souvent coëllée.

Sous-groupe GY : Granites associés, de même composition chimique que les gneiss.

GROUPE A (de roches guides).

Type principal A₁ : granites à muscovite à deux micas, à albite, moins fréquemment à oligoclase.

Sous-groupe Ag : gneiss associés de même composition chimique que les granites.

Sous-groupe Ar : Leptynites, anciens produits volcaniques.

Groupe B (de roches basiques).

Type principal B₁ : Amphibolites.

Sous-groupe B₂ : Diorites quartziques et potassiques.

2. DIGRESSION SUR LE SYSTEME DE REFERENCE A BASE D' ALUMINIUM

La différence fondamentale entre les roches ^{à matériel} allochtones et les roches ^{à matériel} autochtones réside, à notre avis, dans le fait que les premières, par déplacement du matériel constitutif, ont détruit leur système de référence, alors que les dernières subissent leurs transformations à l'intérieur de ce système. Nous ne disons pas qu'il ne serait pas possible de choisir un système de référence dans les roches allochtones, au contraire, il est préférable de le faire, mais le système a été recréé d'une nouvelle façon pendant les déplacements. Ceci concerne *surtout* les roches sédimentaires, moins les roches intrusives et effusives.

Tout ensemble permet le choix d'un système de référence, et ce choix est libre. C'est une question pragmatique. Par le principe du relativisme, ce système est indépendant de ses déplacements par rapport à d'autres systèmes de référence, tant qu'il est considéré intrinsèque et qu'il ne subit pas de modifications internes qui changent son principe.

Dans un ensemble de constituants divers, nous pouvons par exemple choisir un des constituants comme base du système de référence et rapporter les autres à celui-ci, soit quantitativement et indépendamment de toute configuration, soit géométriquement en considérant leurs positions relatives à la configuration et à la distribution du constituant de référence.

Dans la géochimie, les systèmes de référence utilisés (volume et poids) sont indépendants :

- 1° du système spatial extérieur ;
- 2° de toute configuration; ~~et~~
- 3° du degré de dépendance du contenu d'un système interne défini en termes des constituants. ~~Naturellement d'autres systèmes peuvent être utilisés.~~

Dans l'optique qui sera adoptée ici, les propriétés et les relations chimiques des roches ne se laissent pas traduire de façon adéquate en termes de systèmes de référence pondérale ou volumétrique, les diluants y entrant au même titre que les autres constituants. A notre avis, ceci amène l'inconvénient d'une

minimisation de l'importance des constituants qui déterminent le caractère "intrinsèque" de la roche, c'est-à-dire de ceux qui n'y sont pas en tant que diluants. De même, en classifiant les roches selon leur contenu de silice, comme cela a été fait, on se base sur un diluant qui est aussi un des constituants les plus mobiles (tant qu'il n'est pas combiné dans les minéraux).

Dans les deux cas le système est plus ouvert que s'il était fondé sur un constituant relativement peu mobile.

Par contre, l'aluminium est un élément qui, à notre avis, remplirait les conditions recherchées : // être présent dans la plupart des roches cristallines et // être peu mobile.

En choisissant l'aluminium comme élément de référence, on ne ferait que sanctionner la position-cle déjà attribuée à cet élément. Le calcul des normes de NIGGLI en fournit un exemple. A la rigueur, le calcul des composants de base consiste en ceci :

1. Distribution des éléments majeurs K, Na, Ca, Mg et Fe sur l'aluminium dans l'ordre d'énumération, jusqu'à consommation maximale de cet élément.

2. Formation des minéraux dépourvus d'aluminium avec les restants de l'opération précédente, ainsi qu'avec le reste des éléments dosés.

L'aluminium pourrait donc, selon notre opinion, servir d'élément de référence ~~pour~~ auquel seraient rapportés les autres éléments, par exemple en utilisant une unité basée sur un nombre fixe d'atomes d'aluminium comme système de référence. Il convient de souligner que ceci n'équivaut pas à la constitution de minéraux silico-alumineux, les minéraux n'étant nullement impliqués dans la caractérisation du système. (Si nous avons cité les normes de NIGGLI, ce n'est que pour donner un exemple du rôle primordial que joue cet élément dans la constitution de la roche).

Un tel système serait particulièrement adapté à la caractérisation et à la description évolutive chimiques des roches ignées et métamorphiques, mais il pourrait aussi servir à la caractérisation des roches sédimentaires à condition qu'on tienne compte du fait - déjà souligné - que le système de référence est détruit par l'érosion et que ceci amène une discontinuité dans l'évolution chimique.

Nous n'avons visé que le phénomène concernant le chimisme des roches.

L'application de ce système de référence au niveau des minéraux aurait peut-être aussi des avantages. Selon une étude récente [LOBERG, in FISHER, 1970], il apparaît que seul l'aluminium demeure immobile lors d'une ségrégation métasomatique entre noyau et auréole d'un minéral. Il nous paraîtrait logique de déterminer ces migrations par rapport à l'aluminium.

Nous tenons à souligner que nous ne proposons pas le remplacement des systèmes utilisés à présent par ce nouveau système à base d'aluminium, mais que nous considérons celui-ci comme un complément des autres. En effet, les résultats des analyses d'une roche contiennent (dans le sens logique) a priori toutes les déductions possibles dans tous les systèmes de référence qui se basent sur elles. Au point de vue logique, ces déductions n'apportent rien de nouveau. Si un système semble mieux adapté qu'un autre ce n'est que parce que nous cherchons des biais vers des buts particuliers.

Qu'on nous permette, pour élucider ceci, d'emprunter une parallèle du domaine de la sociologie. Nous pourrions par exemple dire que l'étude faite dans le domaine pondéral correspond à l'étude territoriale, alors que celle fondée sur la cellule unitaire de l'aluminium correspond à l'étude structurale. Le choix du système doit donc être dicté par le genre d'étude qu'on se propose de faire.

Nos points de vue sont fondés sur des considérations particulières sur le réseau cristallin de la roche et le rôle des phases qui y entrent en tant que diluants. Ces considérations, dont la lecture est souhaitable pour la compréhension de nos conceptions pétrologiques, sont exposées dans le ~~chapitre I et II~~ chapitre B12 et l'Annexe 1.

3. CARACTERISATION CHIMIQUE DES GROUPES.

Le caractère général de l'ensemble de tous les groupes ressort de deux diagrammes de variation, E 06 : 31 (fig. 11) et E 06 : 12 (fig. 12). Les principes énoncés dans les considérations précédentes sur le silicium et l'aluminium ont été appliqués dans la confection de ces diagrammes.

Ainsi, E6 : 31 est un diagramme de NIGGLI, à ceci près qu'à la place de "si" comme axe de répartition, ~~2~~ on trouvera "si'" ou - ce qui revient au même - "alk". Il est en effet naturel que ~~le~~ SiO_2 total ne pourra servir de valeur de référence si le quartz est considéré comme un constituant mobile. Dans ce cas la répartition doit se faire plutôt selon les valeurs de la silice retenue dans les structures des autres minéraux^{*)}. L'autre diagramme - E 06 : 12 - présente les teneurs des éléments par rapport à l'aluminium, celui-ci gardé constant. Ces teneurs sont exprimées en équivalents cationiques (milliatomes) avec Al = 1 000.

Le groupe A est de caractère nettement sodique, tout en étant assez riche en potassium et en silicium. Par contre, les éléments calciques présentent des teneurs faibles, le magnésium et le fer ~~ayant~~ des teneurs moyennes égales. La teneur en calcium, quoique faible, est pourtant plus élevée que dans les groupes G, P et Q. La somme de tous les éléments majeurs, sauf le silicium et l'aluminium, désignée par ΣI , atteint environ 900 ; elle est donc proche de la valeur de base de l'aluminium. Cette somme augmentée ~~de~~ du silicium, ~~atteint~~ ΣII , atteint environ 5 000, donc 5 fois l'aluminium. Ces sommes expriment donc respectivement "l'encombrement métallique" et "l'encombrement total" par rapport au contenu d'aluminium.

Le rapport $E \Sigma II / \Sigma I$ ^{*)} mesure le degré siliceux de la roche. Comme ce rapport est de 4 pour les feldspaths alcalins et la muscovite, 3 pour l'anorthite, environ 2 pour la hornblende, 1,5-2 pour la biotite et la chlorite, une roche ordinaire privée de son quartz libre aurait une valeur de $\Sigma II / \Sigma I$ comprise entre

*) Les moyens typographiques dont nous disposons nous obligent d'y faire des regroupements de valeurs.

**) Nous aurions pu aussi bien choisir $\text{Si} / \Sigma I$, mais nous préférons la grandeur ~~la~~ moins sensible.

2,5 et 3,5. Admettons 3 comme valeur acceptable. Les roches où ce rapport excède nettement 3,5 sont siliceuses, ou bien parce qu'elles se composent essentiellement de minéraux siliceux, ~~avec~~ avec peu ou pas de minéraux ~~siliceux~~ mélanocrates, ou bien parce qu'elles contiennent une bonne portion de quartz libre. Par contre, si ce rapport est nettement inférieur à 2,5, la roche est sub-siliceuse, c'est-à-dire soit mélanocrate, soit non saturée. Nous pensons qu'il s'agit là d'un critère commode. (Dans le groupe A, le rapport est de 5,5, ce qui indique qu'il rassemble des roches très siliceuses.

Le groupe G, par rapport à A, s'enrichit en éléments ferromagnésiens au détriment des alcalins, notamment du sodium. Les alcalins dominent pourtant encore légèrement. Il y a une faible diminution du silicium et du calcium. ξI ne change pas, mais ξII diminue un peu, ce qui abaisse le rapport $\xi I / \xi II$ à 5,1.

Dans le groupe B, ~~il~~ il y a trois fois plus d'éléments ferromagnésiens que d'alcalins. Le calcium qui, dans les groupes précédents était faiblement représenté, est du même ordre de grandeur que les ferromagnésiens et le sodium. Il y a peu de potassium. Le silicium est représenté par 2 750, $\xi I = 1 750$, $\xi II = 4 500$ et $\xi II / \xi I = 2,5$.

Le groupe Q. C'est le groupe siliceux, ce qui s'exprime par $Si = 6 500$; $\xi II / \xi I = 8,2$. Cependant ξI ne change pas par rapport aux groupes A et G (900). $\xi II = 7 400$; c'est donc un groupe très "encombré" par le silicium.

Les éléments alcalins prennent là encore le dessus sur les ferromagnésiens, le sodium dominant fortement sur le potassium. Tout comme dans le groupe G, le fer est mieux représenté que le magnésium, mais leur total est moindre, tandis que la teneur en calcium est la même. Bref, le rapport alcalins/CFM* augmente par rapport au groupe G.

Le groupe P, enfin, ~~est le groupe siliceux de la famille~~. C'est le potassium qui le caractérise, puis viennent, par ordre d'abondance, le fer, le magnésium, le sodium et le calcium. La somme des caténiques est égale à celle du groupe Q - cela a été dit à propos de l'aluminium. Celle des alcalins ne diffère pres-

* Ca, Fe, Mg.

que pas de la somme des catémiques. $\epsilon I = 730$, $\epsilon II = 3\ 000$ et $\epsilon II/\epsilon I = 4,1$. En résumé :

TABLEAU I.-

Moyennes des groupes en pourcentage d'oxydes.

Groupe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe-Ox	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
A	71	15,0	1,64	0,9	1,1	4,2	3,9
G	67	15,4	5,15	2,2	0,71	2,55	3,27
B _α	51	15,6	10,5	5,65	8,4	3,15	1,12
B _δ	51	15,8	8,7	6,25	6,9	3,38	2,57
Q	78,5	10,2	2,82	1,02	0,48	2,07	2,0
P	57	21	6,45	2,32	0,53	1,44	5,22

TABLEAU II.-

Groupe	Alc	FM	CFM/Alc	ϵI	ϵII	$\epsilon II/\epsilon I$
A	Na > K	Fe ~ Mg	0,3	900	5 000	5,5
G	"	Fe > Mg	0,8	"	4 600	5,1
B _α B _δ	"	Mg > Fe	{ 3,3 2,5	1 750	4 500	2,6
Q	"	Fe > Mg	0,6	900	7 400	8,2
P	K > Na	"	~1	730	3 000	4,1

Les valeurs de NIGGLI du tableau ci-dessous n'ont pas été calculées, mais déterminées graphiquement en faisant les estimations suivantes :

1. Valeur médiane de si'
2. Valeur de la ligne droite d'interprétation des valeurs discrètes (ligne de tendance) à l'endroit correspondant à la valeur de si'.

Ces valeurs diffèrent peu des valeurs moyennes.

Tableau .

	Si ¹	Si	Al	Fe	Ca	alk	K	Mg
A	280	380	46	16	5	33	0.36	0.50
G	182	300	30	33	7	20	0.36	0.47
α B _g	143	130	23	43	22	11	{ 0.18 0.32	{ 0.50 0.60
Q	194	550	42	28	7	23	0.43	0.43
P	170	200	42	33	3	18	0.70	0.40

Avant de terminer ce chapitre, nous présenterons un point de vue nouveau sur la signification des écarts-types de la distribution des éléments dans la roche. Il s'agit d'une hypothèse de travail.

SIGNIFICATION DES ÉCARTS-TYPES.

La tendance des oligo-éléments à réaliser une distribution log-normale contrairement aux éléments majeurs dont la distribution est plutôt normale, évoque l'idée d'une dépendance entre l'écart-type relatif et la moyenne. On s'aperçoit, en effet, que l'écart-type des différents éléments, pris par rapport à l'aluminium, sont groupés autour de certaines valeurs discrètes. Ceci ressort du diagramme E 06 : 91a-d (fig. 13 a - d.), où les tenneurs moyennes sont portées en ordonnées et les écarts-type relatifs en abscisses. Les lignes diagonales visualisent alors les écarts-type absolus.

Nous considérons de façon subjective qu'un point situé particulièrement loin d'une valeur attendue reflète un comportement anormal, par exemple en raison d'une mobilité excessive, d'un agent conservateur, d'un apport etc.

Il sera procédé à un examen de ces particularités dans les groupes P, Q, G₂ et A_g. Les compositions de ces roches, rapportées à l'aluminium, sont données sur les diagrammes E 06 : 61-65 (fig. 14-18), leurs moyennes par groupe dans E 06 : 2 (fig. 19

Dans le diagramme E 06 : 91, l'oeil est attiré par les posi-

tions isolées de Na et Si du groupe Q, alors que ces éléments sont plus près des autres dans le groupe P. On a l'impression que, dans Q, ils sont plus dispersés que la teneur moyenne ne le justifie. D'autre part, la corrélation entre ces deux éléments est plus nette dans le groupe Q que dans P, à en juger par les diagrammes des teneurs E 06 : 61 et E 06 : 62.

Par opposition, le groupe P fait voir un écart très modeste à l'endroit du potassium.

Nous attribuons ces traits aux différences de proportions de minéraux silico-alumineux. (Ici, il s'agirait donc d'un phénomène minéralogique). Le faible écart de potassium dans le groupe P serait, à notre avis, dû à la richesse en muscovite amenant une distribution monotone du potassium sur l'aluminium. Par contre, la distribution des éléments sur l'aluminium est plus variée dans le groupe Q, notamment à l'endroit du sodium et du silicium, ce qui témoigne d'une variabilité de proportions d'albite et de muscovite.

Dans le groupe G, ^{E 06 : 91 C,} on retrouve la position isolée du sodium. Mais ne serait-ce pas ici une conséquence de la proximité du groupe A sous-jacent ? Remarquons aussi que la corrélation entre les éléments caféiniques est nettement plus ferme dans ce groupe que dans les groupes précédents (dans le groupe Q elle est même négative).

Les granites du groupe A se divisent en deux suites, selon leur appartenance au granite des Sept Laux (SL) ou à celui de St-Colomban (St-C) : Les deux suites se distinguent par leurs variances, celle des SL présentant des écarts-type modestes, sans extrêmes, celle de St-C étant affectée d'un écart-type très large pour les métaux alcalins.

On pourrait mettre ceci sur le compte d'un enrichissement en alcalins par apport extérieur. Cet apport aurait été plus inégal dans le granite de St Colomban. On voit à quel point il a été inégal en comparant les couples 792/793 et 544/554 dans le diagramme E 06 : 65. ^(Fig: 18) Les membres du premier couple sont des "granulites" au sens français ancien, situés approximativement dans la même zone axiale, ceux du second couple ^{appartiennent à la même} coupe transversale.

Les écarts-type des roches basiques (groupe B) seront considérés dans le chapitre .

4. RELATIONS ENTRE LES GROUPES CHIMIQUES.

Avant d'abandonner le domaine des éléments majeurs pour aborder celui des oligo-éléments, nous essayerons de dégager des relations entre les roches des groupes chimiques.

Dans les diagrammes PAR O2 : 3 et PAR O1 : 3, partie inférieure, les grands axes des aires de répartition des points de P et de Q peuvent - grosso modo - être assimilés à une ligne qui joint les deux groupes l'un à l'autre. (Cette ligne est légèrement courbée dans PAR O2 : 3).

D'autre part, les groupes A, G et B sont alignés dans une direction qui dans PAR O2 : 3 est parallèle à la base $\text{SiO}_2\text{-}\xi\text{O}$ et recoupe la ligne P-Q, alors que dans PAR O1 : 3 les deux lignes dessinent un T. Dans les deux diagrammes, G occupe une position intermédiaire par rapport à P, Q et A, tandis que B se trouve un peu à l'écart.

L'alignement P-Q traduit la différenciation sédimentaire. Si l'on ne peut, a priori, rien certifier concernant la parenté des matériaux primaires, l'intercalation mutuelle des roches de ces groupes sur le terrain et les directions sub-parallèles des grands axes suggèrent qu'ils ont une origine commune. Cette impression est d'autant plus nette que les points figuratifs des schistes inférieure (domaine P⁰ et Q⁰) dans PAR O2 : 3 se trouvent accumulés vers les extrémités rapprochées des groupes P et Q. On peut alors se demander si les lacunes entre G et ces groupes ne sont pas dues à un échantillonnage incomplet, puisque G renferme quelques roches apparentées à ces schistes, et on pourrait dans ce cas envisager un passage continu entre les deux groupes P et Q. Malheureusement, on ne peut répondre à cette question.

La position du groupe G dans ces diagrammes ferait penser qu'il constitue un lien entre A*, P et Q. Cependant il a déjà été dit que même s'il contient des roches apparentées à ces groupes, la majeure partie de ses membres ne se laisse pas classer ainsi, car ils sont notamment trop ferromagnésiens. Le groupe A se trouve ainsi isolé de P et Q. Serait-ce aussi à mettre sur le compte de l'échantillonnage ? Nous ne le pensons pas, car les échantillons de G, apparentés à A, ne se rapprochent pas chimiquement de ceux qui s'apparentent à P ou à Q : ils sont nettement trop alcalins et calciques tout en étant déficitaires en fer.

* Les roches d'origine pyroclastiques ne sont pas considérées.

Il est cependant nécessaire d'envisager une parenté éventuelle entre A et Q.

Ceci est imposé par l'aspect typiquement "granitisé" des schistes inférieurs Q'.

Cette question est d'une grande portée, car si les schistes ont été affectés par une granitisation, donc accompagnée d'un apport de matériel, ceci nécessite la détermination de l'intensité et de l'étendue de ce processus. S'il n'y a pas d'indices d'un gradient décroissant ou d'une limite de granitisation, il faut considérer que toute la colonne des schistes a été affectée. Ceci serait inadmissible.

Quelques points de vue seront discutés plus loin à différentes reprises.

Le terme "granitisation" dont l'emploi a été l'objet de maintes discussions, sera pris ici dans le sens de transformation d'une roche par apport de silice et d'alcalins, ayant pour effet de rapprocher la composition de la roche de celle d'un granite.

Tout apport doit, en principe, être compensé par une perte ailleurs, ainsi que l'a souligné PERRIN (1958).

En appliquant ce principe, il semble que si nous supposons que la granitisation a affecté P', les granites exposés à la surface n'aient pas pu fournir des apports importants de Si, car il n'y a aucun représentant du groupe A faisant voir une perte correspondante dans le diagramme PAR O2:3. Une telle perte aurait dû causer un glissement de points A sous P.

De façon analogue, un apport important de Na aux roches P' aurait dû appauvrir le donneur en cet élément. Un tel phénomène n'est nullement manifesté dans le groupe A. De plus, le rapport K/Al diminuant très fortement en allant de P' à Q', on peut se demander où est allé le potassium?

Nous pouvons alors supposer que le donneur se dissimule en profondeur, ce qui permettrait de conserver l'idée d'un granite comme source.

D'autre part, cette granitisation se devrait se manifester par une alcalinisation des schistes. Or, les roches Q' ne sont pas plus alcalines que les roches P', mais elles sont plus siliceuses, plus sodiques et moins potassiques. Il y aurait ainsi eu un apport de sodium et la disparition du potassium attendrait encore son explication (puisque l'alcalinité n'a pas augmenté).

L'étendue (spatiale) de la granitisation pose aussi des problèmes, car les roches Q', donc les schistes inférieurs, sont autant (ou moins) sodiques - et alcalins - que les roches T, ou schistes supérieurs.

Il en est de même quant à la teneur en silice - libre, combinée ou totale.

On peut aussi se demander pourquoi cette granitisation aurait atteint une partie des roches (Q') alors que l'autre (P') - limitrophe à l'échelle du terrain aussi bien qu'à l'échelle de l'échantillon - a été épargnée. Une explication éventuelle serait que le matériel initial de la première était plus réceptif que l'autre de par sa structure et son chimisme. Somme toute, l'aspect "granitisé" de certains de nos schistes semble avoir une autre cause que la granitisation, dans le sens que nous avons convenu de lui donner

Quant aux gneiss du groupe G, qui séparent les schistes du granite, ont-ils été atteints ? Cela nous paraît plus probable, même si ce n'est pas évident. Il s'agirait notamment d'un apport de sodium difficile à évaluer. Toutefois, cet apport aurait surtout atteint les roches de la zone migmatitique.

Le caractère ferromagnésien de ces gneiss attire davantage l'attention. Leur position au toit du granite ferait penser à un front basique, si ce n'était que les contrastes avec les roches limitrophes, le granite et les schistes, ne sont pas assez nets pour justifier une telle interprétation.

D'ailleurs on peut se demander où est ^{alors} le front potassique? ~~=====~~ ?

Nous reviendrons plus loin ^{*} sur ce problème. Pour l'instant, nous nous contenterons de répéter que la zone des gneiss nous paraît plutôt représenter une unité lithologique indépendante, une série de métasédiments avec passages aux séries encaissantes.

Avant de clore cette section sur les éléments majeurs, nous ~~allons~~ ~~faisons~~ une remarque de caractère général.

La position des moyennes des couple P-Q et A-G dans PAR 02:3 incite à chercher des affinités entre les groupes respectifs.

Nous avons déjà présumé l'existence d'une parenté entre P et Q. Ajoutons que le passage de A à G est très progressif. Il est, dès lors, intéressant de définir la différence chimique entre ces cou-

* Chap B II 2 b.

plus. Exprimés en unités d'aluminium, elle consiste en des teneurs nettement plus élevées en sodium et calcium dans le couple A-G et, au contraire, une teneur plus élevée en fer dans le couple P-Q.

1. DISTRIBUTION DES OLIGO-ELEMENTS

Un inventaire (partiel) du stock en oligo-éléments a été effectué sur les échantillons déjà analysés pour les éléments majeurs. Les éléments dosés sont les suivants (groupes selon TAYLOR, 1958).

Grands cations : Ba, Pb, Sr.

Terres rares : Yb.

Cations à charges élevées : Zr, Sn, Ti.

Éléments ferromagnésiens : Mn, Cu, Co, Ni, Sc, V, Cr, Ga.

Petits cations : B, Be

Éléments chalcophiles : (Pb), (Cu), (Ga), Zn.

(Les éléments répétés sont entre parenthèses).

De ces éléments, Sn, Zr, Be et Yb n'ont été dosés que dans une partie des échantillons. Mn et Ti ont été inclus parmi les éléments de trace (tout comme chez TAYLOR), parce qu'ils seront traités dans ce contexte.

Les résultats des analyses sont présentés sous forme de moyennes des groupes P, Q, A, G et B_α, B_β dans les diagrammes E.T. I-III (Fig 20, Fig 22). L'étain et l'ytterbium y sont absents, le premier parce qu'il n'a pas été analysé sur 63 échantillons et que dans 91 analyses, la teneur n'a pas atteint la limite de la sensibilité. Il ne reste qu'un quart des échantillons à dosages chiffrés. La teneur d'Yb, d'autre part, ne nous paraissant pas varier de façon suffisamment régulière pour être révélatrice ; il manque d'ailleurs les résultats d'environ trois quarts des échantillons. Le zirconium et le beryllium sont aussi affectés par des lacunes considérables et ne sont que sporadiquement utilisés.

Par la suite, les relations seront étudiées plus en détail. Il sera ici surtout question d'associations d'éléments, tandis que la discussion concernant les teneurs absolues et leur signification sont renvoyées à un autre chapitre. (IV)

Quelques mots d'introduction sont nécessaires. Il convient tout d'abord de réaliser que la géochimie des éléments de trace est une branche où, faute de données en nombre suffisant et faute d'expériences, toute conclusion prend le caractère d'hypothèse de travail. Les études antérieures, si éminents soient leurs auteurs, ne peuvent fournir des données cohérentes, ni en résul-

tats d'analyses, ceux-ci étant encore affectés de variances considérables, ni - et surtout pas - en matière de doctrines, les connaissances fondamentales des associations faisant presque totalement défaut.

Malgré cela, les renseignements tirés de ce matériel sont utilisés par notre étude à titre d'essai d'application. Il faudra toutefois garder une attitude de méfiance envers les conclusions, car nous ne savons pas exactement si nous étudions le comportement des éléments de trace dans ces roches ou si nous étudions les roches à la lumière de ces traces.

Cette mise en garde serait justifiée même si nos données analytiques étaient impeccables. Elle l'est d'autant plus que les résultats des analyses sont affectés d'incertitude considérable. A l'endroit du cobalt, ^{par exemple} ils ont été carrément faussés par une contamination malencontreuse. Seules les teneurs de Co du groupe B seront prises en considération, les analyses n'ayant pu être refaites sur l'ensemble des échantillons.

Il sera maintenant procédé à un examen des relations générales entre les éléments de trace. Cette partie n'est pas indispensable pour la compréhension du reste. Elle se veut essentiellement une contribution à la fourniture de renseignements sur les oligo-éléments.

Si l'on range les groupes A, B, G, P et Q selon la teneur d'un élément donné, il apparaît que la suite des groupes est identique pour certains éléments. Le tableau ci-dessous vient illustrer ceci. Les groupes μ sont rangés par ordre de croissance des teneurs de l'élément.

Eléments	Suite
Ba, Be	B ₂ , Q, G, P, A, B ₇
(Al), Ga, Pb	Q, B ₂ , A, G, P, B ₆
Ni, Zn	A, Q, P, G, B
(Fe, Mg), Mn, Ti, W, Cr,	
Co, Se, Cu, Sr	A, Q, G, P, B
(Ca), Sr	P, Q, G, A, B
B	B ₈ , G, A, B ₂ , Q, P.

Il est intéressant de chercher quelque lien entre les éléments qui sont ainsi associés selon leurs teneurs croissantes de groupe en groupes. Y a-t-il, par exemple, une corrélation générale ou une

corrélation à l'intérieur des différents groupes entre ces éléments.

Nous avons dit antérieurement que les corrélations utilisables ne concernent que 140 analyses qui doivent donc nous fournir les corrélations générales, totales ou partielles.

Parmi les membres du cortège ferromagnésien, cinq éléments à savoir Fe, Mg, Mn, Ti et V sont liés entre eux par une corrélation totale significative dépassant + 0,6. (Quant au Co, il n'a pas été compris dans les calculs pour la raison que l'on connaît).

Le zinc et le nickel paraissent aussi être apparentés à ceux-ci, car les corrélations entre le zinc d'une part et Fe, Mg, Ti et V de l'autre, sont significatives, de même que celles de Ni d'une part, Cr et Mg de l'autre. Voici les corrélations totales significatives sous forme de tableau :

	Mg	Mn	Ti	V	Zn	Cr	Sc	Ga									
Fe	0,818	0,770	0,898	0,867	0,799	}											
Mg		0,631	0,691	0,736	0,659				(N E A N T !)								
Mn			0,683	0,625													
Ti				0,832	0,743												
V					0,745												
Ni	0,657					0,712	N E A N T										

On remarque qu'entre Mg et Cr, ainsi qu'entre Ni et Zn, la corrélation n'atteint pas le seuil de +0,6.

La corrélation partielle significative fixée à 0,4 n'est point atteinte entre ces éléments.

Quant aux autres suites, il y a corrélation totale + 0,698 mais non partielle entre Al et Ga.

Pour le couple Be et Sr, seule la corrélation partielle est significative avec la valeur de + 0,469.

En définitive, la récolte n'est pas abondante.

Les corrélations à l'intérieur des groupes chimiques n'ont pas été calculées, mais nous avons essayé de compléter notre étude en évaluant la corrélation entre les éléments Mn, Ti, V, Sc, Cr et Ni d'une part, Fe et Mg de l'autre. Ceci a été fait en comparant les profils des diagonales de répartition n_{11} , n_{22} , n_{33} ... n_{ij} et n_{ij} , N_2 , $J-1$... N_1 , 1 du tableau de contingence avec des profils modèles calculés. Des contrôles ont dévoilé des erreurs affectant la seconde décimale.

		P	Q	G	A	B _α	B _β
Mn	Fe	+ 0,65	+ 0,32	+ 0,50	+ 0,47	+ 0,67	+ 0,60
	Mg	±0,6	~ 0	~ 0	+ 0,3	~ 0	~ 0
Ti	Fe	+ 0,1	+ 0,5	+ 0,4	+ 0,5	+ 0,1	+ 0,5
	Mg	- 0,1	+ 0,4	~ 0	+ 0,5	~ 0	~ 0
V	Fe	~ 0	+ 0,75	+ 0,1	+ 0,2	+ 0,6	~ 0
	Mg	~ 0	+ 0,8	+ 0,4	+ 0,4	- 0,1	+ 0,3
Cr	Fe	+ 0,03	+ 0,58	+ 0,28	+ 0,3	- 0,2	~ 0
	Mg	- 0,1	+ 0,6	+ 0,4	+ 0,5	~ 0	+ 0,2
Ni	Fe	0	+ 0,6	+ 0,3	+ 0,1	~ 0	- 0,6
	Mg	+ 0,3	+ 0,65	+ 0,4	~ 0	+ 0,4	+ 0,2
Co	Fe	- 0,4		- 0,3		+ 0,1	~ 0
	Mg	- 0,5		- 0,23		~ 0	~ 0
Sc	Fe	~ 0	+ 0,6	+ 0,4	~ 0	~ 0	+ 0,5
	Mg	+ 0,2	+ 0,72	+ 0,3	~ 0	~ 0	+ 0,1

Aucun rapport entre ces corrélations et les teneurs à l'intérieur des groupes n'a pu être constaté. L'ordre des groupes par croissance de corrélation entre l'élément de trace et le fer ou le magnésium est, dans la plupart des cas P, puis G ou A, enfin Q, B se plaçant n'importe où. Il est donc vain de chercher un rapport entre la teneur d'un élément dans un groupe et la corrélation entre les éléments à l'intérieur de ce groupe.

De ce qui précède, il ne ressort que ce qu'on savait déjà : que certains éléments ont une tendance à se trouver ensemble en une certaine abondance. C'est ce que nous montrent les corrélations totales.

Quelques mots sur la distribution, avant d'aborder ces problèmes par une autre technique.

La distribution a été examinée à l'aide de la droite d'Henry, comme dans le cas des éléments majeurs. Elle devrait être examinée en employant des méthodes mathématiques, car il n'y a pas de cohérence entre les écarts-type relatifs et la forme graphique. Si donc, la distribution paraît mieux s'accorder avec par exemple la

distribution normale qu'avec la lognormale dans le diagramme, on ne peut pour cela prétendre qu'elle soit normale. Ce ne sera qu'une constatation communiquée sans engagement. En effet, les écarts-type relatifs sont partout trop élevés pour des distributions normales [GADDUM, 1945 ; SHAW, 1961], même là où la droite d'Henry est nettement favorable à une interprétation gaussienne. Ceci peut être dû à trois causes :

- soit que les variances calculées sont trop élevées, ce qui n'est pas exclu ;
- soit qu'elles ne s'appliquent pas à des groupes isolés de l'ensemble ;
- soit que la distribution n'est ni normale ni lognormale, ce qui est possible.

Comme nous n'avons pas la possibilité d'aller plus loin dans l'étude de cette question, nous présenterons les résultats de notre examen à titre de sondage préliminaire.

La distribution du manganèse, $C_{MnO} = 0,95$ pour 140 échantillons de groupes divers est normale dans les groupes Q, A et B_{ξ} , légèrement lognormale positive dans P, G et B_{α} .

La distribution est ^{dé}formée dans B_{ξ} .

Celle du titane, $c_{TiO_2} = 0,91$ est lognormale positive dans tous les groupes, mais à biais faible.

Le vanadium, $c_V = 1,31$ est normalement distribué dans G et B. La distribution dans A possède un biais net du côté positif, moins prononcé dans Q, alors que celle de P est légèrement négative.

Le chrome, $c_{Cr} = 1,85$ est légèrement déplacé vers le côté positif dans tous les groupes.

La distribution du nickel, $c_{Ni} = 1,6$ est également lognormale positive dans tous les groupes, très prononcée dans P, A et B_{ξ} , moins accentuée dans les autres.

Celle du cobalt est lognormale positive dans P, G et B_{α} , normale déformée dans B_{ξ} . Elle n'a pas été étudiée dans Q et A.

Le scandium, $c_{Sc} = 0,93$ présente une distribution lognormale positive dans tous les groupes sauf Q, où elle est presque normale. Le biais positif est faible partout, sauf dans A où il est très marqué.

En définitive, des deux distributions, prises en considération, c'est la lognormale positive qui l'emporte, le rapport normale/lognormale étant 8/31. (il n'y a qu'un seul cas lognormal négatif : celui du vanadium dans P - encore qu'il soit peu prononcé -).

Le biais n'est pourtant pas fort en général. La moitié des distributions à biais net se trouvent dans le groupe A (V, Ni, Sc). L'accord avec les distributions trouvée par AIRLANS [1954 a, 1966] est donc très bon. Nous ne voulons cependant pas trop insister sur ces résultats.

2. LES PROPORTIONS INTERNES DES OLIGO-ELEMENTS

De ce qui précède, on voit que les corrélations fournissent peu de renseignements sur les oligo-éléments de nos roches.

Les teneurs, par exemple exprimées en ppm, ne sont pas non plus directement utilisables, car il suffit d'une dilution - apport de quartz, de carbonate, etc. - pour qu'elles changent. Par contre, une telle dilution ne change pas les proportions internes du stock d'oligo-éléments.

Si l'on se propose d'utiliser les oligo-éléments comme témoins de parenté entre les roches d'un même complexe, c'est donc sur les rapports qu'il faut se baser. Des stocks de proportions internes semblables seront ici considérés comme témoins de parenté entre les roches. Il nous paraît utile aussi de comparer les rapports entre les oligo-éléments et un élément majeur approprié, que nous appellerons "principal". Le choix de celui-ci est nécessairement subjectif. Son comportement géochimique ne doit pas être trop différent de celui de l'oligo-élément, mais, d'autre part, les deux ne doivent pas non plus être trop intimement associés, car alors le rapport ne révèle rien en dehors de ce que nous apprend le "principal" seul.

Dans l'étude qui va suivre, le fer sera désigné comme "principal" des éléments suivants :

Mn, Ti, V, Cr, Ni, Sc, Cu et Pb ;

(le Co sera omis pour des raisons qu'on connaît) ; le potassium sera le "principal" de Ba et Pb ; le calcium sera celui de Sr.

Les moyennes arithmétiques seront utilisées dans le calcul des rapports, même si elles sont affectées d'incertitudes considérables. (En effet, l'intervalle de confiance est de l'ordre de 10 à 20 % et même davantage dans certains cas. Pour obtenir des moyennes de précision satisfaisante, il faudrait un très grand nombre d'analyses de chaque type de roche).

Faudrait-il réfuter ces moyennes à cause de leur incertitude ? Nous trouvons que leur utilisation peut se justifier dans le cas présent, étant donné qu'il s'agit ici d'une première tentative, à notre avis souhaitable dans l'attente d'autres études régionales fondées sur un nombre suffisant d'analyses d'éléments de trace. Nous sommes conscient du fait que nos moyennes indiquent des tendances plutôt que des grandeurs définies.

Les rapports que nous trouvons révélateurs sont représentés dans les diagrammes **Fig 24 à 34**. Les teneurs

du "principal" (Fe par ex.) et de l'un des oligo-éléments sont portées ~~en~~ ~~l'axe des~~ ~~abscisses~~, la teneur de l'autre oligo-élément est portée ~~sur l'axe des~~ ~~ordonnées~~. Ces échelles servent en même temps pour mesurer les rapports des oligo-éléments ~~au~~ "principal". Ainsi les points figuratifs des groupes chimiques sont fixés par les rapports des moyennes de deux oligo-éléments sur un même "principal", par ex. ordonnée Cr ppm/Fe % et abscisse V ppm/Fe %. Il s'ensuit que les droites parallèles à la diagonale de coordonnées (1,1), (10,10), (10²,10²) ... mesurent le rapport entre les deux oligo-éléments.

(Le groupe chimique B a été exclu de ces diagrammes, les positions des points figuratifs étant tellement différentes de celles des autres groupes que la recherche de relations génétiques semble superflue).

Un premier examen de ces diagrammes permet de voir que les teneurs des éléments Mn, Ti, V, Cr, Ni, Sc et Cu augmentent avec la teneur de Fe de groupe en groupe. (Il en est d'ailleurs de même avec Mg et Zr. On voit ainsi que les teneurs dans les groupes P et G sont généralement rapprochées). Il y a donc covariance entre ces teneurs. En déduire une dépendance entre les oligo-éléments et le "principal" serait faux, car à y regarder de plus près, nous voyons que le rapport de ces oligo-éléments ~~au~~ fer n'est pas constant. Au contraire, il augmente avec la teneur en fer dans la plupart des cas. Ainsi les rapports de V, Cr, Ni et Sc ~~à~~ Fe ont tendance à croître en allant du groupe A au groupe Q et de celui-ci à P et G. Cependant ces rapports sont plus élevés dans G que dans P, alors que pour les teneurs c'est l'inverse. Entre P et G il y a donc contravariance au lieu de covariance.

En d'autres termes : les groupes sont enrichis en V, Cr, Ni et Sc par rapport à la teneur en Fe et cet enrichissement est plus important dans le groupe G que dans le groupe P.

En ce qui concerne Mn et Cu, la tendance est bien différente. Ici les rapports dans les groupes A et Q (identiques) sont plus élevés que ceux des groupes P et G (très rapprochés entre eux). Par rapport au fer, il y a donc ici plutôt une tendance à l'appauvrissement, même si les différences sont assez petites.

Quant aux ~~rapports~~ Ti/Fe, ils varient peu, ceux de A à G ayant tendance à être un peu plus faibles que ceux de P et G.

Si les teneurs en tous ces éléments de trace sont, grosso modo, proportionnelles aux teneurs en fer, dans les quatre groupes, il semble cependant que leur dépendance de la teneur en fer n'est pas très forte. Il s'agit d'associations plutôt que de dépendances.

Compte tenu de ces remarques, on n'est pas surpris de voir que les rapports entre les éléments V, Cr, Ni et Sc sont quasi constants dans les groupes P, Q, G et A. Seul le groupe Q dévie un peu de l'alignement. Ceci est dû au V et au Cr dont les teneurs semblent avoir une tendance à être plus faibles que celles des deux autres. Selon les moyennes adoptées, le contenu de V serait plus faible que celui de Cr. Or, les moyennes dépendent naturellement de si elles se basent sur la totalité des échantillons d'un groupe chimique donné ou si les échantillons exceptionnels ont été écartés. Selon l'un ou l'autre cas, les rapports de V et Cr dans Q s'alignent ou ne s'alignent pas avec ceux des autres groupes et les rapports de Ni et de Sc en dépendent de la même façon. Les différences ne sont pas importantes, mais un plus grand nombre d'analyses aurait peut-être conduit à des rapports plus nuancés. Il semble que la teneur en Ni ait une tendance à croître dans G, à décroître dans Q et inversement pour Sc, alors que V et Cr dans Q auraient une tendance à s'aligner avec celle des autres groupes. C'est ce qu'indiqueraient les cas considérés ici comme exceptionnels, s'ils étaient plus nombreux. Pour le moment nous devons nous contenter d'une approximation qui est celle de la quasi constance de tous ces rapports.

Evidemment, les rapports de Mn, Ti et Cu sur les autres oligo-éléments cités ne peuvent s'aligner avec les précédents. Nous voyons par exemple que la teneur en ces éléments par rapport à Sc est plus élevée dans A, le groupe Q occupant la seconde place et G la dernière. Les extrêmes diffèrent par un facteur > 2. Il en est de même des autres rapports correspondants, ainsi que le montrent les diagrammes Cu/V et Cu/Cr.

Ainsi V, Cr, Ni et Sc constituent un ensemble et Mn, Ti et Cu en constituent un autre. (Voir Ti/Mn, Ti/Cu et Mn/Cu).

La quasi constance des rapports internes du premier ^{ensemble} témoigne à notre avis, d'une parenté générale entre les groupes P, Q, G et A, malgré des rapports variés sur le fer.

Les rapports internes de l'autre ensemble confirment ceci. (On voit par ex., que le lien entre Mn et Cu est plus ferme que

les liens entre ceux-ci et Ti). La parenté entre les groupes Q et G semble particulièrement intime. Ceci est d'autant plus intéressant que la tendance, en tenant compte des échantillons extrêmes, est de rendre ces groupes complémentaires à l'endroit du couple Sc et Ni.

Il est maintenant nécessaire de vérifier si les constances internes des rapports, dans le premier ensemble par exemple, indiquent une parenté particulière à notre cas, ou si ces constances sont propres aux éléments et générales dans toutes les roches ordinaires. Dans ce but, les moyennes d'analyses auxquelles correspondent les groupes chimiques ont été recherchées dans la littérature. Voici les roches de référence et leur correspondance aux groupes :

- phyllades de SHAW [1954]	-	}	P
- micaschistes de MACPHERSON [1958]	-		
- quartz - feldspath - schistes TAYLOR [1955] et HIRST [1962]	-		Q
- gneiss de SHAW [1954] et paragneiss de MEHNERT [1968]	-		G
- granites de TAYLOR [1964] et RANKAMA-SAHAMA [1950]	-		A

Les diagrammes de comparaison fig 30 à 32 montrent que la constance n'est pas un trait général entre les roches citées. Il est donc possible que cette constance témoigne d'une parenté entre les roches des différents groupes chimiques de notre complexe.

La parenté qui, selon les éléments majeurs existerait entre P et Q d'une part et G et A de l'autre, ~~doit être~~ donc, selon les éléments de trace, être étendue à ~~ceux-ci~~ tous ces groupes ensemble.

Le plomb ne se joint pas au second ensemble, malgré les liens métallogéniques qui l'associent au cuivre. Alors que le groupe A contient le moins de ~~cuivre~~, il contient environ autant de plomb que le groupe G et c'est le groupe Q qui en contient le moins. La différence entre ces éléments est encore plus nette ^{en termes} ~~de~~ des rapports ^{du} ~~que~~ le fer. Les rapports du cuivre sont assez rapprochés et ils augmentent dans l'ordre G, P, A, Q. Les rapports, même presque égaux, dans P, Q et G ^{du Pb sont encore plus rapprochés/}

tandis que dans A la valeur est presque triplée. La conséquence en est que les points figuratifs de Pb/Cu sont assez rapprochés pour les groupes P, Q et G, sans toutefois être alignés, alors que le point qui représente le groupe A se trouve loin à l'écart. Il en est de même avec les rapports ~~aux~~ ~~les~~ autres éléments du premier ensemble (voir diagramme Fig 33). Dès lors, on soupçonne que le fer n'est pas un "principal" convenable pour le plomb. En effet, le potassium semble mieux convenir, à en juger par les teneurs dans les groupes (voir diagramme Fig 34).

Le rapport Pb/Ba prouve, sans équivoque, que le plomb est associé au couple potassium-baryum.* Ce rapport rapproche les groupes P, Q et G, mais A n'en est pas éloigné.

Ce nouvel ensemble, le troisième, n'a rien d'étrange du point de vue physico-chimique. D'ailleurs, cette association est connue depuis longtemps dans les feldspaths.

Si le groupe A s'écarte des autres par les rapports du plomb/~~les~~ ferrides, ceci est tout simplement dû à un manque de ferrides dans les roches de ce groupe et non pas à une accumulation de plomb.

Le strontium ne s'associe pas à ce troisième ensemble malgré sa parenté chimique avec le baryum. Le diagramme montre que ni le potassium ni le calcium ne conviennent comme "principal" commun aux deux oligo-éléments.

Le strontium appartient à un ensemble dont le calcium est le "principal", mais dont les autres membres ne seront pas étudiés ici. Ce diagramme montre aussi que les groupes s'enrichissent en strontium en proportion de la teneur en calcium, tout comme c'est le cas avec les oligo-ferrides et le fer.

* soit dit au point de vue de la distribution. L'origine du plomb dans la roche peut, en partie, être radiogénique.

21:444

3. OLIGO-ELEMENTS DU GROUPE B.

Le groupe B, celui des roches basiques, se distingue des autres par de fortes teneurs en strontium, vanadium, chrome et cobalt, celles en baryum, manganèse, titane, nickel et scandium ~~étant~~ plus proches de celles des groupes considérés dans le chapitre précédent.

De nouveau, le baryum et le strontium dépendent entièrement des teneurs en potassium et calcium. Ainsi le baryum, par exemple, est abondant dans le ^{sous}groupe B_β, constitué de roches f/dioritiques potassiques, et, par contre, faiblement représenté dans le groupe principal B_α, qui contient moins de potassium.

Le rapport Mn/Ti est le même dans les deux sous-groupes B_α et B_β, les teneurs augmentant avec la teneur de fer.

Grosso modo, les ~~stocks en oligo-éléments~~ sont assez semblables. Il y a, néanmoins, quelques particularités qui méritent d'être mentionnées.

Ainsi que le montre le diagramme (fig 20), B_α est plus riche en fer que B_β, alors que pour le magnésium c'est le contraire. Par conséquent, ce qui est constant par rapport à l'un de ces éléments en passant d'un groupe à l'autre, ne peut être constant ^{par rapport} à l'autre.

Les rapports invariables sont les suivants :

Sc/Fe ; V/Fe ; Co/Fe

V/Sc ; Ni/Cr.

Sont enrichis avec l'accroissement de la teneur en fer :

~~Co~~ V, Sc et surtout Co;

et avec l'accroissement de magnésium : Cr = Ni.

Ceci permet de caractériser les deux sous-groupes selon leurs éléments les plus spécifiques :

B_α celui du couple V - Fe

B_β celui du couple Cr - Mg.

Il y a autant de V dans B_β qu'il y a de Cr dans B_α et un peu plus de Cr dans B_β que de V dans B_α.

Du fait que B_β ^{représente} une roche de texture semblable à celle du granite avoisinant, nous sommes conduit à chercher quelque parenté chimique entre ces roches, les "diorites" et les granites. on en connaît déjà une : l'alcalinité.

Les éléments de trace n'apportent cependant rien de substantiel. Le rapport Sc/Fe est le même dans les deux groupes, ^{B_β et A,} ~~mais~~ il l'est aussi dans B_α. V/Ni est aussi le même dans A et B, mais

à sa place, V/Cr est le même dans A et B_α. Cela se vaut.

Quant aux autres traces, il y a peu de choses à en tirer. Les teneurs (par aluminium) les plus semblables dans A et B (sont celles en bore, ~~faibles~~ ^{faibles}, et en béryllium ~~importantes~~ ^{importantes}).

Dans B_α, la quantité de bore est moyenne, et il y a peu de béryllium. Il se confirme donc que le premier suit s'est évadé dans des conditions plutoniques et que le second va de pair avec le baryum.

Le cortège Cu-Zn-Pb se trouve disloqué, le plomb étant faiblement représenté dans B_α, les autres y étant abondants. Dans B_β les trois sont bien représentés.

A part quelques différences spécifiques, mais sans grande importance, l'équipement ^{en traces} est assez homogène dans le groupe B. Les différences s'expliquent par l'alcalinité, notamment par la richesse en potassium de B_β.

Tout ce qu'on peut tirer des ^{éléments,} traces se résume à la constatation que B_β a un équipement comparable à celui de B_α, à ceci près qu'il est marqué par l'influence de la teneur non négligeable de potassium. Serait-ce une conséquence de la proximité du granite ? La réponse sera donnée dans un chapitre ultérieur. (BII 3c)

CHAPITRE IV. - RELATIONS ENTRE CHIMISME, MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE

1. IDENTIFICATION PÉTROGRAPHIQUE DES TYPES CHIMIQUES

La présentation du chimisme touche à sa fin. Avant d'entamer l'étude pétrographique, nous essayerons de trouver une "étiquette" chimique à chaque roche-type.

Les types P et Q.

Il a été montré (diagramme O1 : 5, fig. 7) que les roches P et Q couvraient les domaines des schistes argileux et des grauwackes.

Le type moyen P correspond approximativement à la moyenne de 18 phyllades de Stavanger (Norvège), citée par RANKAMA-SAHAMA [1950]. Il est aussi comparable au gneiss pélitique de Drever, cité comme analyse "J" chez BUTLER [1965].

Parmi les analyses faites précédemment sur des roches de Bellocme, celle de KALSBECK, notée "c" [1962, p. 29] et celle de Cl. BORDET marquée "A5⁴" [1961, p. 84] s'en rapprochent le plus. Ce sont des micaschistes.

Quant aux éléments de trace, notre schiste-type est encore comparable à des roches du genre pélite. La comparaison faite en ce qui concerne V, Cr, Ni, Co, Sr, B et Pb avec des phyllades, selon les teneurs citées chez RANKAMA-SAHAMA, SHAW [1954], FRÖELICH [1960] et HIRST [1962] montre qu'il ne diffère de ceux-ci que par sa richesse en Se et Ba et sa faible teneur en Sr (voir Ca, plus haut).

Par rapport aux schistes alumineux, on note les mêmes différences et, en plus, un excès de Ni. Dans les schistes de TURKEIAN et GARR [1960], la teneur en Ni est au contraire supérieure à celle de notre type. Il en est de même pour le Co. Par son caractère chimique, notre type moyen P est donc bien une roche "alumineuse" du genre pélite.

Le type moyen de Q ressemble, lui, à la psammite à grenat de HARVEY et WILSON et au gneiss quartzeux à grenat de CLIFFORD, cités par BUTLER sous les lettres N et X. La correspondance est bonne à ceci près que notre roche-type contient d'autant moins de calcium qu'elle est plus riche en magnésium ; elle est en outre ferrière.

Aucune roche de Belledonne précédemment analysée ne correspond aux roches dont notre type Q est la moyenne. Pour les traces, cette roche a été comparée au granite, au schiste quartzo-albitique et au grès, d'après les données qu'on trouve chez RANKAMA-SAHAMA, HIRST, FRÖHLICH, TAYLOR [1955], HORN et ADAMS [1966]. La comparaison porte sur les mêmes éléments que pour P, et en plus sur Mn et Ti.

Par rapport au schiste, il y a déficit de Mn, V et surtout Sc et Sr (Ni, Be, Pb, et B n'ont pas été inclus). Quant au grès, il en diffère par une beaucoup plus forte teneur en Ni, beaucoup plus faible en B et un déficit moins prononcé en Pb et Be. Les autres teneurs s'accordent bien avec celles du grès moyen (Sc n'a pas été inclus).

Le type Q se classe donc chimiquement avec les roches du genre psammite, tout en étant plus ferromagnésien. La teneur en Mn n'est pas excessive, même si elle le paraît à côté de celles des autres types. Le déficit en Ca s'accompagne de celui de Sr.

Selon l'emplacement de ces groupes (P et Q) dans les diagrammes, un mélange des deux devrait correspondre aux grauwackes. Comme ce mélange est d'une certaine importance pour les hypothèses génétiques de P' et Q', les teneurs moyennes des types P et Q seront encore comparées à celles des grauwackes telles qu'elles ressortent des publications de MACPHERSON [1958], FRÖHLICH et CONDIE [1967].

Par sa composition en éléments majeurs, cette roche moyenne se rapproche le plus de la moyenne trouvée par CONDIE pour les grauwackes précambriennes de Wyoming, mais notre "grauwacke" est donc plus alumineuse.

Les éléments de trace sont aussi faiblement représentés comparativement à d'autres grauwackes. Parmi les éléments pris en considération, à savoir Mn, V, Cr, Ni, Ba, Sr et B, seul le premier est représenté en quantité convenable.

La teneur en Cr tombe entre les moyennes citées chez FRÖHLICH et MACPHERSON. Le Ba est trop abondant, le Sr trop rare dans notre type moyen, ce qui s'accorde avec les teneurs en K et Ca. Les moyennes de V et Ni (tout comme celles de Fe et Mg) sont inférieures à celles des autres grauwackes. Il en est de même de B. En définitive, si l'étiquette "grauwacke" ne s'applique pas sans réserves, il n'est pas facile d'en trouver de meilleure.

Le type G, sans doute apparenté aux précédents autant qu'au type A, doit être comparé aux grauwackes, aux gneiss et aux roches

éruptives intermédiaires.

Il est en effet comparable à ces roches, à condition que le K change de place avec le Na et qu'on y ajoute une bonne portion de Ca. Le para-gneiss paraît s'en approcher un peu plus que les autres.

Les roches de comparaison sont : la moyenne des grauwaackes du Wyoming de CONDIE, la moyenne de 35 para-gneiss de ENGEL et ENGEL, dont 11 cités par BUTLER (Op. cit.) sous le numéro IV et 24 par MEHNERT [1968] sous le numéro I (p. 145), en fin la moyenne des granodiorites donnée par RAKAM-SAHAMA et celle des quartz-diorites d'ESKOLAL [1946].

Parmi les roches de Belledonne précédemment analysées, le schiste satiné migmatisé "A₁₂" chez Cl. BORDET (p. 86) ressemble le plus à notre type.

L'équipement de traces a été comparé avec les valeurs citées par RAKAMA et SAHAMA, SHAW [1954 et 56], TAYLOR, MACPHERSON, FRÖHLICH, HIRST, CONDIE et MEHNERT.

Il en ressort tout d'abord que les teneurs en V et Cr (les seuls éléments de comparaison en l'occurrence) ne sont point compatibles avec celles d'un orthogneiss, mais conviennent assez bien à celles d'un para-gneiss.

Le para-gneiss a des teneurs en V, Cr et Pb comparables à celles du type G. Notre roche moyenne est un peu plus pauvre en Sr et B et plus riche en ferrides et Ba. La grauwaacke possède aussi un équipement assez semblable, quoique nettement moins rapproché que les précédents. La grande différence réside naturellement dans le B, si typique des grauwaackes. En fin de compte, c'est le schiste quartzo-feldspathique (notamment celui à albite) d'origine sédimentaire, qui ressemble le plus à notre roche-type. L'accord se fait (avec quelques différences mineures) sur les éléments suivants: Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co, Sc, Ba et Sr. Le Be est beaucoup plus rare dans le type G que dans ces schistes. L'ambiguïté qui affecte la comparaison des teneurs d'éléments majeurs est moins embarrassante ici. D'après l'équipement de traces, le type G ressemblerait plus à une roche d'origine sédimentaire qu'à une roche ignée. L'étiquette "paragneiss" nous paraît la mieux appropriée.

Le type A, dont le représentant est un granite, a été comparé aux types de magmas de BURRI [1964]. C'est le magma trondhjemitique (Ad₄, Ad₅, p. 78) qui convient le mieux. La ressemblance n'est pas parfaite : à côté de notre type, ces magmas contiennent moins de potassium et de magnésium par rapport à l'aluminium, les autres

étant plutôt trop abondants.

Les traces s'accroissent avec celles du granite, même si les teneurs moyennes en ferrides ont une tendance à être plus élevées que dans le granite moyen. Le contenu de Sr est normal, celui de Ba se situe entre les valeurs données. Il en est de même du B et Pb*. Le Be constitue une exception flagrante, la teneur dans notre roche-type n'atteignant pas 1/10 de la moyenne des teneurs trouvées par les auteurs suivants : RANHAM-SAHAMA, SANDELL [1951-52], TAYLOR, BEUS [1956], FRÖHLICH, IVANOV-FAAS [1965], MOGAROVSKIJ-MEL'NICHENKO [1966], MARMO [1966] et TURKEIAN-CARR.

A propos de ces roches, on ne peut passer sous silence l'existence d'un petit nombre d'analyses (7) faites sur des échantillons de roches pyroclastiques acides. Leur nombre, trop modeste, ne permet pas d'en constituer un groupe à part. Cependant, ces roches ont bien un caractère particulier, car tout en possédant des moyennes identiques à celles des granites en ce qui concerne la silice, de l'aluminium et des éléments alcalins, elles sont plus riches en sodium de presque 50 % et ne contiennent que 25 % de leur calcium. D'après ces caractères, il pourrait s'agir de produits chimiques "dépotassifiés" du matériel granitique. Mais, d'après les traces, il en serait autrement. Ces roches contiennent en moyenne plus du double des ferrides du granite, mais seulement un tiers de Ba et trois quarts de Sr. Les teneurs varient fortement. Les échantillons récoltés dans les zones "migmatisées" se distribuent à parts égales dans les groupes A et G. Dans le diagramme PAR O2:3 (fig. 4) ils occupent une zone iso-alumineuse (ou presque), entre les cotes 3 et 15 des oxydes ΣO , la moyenne tombant sur 9, ce qui est la limite approximative entre les groupes A et G. La migmatite de la Forêt Noire de MEHNERT (op. cit. p. 251), parties leucocrate et mélanocrate combinées, donne la même valeur (9) pour les oxydes de fer, calcium et titane, mais la valeur de Al_2O_3 est un peu plus élevée que celle de la moyenne de nos échantillons.

Les roches du groupe B, un peu négligées jusqu'ici, seront maintenant examinées.

Ce groupe est, comme il a été dit, constitué de deux sous-groupes : B_a, les amphibolites et B_b, les "diorites. Qu'il nous soit pardonné de revenir, pour un moment, sur le problème des variances.

* Le granite de Saint-Colomban est plus riche que celui des Sept Laux par un facteur de 1.65. C'est la teneur du type G.

Le diagramme E 06:91a (fig. 13a) montre que les écarts-types sont généralement plus élevés dans ce groupe que dans les autres (par un facteur d'environ 2). Une comparaison avec d'autres roches basiques n'est pas dépourvue d'intérêt. Dans le diagramme E 06:96 (fig. 13e) sont représentées des roches spilites du Pic Vert dans le massif du Pelvoux, déjà étudiées dans une autre optique (voir VATIN-PERIGNON - EHRSTRÖM, 1971).

Ce sont des coulées rapprochées dans l'espace, dont le chimisme s'étend d'un pôle potassique à un pôle sodique, la composition variant d'un mètre à l'autre. On voit, dans ce diagramme, que si les écarts-types relatifs sont inversement proportionnels aux teneurs, les écarts-types absolus ne sont pas affectés par les teneurs.

Ici, dans le contexte des roches volcaniques, il est considéré que l'écart-type absolu est inversement proportionnel à l'homogénéité du matériel. Un écart-type élevé pourrait être dû, par exemple, à une contamination de la lave ou à la séparation sélective d'une fraction de la lave à cause de différences de volatilité, de solubilité, de conditions de gisement des différentes parties etc. Citons comme exemple les coulées homogènes des laves des plateaux et - leurs contrastes - les coulées hétérogènes des spilites. Là, le matériel a pu se former dans un espace gigantesque pendant un temps considérable, et l'épanchement s'est fait à un rythme régulier, tandis qu'ici le matériel, probablement déjà au préalable confiné dans un espace moins régulier, est brusquement expulsé par saccades et scindé en fractions dont la composition dépend de facteurs physico-chimiques relativement locaux et éphémères. Les laves des plateaux sont, dans notre vocabulaire, plus "mûres" que celles des spilites.

Le diagramme E 06:97 (fig. 13 f) présente la combinaison de 20 spilites du Pic Vert, de 13 basaltes de la Terre de François-Joseph au Spitzberg et de 12 andésites du Mauna Kea à Hawaï [in WOLFF, 1931 et 1929].

Il est certain que ces matériaux de comparaison sont incompatibles du point de vue spatial. Mais ceci importe peu, car c'est le matériel tel quel qui est pris en considération.

D'après les métaux alcalins, qui nous paraissent constituer le critère le plus correct, ce sont les spilites qui sont les moins mûres. Si ordre de maturité il y a, il serait peut-être le suivant, en commençant par le plus "mûr" : Mauna Kea, Spitzberg, Pic Vert.

Les roches basiques de Belledonne, elles, se placeraient entre les andésites du Mauna Kea et les basaltes du Spitzberg. Il vaut pourtant mieux ne pas trop insister sur ces choses ; si nous en parlons, c'est pour attirer l'attention sur un outil qui, un jour, pourra peut-être se montrer utile.

Le but immédiat de cette présentation est de faire voir qu'il y a ici un trait que nos roches basiques métamorphiques partagent avec les roches basiques volcaniques. Mais, pour l'instant, il est difficile d'utiliser l'écart-type absolu pour trancher entre les origines éruptive et sédimentaire, étant donné le manque d'analyses d'amphibolites d'origine sédimentaire incontestable. Les discussions dans ce domaine sont encore vives en ce moment. Il semble néanmoins logique de penser que des roches sédimentaires métamorphisées, même de cette composition, auraient été homogénéisées plutôt que le contraire, à condition qu'elles n'aient été sujettes à une métasomatose très poussée en même temps. Les variences auraient, de ce fait, dû être réduites. On se serait attendu à obtenir un diagramme de même allure que celui du groupe G par exemple.

Pour résoudre ce dilemme, d'autres méthodes ont été conçues. La plus convaincante est fondée sur les conséquences de l'altération des roches susceptibles d'être chimiquement confondues avec les roches volcaniques basiques. Comme cette altération éloigne la roche fraîche du domaine des roches volcaniques, il suffit de montrer que le domaine de départ ne se confond pas avec celui des basaltes, etc. C'est ce qu'ont fait B. MOINE et M. de la ROCHE [1968b] dans le diagramme reproduit figure 35. Les grauwackes et les basaltes sont les roches critiques, à cause de la composante volcanique presque omniprésente dans les premiers. Le diagramme montre que les domaines des deux sont effectivement séparés, en fonction de Al, Fe, Ti et des métaux alcalins.

Afin de renforcer la discrimination entre le domaine de 25 % de grauwackes qui paraît en partie couvrir le domaine volcanique, les mêmes auteurs ont ajouté le diagramme figure 36 où la séparation est totale. Elle est due à la différence de teneurs en Ca et Mg sur ces diagrammes de façon à montrer les limites de la répartition et le point figuratif. On voit qu'elles tombent en plein domaine des basaltes, loin des grauwackes.

LEAKE [1964] s'est occupé du même problème et a construit les diagrammes des figures 37 et 38. Les dolérites de Karroo se répartissent le long d'une ligne courbée dans le premier et occupent un domaine fermé dans le second, la plus grande concentration se

faisant dans une petite ellipse, près du centre.

D'autre part, les roches pélitiques de Littleton et de Connemara (Ecosse) se retrouvent à l'intérieur des lignes tiretées. La moyenne de nos pélites y est indiquée par une croix. Dans le premier diagramme, la flèche indique la direction que donne une composante dolomitique. Le fait qu'elle coupe la ligne des dolérites rend ce diagramme ambigu dans le cas des pélites carbonatées. Dans le cas qui nous occupe, cela n'est pas inquiétant. On s'aperçoit que le grand axe du champ de nos amphibolites est perpendiculaire à cette flèche et qu'à l'exception d'un échantillon elles ne s'approchent pas du domaine des pélites. La moyenne se trouve bien du côté des dolérites dans le premier diagramme et même au milieu de celles-ci dans le second.

Ainsi la parenté entre nos amphibolites et les roches volcaniques basiques, et non avec les roches sédimentaires, ne peut être, semble-t-il, mieux démontrée.

Les diagrammes de LEAKE servent aussi à situer nos roches dioritiques. Dans le premier diagramme, la moyenne indique une ressemblance avec les amphibolites, dans le second la répartition principale fait nettement voir le caractère potassico-magnésien de ces roches, comparées aux amphibolites.

Ajoutons deux observations au sujet des oligo-éléments.

La première concerne le Cr et le Ni. Dans une étude sur les amphibolites, Van de KAMP [1969] a conçu les diagrammes figure 39, où la tendance ardoise (shale)-carbonate (par ex. dolomite) s'étend dans la direction NW-SE. Or, les amphibolites de Beartooth Mts, Montana, s'étendent dans la direction NNE-SSW, exactement comme les amphibolites de Belledonne qui sont portées dans les diagrammes. Van de KAMP conclut à l'origine ignée des siennes. Nous en faisons autant pour les nôtres.

La seconde observation porte sur le rapport Ni/Co dans les catégories de roches traitées ci-dessus. WALKER et al. [in BALL, 1966] a tracé les domaines qu'occupe ce rapport pour cinq catégories de roches.

Les voici :

- I. Roches éruptives basiques, peu ou pas altérées.
- II. Para-amphibolites de faciès métamorphique supérieur ou moyen.
- III. Roches éruptives basiques métamorphisées.
- IV. Ortho-amphibolites fortement métamorphisées.
- V. Para-amphibolites fortement "métasomatées".

L'extension de ces domaines ressort du diagramme figure 40. Y figurent aussi une partie de nos amphibolites, leur moyenne et le domaine qu'elles délimitent. Il saute aux yeux que cette répartition ne s'accorde d'aucune façon avec ce qu'ont montré les éléments majeurs et que les domaines de WALKER ne conviennent pas à nos roches. Il y a, chez nous, une variance énorme sur le Ni. Faut-il alors mettre en doute la validité générale des résultats de WALKER ?

Nos pélites s'accrochent tant bien que mal avec le domaine II (tout en dépassant les limites un peu de tous les côtés) ; les para-amphibolites pourraient bien se loger là-dedans aussi, mais le domaine des ortho-amphibolites, domaine III, devrait, à ce qu'il nous semble, être retracé pour avoir une validité générale - à moins que nos roches et celles de Van de KAMP ne soient exceptionnelles. En tout état de cause, elles ne se casent pas ici dans le domaine des para-amphibolites.

Avant de clore ce chapitre, tentons de trouver des "étiquettes" pour les roches basiques de Belledonne.

Les amphibolites, sous-groupe B_{α} , correspondent le mieux à la norite (à quartz et biotite) d'Opdal, Norvège, de par leur composition globale [JOHANNSEN, 1937, vol. 3, tab. 59, n° 13]. En second lieu vient une diabase, moyenne de 20 échantillons. [Ibid. tab. 93, signe Σ]. Comme type de magma, c'est Ag_1 , le "si-gabbroïde" du groupe gabbro-dioritique qui, à un excès d'aluminium près, correspond le mieux [BURRI, tab. III, p. 79]. Les roches éruptives, auxquelles correspondent nos amphibolites de par leur chimisme, sont donc assez ordinaires.

Les roches du sous-groupe B_{β} , qui ressemblent à des roches plutoniques, sont bien plus exotiques. Leur équivalent se retrouve parmi les spessartites. Les moyennes de 14 analyses de spessartites et de 15 analyses de vogésites, citées par JOHANNSEN (vol. III, tab. 70 et tab. 14 n° 2) sont proches de celle de nos roches. Chez BURRI ce type ne trouve pas d'équivalent, mais un mélange à parts égales des types Af_3 , magma diorite-orbitique (tab. III, p. 78) et Ch_4 , magma lampro-sommaïtique du groupe K-dioritique (tab. III, p. 83) reproduirait la composition cherchée.

Les roches de ce sous-groupe sont donc à considérer comme des lamproïdes.

Il reste à faire la comparaison entre les roches du groupe B et d'autres roches basiques à l'aide des traces.

Les éléments de comparaison sont : Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co, Sc, Ba, Sr et Pb, dont les teneurs ont été cherchées chez RANGAMA-SAHANA, FAIRBAIRN et al. [1953], TAYLOR, FRÖHLICH, CARR-TURKEIAN [1961], FRYKLUND-FLEISCHER [1963], IVANOV-PAAS, SHAW-KUDO [1965], BALL [1966], SHIMIZU-KURODA [1969] et TURKEIAN-CARR.

Les données sur les para-amphibolites sont rares, mais dans les cas où une comparaison a été possible (V, Co et Sr), les teneurs sont nettement plus faibles que celles de nos amphibolites. Par contre, les ortho-amphibolites, dont les données sont plus nombreuses, semblent posséder les mêmes teneurs, exception faite du Cr qui dépasse nos valeurs. Il y a incertitude quant à Ti, Sc et Sr.

Les basaltes possèdent aussi un bilan assez semblable à celui de nos amphibolites ; les teneurs en Ni sont pourtant plus faibles dans nos amphibolites que dans un basalte normal.

Enfin le sous-groupe B₃ a dû être comparé à une roche basique moyenne, au gabbro, parfois au basalte et, pour le Mn, à la diorite, ceci faute de données sur les roches plus proches de son type magmatique. Le stock d'oligo-éléments de notre roche-type reste bien dans la fourchette des roches basiques éruptives. Seuls le baryum, le strontium et le plomb ont, dans notre roche, des teneurs beaucoup plus élevées. Les excès de baryum et de plomb s'expliquent par la haute teneur en potassium ; quant à l'excès de strontium, nous n'en avons pas trouvé la cause.

2. CARACTERISATION MINERALOGIQUE DES GROUPES.

Trois des diagrammes de H. de la ROCHE seront repris ici en vue d'une étude chimico-minéralogique. Pour cette étude chimico-minéralogique, nous utiliserons également les résultats déjà obtenus dans la partie précédente de notre étude.

PAR 01:3 H. de la ROCHE [1964], (fig. 5) ;
PAR 01:5 " [1968], (fig. 7 et 41) ;
PAR 02:3 " [1965], (fig. 4 et 42).

Le premier est particulièrement révélateur des relations entre chimisme et minéralogie ; le second a été conçu pour éclaircir les phénomènes superficiels tels que la dégradation des sédiments et l'évolution chimique du volcanisme dans les deux voies "série pacifique" et "série atlantique" ; le dernier diagramme, à l'origine conçu pour l'étude de la granitisation de certaines séries de sédiments métamorphisés, permet un usage plus général, tant dans le domaine sédimentaire que dans les domaines métamorphique et igné.

Tous ces diagrammes pourront nous servir, étant donné que nos roches se laissent grouper, quant à leur origine, en deux catégories : anciens sédiments et anciennes roches volcaniques, ainsi qu'en le verra plus loin.

GROUPE P.

La dispersion très forte vers l'apex Al_2O_3 dans le diagramme PAR 02:3, combinée à une faible variance de K sur Al, reflète le contenu variable de mica, cependant toujours très important, ainsi que la richesse en potassium et en aluminium. L'allongement parallèlement à l'axe $Al/3-Na$ dans PAR 01:5 et la variation assez remarquable de la valeur du quartz libre dans PAR 01:3 montrent qu'il s'agit de proportions variables d'albite et de mica. En effet, dans PAR 01:5 le grand axe du domaine de ces roches coïncide à peu près avec la ligne qui rejoint l'albite à la muscovite et l'une des extrémités de ce domaine tend fortement vers les minéraux argileux et le mica blanc.

Il y a une dissemblance intéressante entre les proportions de feldspaths et de minéraux colorés selon PAR 01:3 d'une part, et la norme d'autre part. Elle illustre la remarque, faite par l'auteur du diagramme, sur la difficulté que posent les roches riches en muscovite [de la ROCHE, 1964, p. 323].

Voici ce qu'il en est, en termes de moyennes :

Selon ce diagramme, les proportions sont (Q 30 %) minéraux colorés 25 %, feldspaths 45 %.

La norme donne (à concurrence de 96 %) : (Q 30 %), Ms 47 %, Kl 14,5 %, Ab 45 %.

Le feldspath de la norme n'atteint donc que 10 % de ce qu'indique le diagramme, alors que les pourcentages de quartz sont identiques. Environ 40 % du feldspath du diagramme devraient ainsi être considérés comme du mica et de la chlorite. Or, l'analyse moyenne annonce environ 10 % d'oxydes ferromagnésiens, ce qui indiquerait que le minéral ferromagnésien, ici la chlorite, contiendrait $\frac{10}{25} = 40\%$ de ces oxydes. Dans la norme, la teneur utilisée pour constituer ce minéral était de 36 %. Ceci aurait dû donner 28 % de minéraux colorés, si la totalité des éléments ferromagnésiens était incluse dans la chlorite.

L'accord n'est pas parfait, mais convenable. Pour l'albite et la muscovite il resterait donc 42-45 %. Avec environ 5 % du premier minéral, il y aurait ainsi environ 37-40 % de muscovite et non pas 47 % comme l'indique la norme. La différence est probablement due à la présence de petites quantités de feldspath potassique, de biotite, etc., bref à des minéraux qui n'ont pas été suffisamment respectés dans la norme.

Le caractère pélitique du matériel d'origine de ces schistes est très net. La dégradation vers les minéraux argileux est même très avancée ; on peut vite s'en convaincre en faisant une comparaison avec les roches présentées par H de la ROCHE.

Ce groupe P a - on le sait déjà - été subdivisé en P¹ et S. La différence entre ces sous-groupes ressort nettement des diagrammes. On constate que la dégradation des roches P¹ est relativement faible. Les points figuratifs s'approchent apparemment du groupe G. En réalité ils s'approchent de Q par une "passerelle" de quelques roches de G, ce dernier groupe, en sa qualité de "carrefour" contenant aussi des roches sans rapport avec le couple P-Q.

GROUPE Q.

Le caractère arkosique, et très quartzeux, est flagrant. C'est donc le pôle opposé à P dans la différenciation sédimentaire. Sa position dans PAR 01:3 et PAR 01:5 montre que l'albite y fait concurrence au mica.

La discrépance entre les proportions de quartz, feldspaths et minéraux colorés indiquée par PAR 01:3 et la norme est ici moindre. L'origine de cette discrépance est la même ici que dans le cas précédent.

Voici, à titre de comparaison, ce qu'indiquent le diagramme et la norme :

PAR 01:3 :

(Q 57 %), minéraux colorés 11 %, feldspaths 32 %.

Norme :

(Q 57 %), Ms 17,5 %, Chlor. 3,5 %, Ab 20 %.

Une partie du feldspath du diagramme est visiblement   considérer comme du mica. La différence chimico-minéralogique entre les sous-groupes Q' et T est moindre que celle entre P' et S. Toutefois, la dispersion des points figuratifs de T, la contrepartie de S, est ici encore assez forte.

GROUPE G.

Les interférences avec les groupes Q et A dans PAR 01:3 ^(Fig 5) et PAR 01:5, ^(Fig 7) ainsi que sa position de carrefour entre P-G d'une part A-B de l'autre, dans PAR 02:3 témoignent d'une certaine hétérogénéité. Pourtant, malgré la présence de roches apparentées aux groupes limitrophes, le groupe G n'est pas simplement composé d'un mélange de membres de ces groupes. Les positions qu'il occupe dans les diagrammes coïncident avec celles des grauwackes et il peut tout aussi bien représenter une série sédimentaire indépendante. Les roches G se distinguent des schistes pélitiques et arkosiques par leur plagioclase qui est souvent de l'oligoclase, et par la présence fréquente de biotite, des granites par l'abondance de mica. La biotite n'est cependant pas suffisamment abondante pour permettre la détermination de la fraction quartzofeldspathique à l'aide du diagramme PAR 01:3 ^(Fig 5) elle est d'ailleurs très souvent chloritisée.

C'est, à notre avis, ce dernier diagramme qui exprime le mieux le caractère de ce groupe. Il chevauche largement le groupe A dans la partie inférieure ; les compositions moyennes des plagioclases sont en effet très proches dans ces groupes et si A est plus riche en feldspath potassique, G est plus riche en mica.

Dans la partie supérieure, on trouve G et P au même niveau ; il appar t que les roches de ces deux groupes contiennent de

la chlorite en quantité non négligeable ; les roches P étant plus chloriteuses que les roches G, la différence est compensée par un peu de biotite et de minéral. Comme A et P n'ont rien de commun pour ce qui est des éléments majeurs, le groupe G est mis en relief par les ressemblances citées. Les proportions de quartz et de feldspath, indiquées par ce diagramme, sont pareilles : 36 % et 36 % de Q ; 29 % et 30 % de feldspath, respectivement.

GROUPE A.

La position dans PAR 02:3 ^(Fig 4) est plutôt celle des rhyolites que celle des granites et elle se trouve décalée vers l'apex de l'aluminium par rapport à la "ligne Daly" de roches ignées. Les deux autres diagrammes fournissent l'explication de cette position. PAR 01:3 ^{Fig 5} partie supérieure, confirme le manque très marqué de fer et de magnésium que laisse soupçonner la position très basse dans PAR 02:3 ^{Fig 6}. Le manque de fer n'y étant pas suffisamment compensé par le calcium. Ce sont des roches très leucocrates. D'autre part, PAR 01:5 ^{Fig 7} montre qu'il ne s'agit pas de roches très aluminées, mais plutôt très feldspathiques. Le groupe est étiré entre les points figuratifs de l'albite et de l'orthose. Etant donné que le plagioclase est souvent de l'oligoclase, et que néanmoins nous trouvons le point figuratif du groupe légèrement du côté Na > K, nous en déduisons que le plagioclase domine sur le feldspath potassique. La norme donne en effet le rapport 2/1.

Attribuer ces ^{caractères} aux granites seuls serait une erreur, car même s'ils sont en majorité dans le groupe, il y a d'autres roches, par exemple des gneiss et - ce qui est plus important - des roches volcaniques acides, plus ou moins pyroclastiques. Les points figuratifs de ces roches volcaniques, métamorphisées en leptynites, se retrouvent facilement dans les diagrammes PAR 01:3 et PAR 01:5, car elles étirent le groupe vers les points figuratifs de l'albite.

GROUPE B.

Le sous-groupe B_α est, dans tous les diagrammes, nettement dans les domaines des roches basiques ordinaires : diorites et gabros et leurs équivalents volcaniques. Les roches B_α - des amphi-

bolites, on le sait -, contiennent, entre autres minéraux, de la biotite, de la chlorite et un peu de magnétite. Nous ne connaissons pas le mode moyen, mais nous estimons que la norme reflète bien la composition moyenne. Les proportions des minéraux colorés seraient, selon ce calcul : Ho : Bi : Kl : Mt environ 20 : 10 : 10 : 3. Le sous-groupe B_{β} , tout en présentant les proportions 25 : 2,5 : 10 : 2,5, donc un quart de la biotite de B_{α} , se trouve à droite de celui-ci dans le diagramme PAR 01:5^{Fig 5} c'est-à-dire du côté des plus grandes valeurs de F et - ce qui est plus révélateur encore - il s'étale, de façon un peu discontinue, le long de l'axe Al/z - K dans PAR 01:5^{Fig 5}. Les points figuratifs extrêmes se trouvent aux valeurs + 100 (plafond des roches B_{α}) et + 10 (près de l'origine). Cette distribution est la conséquence de la teneur en feldspath potassique. La norme moyenne donne une teneur d'environ 15 % en ce minéral.

SECTION B.

ETUDE PETROLOGIQUE.

TECTONIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE.

CHAPITRE I - REMARQUES PRELIMINAIRES

1. ETATS ENTROPIQUES DES ROCHES

Dans un domaine métamorphique donné, il arrive parfois qu'on rencontre côte à côte des roches qui, apparemment, ~~ont~~ ^{appartiennent} à des faciès métamorphiques bien différents. Ainsi, dans notre région, des schistes peu métamorphisés côtoient des gneiss ou des amphibolites typiques. Ceci nous a amené à considérer ce qu'on pourrait appeler "l'état" de la roche. Nous entendons par là que la roche, telle que nous la retrouvons sur le terrain, est un produit de cumulation ou "d'intégration" des péripéties qu'elle a subies pendant sa formation. Par exemple, de tous les apports et départs de chaleur qui ont pu l'affecter, nous ne voyons que des vestiges "fossilisés", le surplus de chaleur ayant été dissipé ailleurs. Ce que nous voyons est un état final. De même toute influence dynamique est "fossilisée". Le produit final possède ainsi certaines caractéristiques qui, en principe, doivent être définissables par la grandeur physique propre à décrire un état, c'est-à-dire l'entropie. Il semble pratique de considérer cet état de deux points de vue : d'une part l'état entropique dû essentiellement à des facteurs thermiques et, d'autre part, l'état de la configuration de la roche. (Pour détails voir EHRSTRÖM, 1968). Les deux grandeurs peuvent être reportées dans un diagramme orthogonal ainsi que le montre la figure 45 (modifiée depuis 1968 !).

a) La détermination du facteur thermique S_{th} (par addition des entropies de formation rapportées à 298° K multipliées par les proportions (en pourcentage) des minéraux constituants selon la norme appropriée, les "diluants" exclus - quartz, carbonates...) a donné les résultats suivants pour les roches types des divers groupes chimiques :

P	6350	A	5260
Q	5720	B _α	7280
G	5920	B _β	8110

(Les valeurs S^{298} ont été empruntées à ROBIE et WALDBAUM [1968]). Pour les minéraux dont ces valeurs n'ont pas été déterminées ni publiées, nous avons utilisé :

chlorites et serpentine	55
biotite	80
hornblende	150
épidote	40).

L'ordre par croissance est :

$$S_{th}^{298^{\circ} K} : A < G < Q < P \ll B_{\alpha} \ll B$$

017

Ceci décrit donc l'état des roches du point de vue thermique à leur température actuelle (25° C). Au moment de leur solidification cet ordre était naturellement régi par leur contenu de chaleur :

$$P < Q < G < A < B$$

b) L'état configuratif est plus difficile à chiffrer^{*)}, mais il est évident que, par exemple, la structure schisteuse est plus ordonnée que la structure équate.

L'appréciation de l'ordre, en fonction d'éléments de symétrie et de régularité géométriques de la texture, range ces roches dans l'ordre suivant, par entropie croissante :

$$S_g : B_0 < P < Q \sim G < A \sim B_g .$$

Le groupe B mis à part, nous retrouvons ici l'ordre par S_{th} , mais inversé.

On a aussi l'impression que ces roches, ramenées à des conditions extérieures identiques (ici celles de surface), tendent à un état entropique ($S = S_{th} + S_g$) égalisé. L'ensemble de ces roches serait ainsi homogène du point de vue de l'état entropique par rapport à des conditions de repère identiques.

Nous proposons l'hypothèse que c'est le métamorphisme régional qui provoque cette égalisation des états des roches, un état d'entropie thermique élevée étant compensé par un état d'entropie configurative faible et inversement. Ce serait là un effet fondamental des facteurs extérieurs agissant sur un ensemble de roches au cours du métamorphisme.

Du point de vue physico-chimique, ceci est tout à fait normal. Si l'énergie était fournie par le système même, c'est-à-dire à l'intérieur de cet ensemble de roches, l'entropie totale devrait forcément augmenter. Mais si, au contraire, le système est ouvert, elle peut rester constante ou même diminuer. Le degré d'avancement du métamorphisme vers un état d'équilibre final à l'échelle régionale, se mesurerait par le degré d'égalisation de l'état entropique à l'intérieur du système.

Pour fixer les idées, prenons d'abord le cas d'une grauwacke métamorphisée à deux étages différents. A l'étage inférieur il y a tendance à la formation de minéraux prismatiques, de composition relativement simple, en général non hydratés. Comme la pression y est à caractère hydrostatique et que ces minéraux ne se rangent pas

^{*)} Les moyens dont nous disposons ne nous permettent pas de le faire ici.

en configurations régulières, même sous pression orientée, la roche est équante. L'eau, n'ayant pas de logement, est plus ou moins expulsée. La paragenèse est d'entropie relativement modeste du point de vue thermique, mais la configuration est d'entropie élevée. Il en est autrement au niveau supérieur. La pression hydrostatique est ici remplacée par une pression orientée et les minéraux sont phylliteux, de composition plus complexe. L'eau se combine au réseau. L'entropie thermique (de formation) est élevée, mais les minéraux se laissent ranger en une texture d'entropie de configuration relativement basse.

Les phases mobiles - quartz et eau libres - ne doivent pas être prises en considération, étant donné la nature fortuite de leur participation.

Dans le cas maintenant d'un basalte métamorphisé dans la mésozone les minéraux originels tels que l'olivine et la diopside, d'entropie de formation faible, se transforment en des minéraux plus complexes, d'entropie plus élevée, tels qu'augite et hornblende. En même temps il se produit un rangement des minéraux, la texture désordonnée de la lave étant remplacée par celle, plus ordonnée et d'entropie moindre, de l'amphibolite.

Si, dans le complexe métamorphisé, il se trouve une formation dont l'entropie thermique n'a pas été compensée et dont, par conséquent, l'entropie totale diffère beaucoup de celle des autres, il y a lieu de soupçonner qu'elle doit son état à d'autres agents que le métamorphisme régional du complexe. Les roches dioritiques du groupe B₁ en sont des exemples (voir plus loin p. 135).

2. RESEAU ET DILUANT

Une roche qui cristallise à partir d'un bain silicaté, un magma, est un système polyphasé, qui en principe, ne diffère en rien d'un système correspondant du domaine de la chimie pure. Ici comme là, la solution est plus ou moins saturée de composants (ou solutés) et l'évolution du système dépend dans les deux cas du jeu des facteurs intensifs et extensifs. Dans le cas banal, un des composants joue le rôle de diluant. Parfois ce diluant est le solvant même. Dans le magma nous pouvons identifier plusieurs solvants et souvent aussi plusieurs diluants, la même phase chimique jouant parfois les deux rôles simultanément.

Un des diluants les plus importants du magma est la silice, le composant qui, à la manière de tout diluant, forme un résidu après la recristallisation des phases chimiques qui déterminent le caractère particulier du produit final. Ce résidu reste ou ne reste pas dans la roche, car il est très mobile et peut facilement en être extrait. On peut en dire autant des autres diluants tels que l'eau et le dioxyde carbonique.

Pourquoi la silice est-elle un diluant, alors que, par exemple, l'oxyde de calcium ne l'est pas ? Pourtant les deux oxydes prennent part à l'édification du minéral. C'est d'abord une question de teneur : l'oxyde de calcium ne constitue par plus de la moitié d'un minéral commun, alors que c'est le cas de l'oxyde de silicium. Deuxièmement, le calcium ne forme pas - dans les roches silicatées - un réseau étanche ou un complexe propre à loger d'autres éléments. Ce n'est pas un "complex former" dirait RINGWOOD [1955]. Il rentre dans les structures des minéraux au même titre que la plupart des cations - sauf précisément les diluants. Dans la terminologie de RINGWOOD, c'est un "complex modifier". (Ceci dit sans partager entièrement les idées de cet auteur car nous adoptons plutôt les vues de WHITTAKER [1967, p. 2285]).

Examinons, pour fixer les idées, l'évolution d'un bain siliceux, d'un magma si l'on veut, lors de la cristallisation. Au début, le silicium s'associe avec l'oxygène en

une structure tétraédrique ébauchée, du genre d'un liquide de Bernal, où bon nombre d'éléments ou oxydes divers se déplacent. C'est la matrice primitive avec ses ions dispersés.

Un refroidissement progressif amène deux phénomènes parallèles :

1. un remaniement de la matrice vers un état plus ordonné ;

2. la précipitation des ions dispersés par rapport auxquels le bain se trouvera sursaturé. Or, le premier processus est extrêmement lent, de sorte que les précipitations se feront dans un milieu toujours relativement désordonné. Les éléments qui, au début, étaient dispersés, le seront moins à la fin, mais la concentration par rapport au diluant, en l'occurrence la silice, demeure inchangée. Le bain solidifié sera toujours composé du même nombre de corps simples qu'il y en avait de dispersés dans le diluant, mais ils seront maintenant rangés ou casés dans celui-ci, selon certaines exigences énergétiques.

La croissance du cristal consiste en un logement d'ions dans les puits énergétiques de la matrice, accompagné d'un rangement selon certaines directions préférentielles^{*)}. Ce rangement n'affecte pas seulement les ions auparavant dispersés dans le bain, mais aussi les ions de la matrice primitive, en voie de former le réseau. Les deux catégories de constituants concourent donc à établir un domaine d'une configuration spécifique [voir HESS, 1971]. Du coup, ce domaine est délimité et de moindre entropie que l'entourage : un cristal a pris naissance. C'est un ensemble ordonné, constitué d'ions rangés dans un domaine ordonné du diluant. Il y a là une certaine collaboration entre les ions dispersés, ceux-ci se rapprochant et se groupant pour aménager un domaine à leur convenance.

Il y a, d'autre part, des ions qui ne se laissent pas intégrer dans la matrice de cette façon "sociable", même s'ils forment des minéraux. Les oxydes, les sulfures etc. en sont des exemples. Ils constituent, pour ainsi dire, des

*) Dans ce qui suit, la part de l'oxygène associé aux hétéroatomes ne sera pas prise en considération.

"domaines imposés", "accessory components" de KORZHINSKII [1959]. Lors d'une cristallisation fractionnée avec enrichissement en volatils, la tendance des éléments (surtout des métaux de transition ou ceux à potentiel ionique intermédiaire) à s'isoler par propriétés chimiques ou physiques, s'affaiblit.

C'est ainsi que dans un magma de composition globale dioritique il se forme des inosilicates plus hétérogènes que ne sont les néosilicates du gabbro. De l'isolation accapante du couple fer et magnésium dans l'olivine par exemple, nous passons à la "cohabitation" de l'augite et de la hornblende.

Cette tendance se poursuit dans le granite où les phyllosilicates rendent possible l'admission du potassium dans le minéral où sont logés le fer et le magnésium, comme c'est le cas pour la biotite. Les structures deviennent moins denses, perdent en symétrie, mais ce sont toujours des domaines délimités dans ce même diluant solidifié.

L'aluminium, élément en général assez abondant, rentre en partie dans ces minéraux hétérogènes. Cependant la plus grande partie se condense dans la matrice en imitant les liaisons du silicium avec l'oxygène. Les deux ions forment alors ensemble un réseau en se répartissant les ions d'oxygène de la même manière que dans le bain siliceux pur. Des ions alcalins ou alcalino-terreux sont retenus dans les canaux aménagés grâce aux charges déficitaires du réseau.

Ces domaines du réseau, une fois ordonnés, seront appelés des feldspaths.

On ne sait trop si on doit les considérer comme un complexe précipité dans le réseau du diluant ou simplement comme une modification de celui-ci. Le reste du bain cristallise - en s'ordonnant toujours - pour former le quartz avec les constituants accessoires comme impuretés.

Ce diluant résiduel étant très mobile, il peut facilement être transporté ailleurs sous l'action des pressions orientées ou autres mouvements différentiels, laissant derrière lui les domaines liés par les ions précipités, c'est-à-dire la partie qui, selon nous, marque le "caractère intrinsèque" de la roche. On retrouve ainsi la classification générale des paragenèses, proposée par KORZHINSKII [1959], à savoir :

- composants inertes et
- composants parfaitement mobiles.

La silice peut faire partie des deux catégories, selon qu'elle est ou n'est pas intégrée dans un réseau cristallin autre que celui du quartz:

(Pour plus de détails, voir Annexe I.).

3. REMARQUES SUR QUELQUES MINÉRAUX.

a -TECTOSILICATES.

1. Feldspath potassique.

Les schistes, quelque soit leur contenu en micas, sont en général dépourvus ou pauvres en feldspath potassique. Le teneur en potassium traduit donc leur proportion de mica. (Dans les deux cas, 39 A et 405 II, où le feldspath potassique est un constituant non négligeable, il s'agit de schistes en contact direct avec du granite, dans une migmatite. Les feldspaths en portent l'empreinte).

Les gneiss sont modestement pourvus de ce tectosilicate. Dans 44 lames sur 50 étudiées en détail, soit 88 %, il n'est pas perthitique et ne présente pas de myrmékite.

Par contre, la perthite et la myrmékite sont la règle dans les granites (48 cas de perthite, 47 de myrmékite sur 54 lames étudiées en détail, soit respectivement 89 % et 87 %). En plus, la perthite et la myrmékite sont associées (44 cas de présence et 3 cas d'absence simultanées sur 54, soit 87 %).

Le feldspath potassique des granites apparaît en gros grains ; aux bordures des massifs il donne souvent des cristaux porphyroblastiques en "dent de cheval".

Des déterminations aux Rayons X, faites sur les feldspaths potassiques des deux granites, l'un pris à Epierre (837), l'autre à La Chambre (836) indiquent la même triclinicité = $0,91 \pm 0,05$. L'analyse chimique a donné $9,15 \pm 0,05$ % Ab pour les deux.

A part les "dents de cheval", les cristaux ne sont pas bien développés (hypidiomorphes ou le plus souvent même xénomorphes). Ils renferment fréquemment des inclusions de minéraux divers tels qu'albite, quartz, séricite, biotite, chlorite, épidote, apatite etc., au point d'être parfois pséculitiques.

Le cas le plus intéressant, celui de l'albite, sera abordé ci-dessous.

La biotite est parfois orientée selon les axes cristallographiques de l'hôte, mais peut être totalement désordonnée dans le même cristal. Elle est souvent altérée en chlorite à biréfringence anormale.

Les minéraux qui se trouvent en inclusions peuvent aussi recouper les limites du cristal-hôte. Il est difficile de dire si c'est le feldspath potassique qui les englobe ou si ce sont eux qui le pénètrent, mais le premier cas semble le plus probable.

Il n'est pas rare de voir des fissures traversant tout le cristal, recouées par un matériel du même cristal. Il ne s'en distingue que par son orientation optique différente. La muscovite, l'albite et le quartz peuvent aussi remplir ces fissures.

D'autre part, il y a aussi des inclusions de feldspath potassique dans d'autres minéraux. Ceci pose le problème de l'ordre de cristallisation.

Il y a un cas instructif (lame 125) qui présente les caractéristiques suivantes :

a) des cristaux de microcline maclés ont été brisés avec décrochement du plan de macle. Des fissures, remplies de quartz, recoupent les macles et butent sur les inclusions de plagioclase ;

b) des cristaux de plagioclase sont à cheval sur le plan de macle du microcline ;

c) du microcline recoupe les macles du plagioclase ;

d) le plagioclase est corrodé et étranglé par du microcline ;

e) la myrmérite recoupe le plan de macle du microcline ;

f) la perthite bute sur les inclusions de plagioclase ;

g) la perthite pénètre à l'intérieur du plagioclase ;

h) la perthite recoupe le plan de macle du microcline en gardant son orientation optique ;

i) la perthite bute sur le plan de macle du microcline.

Les deux derniers cas, h et i, se présentent dans le même cristal. Notre interprétation de ces observations est la suivante :

Comme certains des cristaux de plagioclase sont orientés de façon épitaxiale dans le microcline, alors que d'autres ne le sont pas, et comme les premiers ont en général conservé leur forme cristalline alors que les seconds sont souvent plus amorphes, nous penchons pour l'opinion de FRASE [1954], selon laquelle le plagioclase épitaxial aurait cristallisé avant le

microcline, puis, quand ce dernier cristallisait à son tour, se serait accolé à certaines de ses faces et aurait fini par être complètement englobé. Il faut noter également que le microcline à inclusions de plagioclase bien orienté est généralement bien cristallisé lui-même et qu'il y a même des inclusions de plagioclase à lamelles courbées, alors que le feldspath potassique qui l'héberge n'est pas déformé.

Par apposition au cas précédent, il y a des plagioclases aux contours moins réguliers, souvent même amiboïdes, qui sont introduits dans le microcline. Ces cristaux sont souvent accompagnés de myrmérite qui recoupe le plan de macle du microcline.

De même, il y a du microcline xénomorphe qui forme des taches irrégulières entre les cristaux de plagioclase ou qui les englobe, que ceux-ci soient idiomorphes ou xénomorphes. Il peut même constituer un ciment entre les autres minéraux.

La perthite est plus régulière dans les cristaux idiomorphes aux inclusions épitaxiales que dans le microcline irrégulier.

Dans les cristaux maclés il y a semble-t-il deux générations d'inclusions perthitiques : la première est limitée au plan de macle, la seconde le traverse. La première possède un indice de réfraction plus proche de celui du microcline que la seconde. De plus, la première laisse parfois un "vide" entre elle et les cristaux de plagioclase à auréole d'albite pure (voir paragraphe suivant).

En définitive, on est amené à penser qu'il y a eu deux générations de chaque feldspath. Comme les cristaux réguliers de la première génération peuvent parfois perdre leur habitus régulier et se comporter comme ceux de la seconde génération, il est possible qu'il s'agisse soit d'une simple remobilisation soit d'une fin de cristallisation désordonnée du matériel superflu.

La suite des événements serait ainsi la suivante :

1. Cristallisation du plagioclase I.
2. Cristallisation du microcline I, se perthitisant et "orientant" le plagioclase qui, lui, absorbe éventuellement pour l'auréole, du matériel albitique résorbé par le microcline.
3. Migration de matériel albitique et de quartz en quantité considérable qui envahissent les endroits moins résistants, soit en donnant albite et quartz, soit en créant des bourgeons de myrmérite, soit enfin - dans le cas des anciens plagioclases -

en créant des auréoles et en poussant des apophyses. Le quartz remplit les fissures.

Sous la pression de cette poussée, il peut se former du mica aux bordures du microcline et dans des fissures en emprunt de potassium à celui-ci. Ce matériel expulsé peut aussi recristalliser plus tard.

4. Si le microcline a été fortement déséquilibré par ces événements, il peut se réarranger en expulsant du sodium, qui donnera la perthite II.

5. Le microcline II cristallise en se perthitisant et s'introduit entre les grains, les englobant et les corrodant.

Cet exemple servira de modèle à la cristallisation des tectosilicates de nos granites. Il y a donc eu au moins deux phases.

Les feldspaths potassiques des "diorites" ressemblent à ceux des granites, à ceci près qu'il ne semble pas y en avoir eu deux générations. Les inclusions de plagioclase sont très corrodées par le feldspath potassique et l'on trouve souvent des anastomoses entre la perthite et les plagioclases. Les myrmékites sont très nombreuses dans certaines roches. Quelques leptyrites enfin contiennent du feldspath potassique fortement perthitisé. Il y a peu d'inclusions et la myrmékite n'a pas été découverte dans ces roches.

2. Plagioclases*

Le plagioclase typique des roches leucocrates de Belledonne est l'albite. Les déterminations de la teneur en anorthite, basées sur l'indice de réfraction, les angles d'extinction, l'angle des axes optiques et sur les séparations "d" des couples $1\bar{3}1-1\bar{3}1$ et $2\bar{4}1-2\bar{4}1$ en diffraction RX* ont donné les pourcentages suivants d'oligoclase par rapport à l'albite :

Micaschistes.....	20 %
Quartz - Feldspath - Schistes.....	20 %
Gneiss.....	30 %
Granites.....	25 %

*Un contrôle de ces résultats a été effectué selon la méthode de BURRI (1964, pp. 55-60).

Etant donné qu'il y a lieu de soupçonner une différence entre granites et gneiss du groupe des Sept Laux (à l'Ouest) et ceux du groupe de Saint-Colomban (à l'Est), les pourcentages de ces ensembles sont donnés séparément :

Côté W	Côté E
Granites..... 25 %	Granites..... 25 %
Gneiss..... 25 %	Gneiss..... 45 %

Ces oligoclases se situent autour de $An \sim 12$, rarement au-dessus de $An \sim 15$. Ils tombent donc en plein dans le domaine des péristérîtes. Bon nombre des albites les y accompagnent. La triclinicité est d'ailleurs toujours très poussée ; selon l'indice II (Intermediary index) de SLEMONS [1962], tous les plagioclases mesurés atteignent 100 - ou presque. En appliquant la méthode de CHRISTIE [1962] - et en n'oubliant pas les réserves fournies par l'auteur - nous pouvons conclure à des températures de recristallisation très basses, inférieures à $300^{\circ} C$ pour les granites. Par la méthode de BARTH [1966, 1968], BAHNAM [1966], la température serait même inférieure à $250^{\circ} C$. Nous ne prenons ces résultats que comme des indications de températures relativement basses, sans plus. (Un gneiss situé entre les deux granites a donné $II = 90$ et $T = 425^{\circ} C$ par la méthode de CHRISTIE).

Dans les schistes, il s'agit d'albite et parfois d'oligoclase.

L'albite des schistes les plus externes est du type arrondi, maintes fois décrit à propos des schistes ocellaires et facile à reconnaître grâce à la forme elliptique et à l'aspect "vermoulu" que leur donnent les canaux remplis de quartz. A mesure qu'on pénètre vers l'intérieur de la chaîne, la proportion de cette albite elliptique diminue pour céder la place à une albite plus banale, de forme moins caractéristique. Parallèlement, les inclusions de quartz disparaissent. Puis ce sont les plagioclases (albite et parfois oligoclase) hypidiomorphes, voire idiomorphes, qui prennent la relève.

Plus révélateur que ce développement morphologique est l'aspect des macles. Nous disons "aspect" et non pas "type" parce qu'il s'agit de ce qu'on voit au microscope sans chercher à déterminer les plans de macles. Il n'est pas question des types de BURRI [1962] ou de GORAL [1951], in TOBI [1962] par exemple.

311 6

Dans ce but restreint, nous avons distingué trois catégories de plagioclases :

1. sans macles ou avec macles simples ou avec peu de macles polysynthétiques ;
2. avec macles polysynthétiques sans celle du péricline ;
3. avec macles polysynthétiques dont celle du péricline.

Le diagramme 43 rend compte de la distribution de ces catégories.

Il apparaît que les albites non macleées ou à macle simple dominent parmi les schistes. Pour les gneiss, ce sont des plagioclases à macle polysynthétique sans péricline qui dominent. Les granites et les diorites sont, par contre, caractérisés par la fréquence égale de macles polysynthétiques avec et sans macle de péricline.

En ce qui concerne les amphibolites et les chlorito-schistes il vaut mieux s'abstenir de généralisations à cause du nombre trop limité de ces roches.

Le diagramme montre nettement la tendance à la multiplication et à la complication des macles avec l'évolution des schistes vers la roche "plutonique".

L'étude des macles a attiré notre attention sur un autre phénomène de distribution. Il a été dit [TURNER, 1951 in SMITH, 1962] que la fréquence des macles ne dépend pas, en général, de la déformation de la roche. Si la fréquence n'en dépend pas, il semble cependant que le développement de la macle soit affecté par la contrainte extérieure. Dans le but d'éclaircir ce point, on a construit le diagramme (fig. 44) où la fréquence des caractéristiques (macle nette, bien développée - macle diffuse - macle fragmentaire) a été étudiée en fonction de l'état de cataclase des roches granitiques et gneissiques (granite normal - granite cataclasique - cataclasite granitique ou gneissique - "flaser-granite" ou "flaser gneiss" (ocillés à microquartz etc.) - nylonite granitique ou gneissique).

On s'aperçoit que la fréquence des lamelles nettes, entières, ne varie pratiquement pas. La variation la plus éclatante concerne la macle du péricline, dont la fréquence diminue remarquablement déjà au premier signe de déformation. Ce fait, ajouté à celui de l'apparition du maximum de macles fragmentaires, non pas dans les granites intacts, mais dans ceux qui sont faiblement cataclastiques, suggère que la déformation a joué un rôle dans le développement de certaines macles.

De même, la disparition des macles du péricline en passant des granites aux gneiss, où, en plus, les macles fragmentaires et diffusées cèdent la place aux macles régulières et bien développées, laisse soupçonner une influence de la pression (on peut se demander s'il n'y aurait pas, en fait, deux types de macles albite bien développées de genèse différente). Dans les granites intacts il y aurait des macles primaires (de cristallisation) alors que dans les roches tectonisées et les gneiss il y aurait - du moins en partie - des macles secondaires (de déformation). Les macles primaires et les macles péricline ne résisteraient pas à la pression. A leur place, il y aurait des macles fragmentaires et une certaine proportion de macles nettes, mais secondaires, produites sous une pression et une déformation encore modérées. Le facteur dynamique gagnant de l'importance et le climat thermique étant suffisant pour permettre l'apparition de macles, les macles secondaires remplaceraient aussi les fragmentaires pour, finalement, être pratiquement les seules à survivre dans des conditions dynamiques sévères.

La courbe quasi-horizontale des macles bien cristallisées ne concernerait donc pas le même genre de macles, mais le remplacement des genres fragiles du granite par les macles albite secondaires, plus résistantes. Il y aurait là un parallèle à la série stress-antistress des aluminosilicates.

3. Perthites et myrmékites.

Ainsi qu'il a déjà été dit, la perthite et la myrmékite sont très fréquentes dans les granites où elles sont associées dans 87 % des cas.

Les types de perthite se distribuent en gros de la façon suivante :

Pellicules (films)	dans 39 % des cas de perthites ;
filaments (string)	30 %
quadrillage	18 %
plaques (plate)	8 %
schillérite	9 %
indéfinies	26 %

(Une part importante des "indéfinies" doit probablement appartenir au type "pellicules"). Il s'agit ici de fréquence de chaque type, plusieurs types pouvant être présents dans la même roche.

Les myrmékites épousent, dans la presque totalité des cas, la forme de bourgeons sur tige courbe. ~~Quelques images en document~~. La répartition des minéraux limitrophes (apparents) est la suivante :

bourgeon racine	K	P	Q	M	X	Tot.
K	1	1	3			5
P	3	2				5
Q	1	2	1			4
M	4	3	4	1		12
X	5	2	1	2	18	28
Tot.	14	10	9	3	18	54

K = Feldspath potassique ; P = plagioclase ; Q = quartz ; M = mica ; X = inconnu. (Les 18 cas X/X sont dus à une coupe peu favorable). Il en ressort que n'importe lequel des quatre minéraux peut se trouver du côté de la racine ou du côté du bourgeon. La fréquence n'est, cependant, pas la même pour tous les cas. Alors que le mica est le voisin le plus fréquent de la racine, le feldspath potassique joue ce rôle auprès du bourgeon. La combinaison mica à la racine - feldspath potassique au bourgeon n'est, pour autant, pas du tout dominante.

Toutefois, les anciennes observations selon lesquelles la myrmékite serait toujours placée entre plagioclase et feldspath potassique [BECKE, 1908 in MEHNERT, 1968 ; PETRASCHKE, 1904 in ROQUES, 1955, etc.] sont contredites non seulement ici, mais aussi précédemment par d'autres auteurs [par ex. SHELLEY, 1967].

Il y a encore d'autres opinions qui n'ont pas résisté aux examens ultérieurs, mais qui gardent leur popularité : le plagioclase de la myrmékite n'est pas toujours plus acide que le plagioclase myrmékitique, ainsi qu'ont pensé TRONQUOY [1912], in ROQUES *op. cit.* et RAGUIN [1957], cités comme exemples éloignés dans le temps. PHILLIPS et RANSOM [1970] prétendent que ceci n'est vrai que pour les roches ignées, tandis que les deux sont identiques dans les roches métamorphiques, ~~telles~~ les gneiss, par exemple.

Cette constatation déjà contredite*) annulerait aussi ^{la proposition} que les myrmékites n'appartiendraient qu'aux roches plutoniques.

Au sujet de la structure et la genèse des myrmékites, nous devons renvoyer le lecteur à DRESCHER-KADEN [1948], ROQUES [1955] et, surtout, SHELLEY [1964, 1967 et 1970].

Nous nous bornons ^{ici} à déclarer notre adhésion à l'hypothèse de constrictioin de SHELLEY.

Abordons plutôt le problème génétique posé par l'association ~~de la~~ perthite ~~et la~~ myrmékite, car ceci pourra apporter des idées nouvelles et des arguments pétrologiques.

A titre d'exemple, nous examinons les relations chimiques entre plagioclase, feldspath potassique (~~et la~~!) et myrmékite, en prenant l'aluminium pour base. Voici comment cela se présente, en empruntant les données de ROQUES [op. cit.] :

- Microcline $Or_{90} Ab_{10} = 54 Kp + 6 Ne + 40 Q$
- Oligoclase $Ab_{80} An_{20} = 48 Ne + 12 Cal + 40 Q$
- Myrmékite $Ab_{19} An_1 Q_{80} = 11,4 Ne + 0,6 Cal + 88 Q$
Réduit, par raison de commodité, à 84 Al
- Microcline $226 Kp + 25 Ne + 168 Q$
- Oligoclase $168 Ne + 42 Cal + 140 Q$
- Myrmékite $228 Ne + 12 Cal + 1760 Q$.

Transformation de microcline en myrmékite :

- Microcline $226 Kp + 25 Ne + 168 Q$
- Myrmékite $228 Ne + 12 Cal + 1760 Q$

Requis $203 Ne + 12 Cal + 1592 Q$
Intact $226 Kp$

Idem avec oligoclase :

- Oligoclase $168 Ne + 42 Cal + 140 Q$
- Myrmékite $228 Ne + 12 Cal + 1760 Q$
- Requis $60 Ne + 1620 Q$
- Intact $30 Cal$

Alternativement :

~~soit mieux, même s'il ne se passe pas exactement dans ces proportions~~

Transformation de 1/2 microcline + 1/2 oligoclase en 1 myrmékite:

* Interventions à l'occasion de la présentation de l'article cité de ROQUES. (1955)

1/2 + 1/2 feldspaths	113 Kp + 33,5 Ne + 21 Cal + 154 Q
Myrmékite	<u>228 Ne + 12 Cal + 1760 Q</u>
Requis	194,5 Ne 1606 Q
Intact	113 Kp 9 Cal

Ces calculs montrent que les transformations exigeraient des apports d'albite et de quartz.

Appliqué à notre plagioclase $Ab_{90}An_{10}$, ce genre de calcul aurait donné :

Requis	39 Ne + 1550 Q
Intact	19,5 Cal.

pour la transformation de plagioclase en myrmékite.

Au lieu de considérer des quantités isovolumiques ou isométriques, comme on le fait en général, nous considérons donc des quantités rapportées à une charpente fixe d'aluminium. A la lumière de l'hypothèse de constriction de SHELLEY, notre manière de voir paraît mieux adaptée à la situation. En effet, il ne s'agit de garder ni le volume ni le poids constants.

Supposons maintenant que, grâce à des facteurs auxquels nous reviendrons ^{plus loin} ~~plus loin~~, il y a une transformation de microcline perthitique en muscovite. Il vient :

Microcline perthitique	54 Kp + 6 Ne + 40 Q
Muscovite -	<u>[18 x 3 Kp + 18 x 2 Q + 18 x 2 C (+ 18 W)]</u>
	0 Kp + 6 Ne + 4 Q - 36 C (-18 W)

Si dans la roche - sur 3 Mcl (perth) il y a eu un excès de 2 C (et 1 W) 100 Mcl peuvent former 126 Mg, donnant un reste de 10 Ab.

Pour former de la myrmékite à concurrence de ces 10 Ab il faudrait 42 Q supplémentaires.
(Q/Ab de myrmékite = 4.2).

Dans nos granites, il y a en moyenne 4 % de K_2O et de Na_2O , donnant 23,6 % de microcline pur et 34 % d'albite pur, s'il n'y a pas de mica présent.

Un calcul analogue sur le microcline perthitique donne 26,4 % de ce minéral.

Pour former par exemple 5 % de muscovite il faudrait $5/1.26 \approx 4$ % de Mcl perthitique, ce qui réduirait le microcline à 22 %.

Ceci libérerait 0,4 % An, pouvant former 1,7 % de myrmékite, la quantité requise de quartz étant présente. Une telle transformation suffirait, il nous semble, largement, pour rendre compte de la myrmékite dans nos granites, étant donné qu'ils contiennent 5.6 % ou 7.3 % de muscovite normative (selon la norme choisie).

Notre hypothèse de la formation de la myrmékite serait donc celle-ci :

Un matériel granitique, qui dans des conditions appropriées donnerait lieu à de l'oligoclase et de la cordiérite (nos granites contiennent en moyenne 5,6 % de cordiérite et 5,5 % d'anorthite normatifs), mais qui ne peut utiliser le surplus d'aluminium qu'à bâtir de la muscovite ou un autre mica (de 2^e génération, du fait des conditions physico-chimiques) modifie son feldspath potassique à cette fin. L'albite, déjà en partie dissociée du feldspath potassique par perthitisation, se trouve exclue de cette nouvelle charpente alumineuse. Elle est ainsi libérée et constitue, avec la silice libre, une phase mobile.

Elle s'introduit alors soit dans des imperfections de la maille du feldspath potassique (où il lui arrive même de recouper le quartz des fissures), soit aux bordures des plagioclases préexistants, soit ailleurs où l'espace le permet, seule ou avec la silice. Selon les circonstances on a formation soit de perthite secondaire, soit d'auroles albitiques, soit de filons d'albite ou de myrmékite. En général il y a un peu de tout. La structure des cristaux, la quantité d'albite libérée, la quantité de silice disponible et la texture de la roche sont les facteurs qui déterminent le sort de cette phase mobile.

Plus précisément, la formation de myrmékite est conditionnée par la présence de quartz là où l'albite est en cours de cristallisation. (Souvent l'albite a encore été nourrie après la croissance de la myrmékite. Celle-ci est alors enfermée dans le feldspath par une zone plus albitique et n'atteint pas le bord). La pression exercée sur le quartz contraint celui-ci à la recristallisation, ce qui crée la structure particulière des bourgeons. C'est ainsi que l'explique SHELLEY. Ce phénomène peut, naturellement, se produire avec d'autres matériaux si les circonstances sont favorables.

On comprend que l'emplacement de la myrmékite entre le plagioclase et le feldspath potassique, s'il est naturel et fréquent, n'est aucunement exclusif. Il est tout aussi facile de concevoir un emplacement entre le mica et le quartz, par exemple, ce qui, dans nos granites est même plus fréquent qu'entre plagioclase et feldspath.

SHELLEY cite des exemples de myrmékite entre amphiboles et épidotes. La myrmékite n'est donc pas limitée aux minéraux du granite ordinaire.

b - PHYLLOSILICATES

1. Mica blanc.

Lorsque nous disons "muscovite" "n parlant du mica blanc, le terme n'est approprié que pour le granite - et encore avec réserve.

En effet, le mica blanc des schistes et des gneiss semble rarement être de la vraie muscovite, mais un mica un peu coloré (soit en vert, soit en brun) dont l'angle $2V$ et la biréfringence sont faibles. Il y a lieu de soupçonner la présence d'une composante phengitique ou une décoloration de biotite, selon le cas. Ceci a été en partie confirmé.

D'une part, l'étude roentgenographique, faite sur un mica-schiste gneissique, situé entre les deux granites (série verte) et sur deux mica-schistes de la zone latérale (série satinée), a donné des diagrammes quasi identiques d'un type intermédiaire tenant de la muscovite 2 M et de la phengite.

D'autre part, on voit souvent la transformation interrompue de la biotite. Par contre, dans bien des cas il n'y a plus trace de biotite, et les paillettes incolores et bien développées font penser à l'hydromuscovite.

L'étude détaillée de ces micas est encore à faire, mais déjà on peut constater que le mica blanc est souvent un produit d'altération et qu'il y a certainement des micas de générations différentes dans ces roches.

2. Biotite et chlorite.

La diversité des couleurs des biotites et des propriétés optiques des chlorites nous ont conduit à examiner les relations entre ces diverses caractéristiques. Il est vrai que les conclusions données sur des propriétés optiques assez superficielles ne peuvent être aussi sérieuses que si ces minéraux avaient été étudiés systématiquement aux Rayons X, mais nos remarques peuvent quand même apporter quelques renseignements utiles à la pétrographie courante.

Les couleurs des biotites en question, au nombre de 131, sont soit brun moyen, un peu sale (63), soit brun foncé, pur (31), soit brun rougeâtre, intense (25), soit encore vert (7).

Toutes ces couleurs sont celles de la plus forte absorption γ .

Les couleurs des chlorites, au nombre de 142, sont vert moyen normal (54), plus souvent encore vert très pâle (82) et exceptionnellement vert intense, parfois bleuâtre (6).

Les teintes de polarisation sont le plus souvent le bleu anormal bien connu (82), parfois tournant vers l'indigo ou le mauve (7), le brun cuir étant fréquent aussi (50), tandis que le gris normal est pluri-rare (18) et que la chlorite isotrope dans tout le spectre est l'exception (30). Les chlorites de même couleur en lumière naturelle peuvent présenter différentes couleurs de biréfringence dans la même lame. Le signe d'allongement est, sans exception, positif pour les chlorites à biréfringence anormale bleue ou mauve, toujours négatif pour celles à biréfringence brune ou grise. Ceci permet de les classer selon la proposition d'ALBEE (1952) (in TRÖGER [1967]).

82 1a - Mg - chlorites ;

50 Mg - Fe - " "

18 Ms - " "

Le contrôle aux rayons X n'a été effectué que dans deux cas : la chlorite du granite des Sept Laux, pris à Epierre, et la chlorite d'en-dessus de Saint-Colomban.

La première chlorite, à indice de réfraction $n_p = 1.624$ a donné la formule :



selon la méthode combinée de BRINDLEY et GILBERT (1956) et celle de BROWN (1954). Montrant une teinte de polarisation anormale d'un bleu très faible et possédant le caractère optique négatif, elle se classe parmi les Fe-Mg-chlorites d'ALBEE. Ce serait, selon WINDCHEMEL-HODL-TRÖGER et HEY (in TRÖGER, 1956), une Fe-rhipidolite de polytype IIb. L'accord est donc parfait.

La seconde chlorite, à indice de réfraction $n_p = 1.610$, donne la formule :



La teinte de polarisation est d'un gris verdâtre, le caractère optique positif. Il s'agit donc, selon ALBEE, d'une Mg-chlorite, ce qui s'accorde avec la formule (où le rapport Mg/Fe est d'environ 4).

Selon TRÖGER et al., c'est une pchnochlorite à tendance^t vers le clinocllore¹⁾.

L'examen de ce matériel conduit aux constatations suivantes :

- les biotites brun foncé et brun rougeâtre, si on les trouve dans quelques rares schistes, sont quand même beaucoup plus fréquentes dans les gneiss, et surtout dans les granites. Les roches éruptives, plus basiques, en contiennent parfois aussi;

- des biotites particulières ne sont pas en rapport avec la présence de sphène dans la roche ;

- cependant les roches analysées contenant des biotites de ces couleurs possèdent un rapport $Ti/Fe+Mg+Ti$ de 3 à 5 % plus élevé que les roches contenant d'autres biotites. La distribution en diagrammes ressemble à celle obtenue par dosage des oxydes de ces métaux dans les biotites [cf. HALL, 1941, in TRÖGER, op. cit.] ;

- les biotites brun-vert et vertes sont, en général, accompagnées de sphène ;

- la fréquence de sphène n'est pas un bon indicateur de la teneur de titane dans la roche ;

- la chlorite vert pâle est toujours associée à du titane expulsé sous forme de minerai ou de sphène ;

- les roches à biotite verte, sans teinte brune, se trouvent souvent à proximité de celles à biotite rougeâtre. Les biotites des deux couleurs peuvent même se trouver dans la même roche ;

- il y a bonne corrélation entre la présence de biotite brun-rougeâtre et ^{celle de} chlorite vert pâle. ~~Il n'y a pas de corrélation~~ ~~pour autant~~. (Sur 21 biotites brun rougeâtre, 19 chlorites vert pâle).

Les relations et les transformations entre les micas, chlorites et composés titanifères, telles que nous les avons observées, sont déjà en détail décrites par MULLER [1966]. Nous ~~n'~~ n'avons rien à changer et renvoyons le lecteur à l'exposé de cet auteur, qui mentionne la décoloration progressive de la biotite, souvent lamelle par lamelle, aboutissant à la muscovite, puis la

1) Nous ne connaissons pas l'origine de la discrédance entre les indices de réfraction et les contenus de fer dans les deux cas.

réchloritisation, souvent aussi lamelle par lamelle, et accompagnée d'expulsion de fer et de titane.

Ces expulsions sont à l'origine de produits divers, dont les plus courants sont l'oxyde de fer, l'ilménite, le rutile (sagénite) et le sphène. On voit souvent les deux minerais entourés d'une auréole de sphène. Suivant POPOLITOV et al., (1966), elle serait due à un abaissement de température.

Les couleurs brun foncé et rougeâtre ont été mises sur le compte de la teneur de titane, mais ces colorations sont d'autant plus faibles que le rapport Fe^{+3}/Fe^{+2} est grand, selon HAYAMA (1959) [in TROGER, 1967]. Donc il se pourrait que la teneur en titane dans ces biotites ne soit pas beaucoup plus importante que dans les autres si leurs teneurs en fer ferrique sont modestes.

Ceci est facile à concevoir, puisque, d'après FAYE [1968], l'absorption dans le rouge de 7 000 Å est proportionnelle au rapport Fe^{+3}/Fe^{+2} et au fer total.

Cependant, cette couleur n'est pas seulement propre aux biotites titanifères, mais aussi aux oxy-biotites. Il est d'autant plus étonnant de la retrouver là, que dans ces biotites le fer ferrique l'emporte de beaucoup sur le fer ferreux. Elles doivent sans doute posséder d'autres propriétés d'absorption que les biotites ordinaires.

Il a été mentionné que les biotites vertes, sans teinte brune, peuvent se trouver à proximité des biotites brun rougeâtre. La couleur indique l'absence de titane et probablement une assez forte teneur de Fe^{+3} , causant une absorption quasi-totale dans le secteur 7 000 Å.

La chlorite associée à ces biotites de couleurs particulières est - on s'en souvient - pâle, sans teinte bleuâtre. On doit donc lui refuser une teneur considérable en Fe^{+3} - et en fer tout court. Elle ne doit pas non plus être riche en titane.

Somme toute, il y a là un assemblage assez hétéroclite.

La couleur de la section basale des biotites rougeâtres étant très pâle, celles-ci seraient sans hésitation à considérer titanifères si la biréfringence s'accordait mieux à une telle composition. Or, une partie des biotites brun-rougeâtre possèdent bien la biréfringence de la biotite titanifère, mais il y en a aussi dont la biréfringence dépasse tellement la limite supérieure de celles-ci qu'une telle composition peut être mise en doute.

La biréfringence des vraies biotites titanifères se place entre 1200 μ et 1500 μ . La limite inférieure de celle des oxy-biotites se trouve à 2 400 μ . Nos biotites rougeâtres s'étalent entre 1050 et 1900 μ dans les roches acides et intermédiaires.

Y aurait-il des biotites rouges des deux genres ?

Selon l'étude de FAYE, il y a ^{une} absorption particulièrement efficace entre 4 000 et 4 900 Å due à un transfert de charges ($\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Al}^{+3}$?), vers 4 100 Å due au titane, vers 7 000 Å due au transfert de charges $\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$ et vers 8 000 Å due à l'effet Jahn-Teller. Aux environs de 6 000 Å il y a une "fenêtre" de moindre absorption.

Partant de ces données, le brun de "fond" de la biotite ordinaire, qui se manifeste seul ou mélangé avec le vert ou avec le rouge, peut avoir deux origines : la "fenêtre" de moindre absorption de 6 000 Å - c'est ce que propose FAYE - et le vaste secteur de 4 000 à 4 900 Å, les deux pouvant donner à peu près le même orange qui, avec une forte diminution d'intensité globale, donne du brun. Par contre, la combinaison du rouge de l'absorption 4 900 Å et du vert-bleu ~~à~~ l'absorption dans le secteur 7 000-8 000 Å produit du pourpre et non pas du brun. D'autre part, ce pourpre compensé influence peu l'orange de 6 000 Å.

Le brun n'est donc pas le résultat d'une simple combinaison de deux absorptions. C'est, sans doute, un rayonnement de "fond" complexe, ainsi que l'a conçu FAYE.

L'existence de biotite purement verte montre que le "fond" peut être soit altéré, soit même absent. Ce vert témoignerait d'une prépondérance de l'absorption dans le secteur ultraviolet sur celle, dans le vert-bleu. Le cas contraire donnerait du rouge, comme dans les "phlogopites inverses" [FAYE-HOGARTH, 1962].

Nous ne voyons pas comment le titane, avec ^{la} seule absorption autour de 4 000 Å, puisse donner du rouge. Le rayonnement résultant se trouve dans le jaune avec une teinte verte plutôt que rouge. Le rouge attribué à cet élément doit donc avoir une autre source - à moins que cette bande ne s'intensifie et ^{ne} s'élargisse considérablement, comme chez l'andalousite [FAYE-HARRIS, 1969].

Somme toute, il n'est pas exclu que les biotites étudiées jusqu'ici soient dépourvues de certaines absorptions nécessaires pour expliquer les colorations de nos biotites.

Il est tentant de faire la prévision que les biotites très titanifères possèdent des absorptions supplémentaires pouvant neutraliser ou même dominer l'effet $\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$ dans le rouge. La pré-

sence de $IV_{Fe^{+3}}$ ou de $VI_{Ti^{+3}}$ pourrait peut-être donner lieu à des transferts d'électrons avec absorption de fond entre environ 3 800 et 5 200 pour le fer, comme chez la phlogopite, entre 4 300 et 5 800 pour le titane comme chez l'augite titanifère [MANNING-NICKEL, 1969]. Il est pensable que de tels effets puissent augmenter la biréfringence des biotites titanifères sans que, pour autant, la couleur rouge-brun disparaisse. Il se pourrait aussi que cet effet soit accompagné d'une absorption dans le violet, due au transfert d'électrons $O^{-2} \rightarrow Fe^{+3}$, comme dans certaines amphiboles [FAYE-NICKEL, 1970] et dans l'andalousite (voir ci-dessus). Ceci nous paraît possible dans le cas d'une déshydrogénation vers l'oxy-biotite*.

Nos biotites brun-rouge, à biréfringence de \approx lépidomélane, seraient ainsi plus ou moins oxydées. L'omniprésence d'oxydes dans ces roches ne fait que corroborer une telle hypothèse.

* LEUGSTER et WONES, 1962 ; ROBERT et PEDRO, 1968].

1. Hornblende.

Les amphiboles de Belledonne ont déjà été décrites par KALSBECK [1962]. Il s'agit essentiellement d'hornblende, plus rarement d'actinote. Les hornblendes apparaissent dans des amphibolites et quelques gneiss des deux côtés du massif. Celles du côté ouest du granite des Sept-Laux sont plus souvent brunes que celles de l'autre côté, qui, elles, sont plutôt de couleur vert-bleuâtre (absorp. max.).

En s'appuyant sur SHIDÔ et MIASHIRO, l'auteur tire la conclusion que le métamorphisme a été plus intense du côté ouest. Les trois hornblendes vert-bleuâtre étudiées par KALSBECK correspondent selon leur composition moléculaire moyenne (en substituant le magnésium au fer), à un type qui se place entre la tschermakite et la pargasite, avec tendance vers les types plus siliceux, la formule normative étant environ :



Une hornblende brun-vert de KALSBECK fournit la formule :



ce qui la place encore plus nettement dans la région tschermakite-pargasite.

Les trois premières hornblendes, dont nous avons donné la formule normative moyenne, sont originaires d'amphibolites du côté est du granite des Sept-Laux, la quatrième appartient à une hornblendite du même côté.

Comme il y a aussi des hornblendes dans les diorites potassiques de la même région, il nous a paru intéressant de les comparer avec les précédentes.

Nous avons donc fait un diagramme roentgenographique et des déterminations du fer et des métaux alcalins d'une hornblende verte à teinte bleuâtre d'une diorite typique (547 c). Selon la diffraction c'est aussi une tschermakite-pargasite.

Le tableau ci-dessous servira à la comparaison avec celles de KALSBECK :

	n_B	Fe/Fe+Mg	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ⁺³ /Fe ⁺²	Na ₂ O	K ₂ O
KALSBECK moyenne de 3 vert-bleu	1.680	0,53	6,94	12,90	0,49	1,36	0,49
1 brun-vert	1.661	0,26	3,21	6,77	0,42	2,25	0,70
547 c	1.665	0,25	3,50	9,75	0,32	0,95	0,60
547 c chlorite			4,05	14,05	0,26		

On voit que la hornblende de la diorite potassique se place entre les vert-bleuâtre et la brun-vert de KALSBECK pour ce qui est de l'indice n_B , des oxydes de fer et de l'oxyde de potassium et plus près de la hornblende brun-vert de la hornblendite que des autres. Seule Na₂O a une teneur inférieure à la moyenne de 3 hornblende de vert-bleu.

Sont donnés à titre de comparaison, les déterminations des oxydes de fer de la pynchlorite de la même roche.

En définitive, la parenté entre tous ces minéraux semble être assez proche.

2. Pyroxène.

C'est un minéral qui n'a été trouvé que dans quelques amphibolites, donc peu étudiés.

Il s'agit de diopside - hedenbergite à $2 V \leq 60^\circ$, $3 A_0 43-45^\circ$, $n_f - n_g = 0.029$. D'après ces données, elle se situe près de la limite salite - ferrosalite. Le pyroxène de nos roches serait ainsi plus ferrugineux que ceux de KALSBECK, qui sont carrément des diopsides.

II ZONES LITHOLOGIQUES DE LA CHAÎNE

A partir de ce chapitre, la discussion portera plus directement sur le terrain d'étude, à savoir la chaîne de Belledonne. Celle-ci sera découpée en zones longitudinales, essentiellement définies par des critères lithologiques. Notons qu'elles auraient pu l'être de façon quasi-identique avec d'autres critères. Si les caractéristiques lithologiques ont été préférées, c'est parce qu'elles permettent le mieux d'individualiser des unités significatives et parce qu'elles sont familières à tous.

Zones latérales (Voir ~~entre~~, Fig 46).

Elles sont constituées par des schistes à quartz, albite, mica blanc et chlorite, qui bordent la chaîne au NW sur toute la longueur. Ils apparaissent également de-ci de-là sur la bordure SE. Ils correspondent, grosso modo, à la "série satinée" de P. et Cl. BORDET.

Zones médianes.

Il s'agit essentiellement de gneiss, de chlorito-schistes et d'amphibolites. Ces zones occupent avec les granites l'espace entre les zones latérales. On en trouve une bande relativement mince ~~au NW~~ au NW du granite des Sept-Laoux. Une zone plus large et continue passe entre ce granite et celui de St-Colomban. Une troisième apparaît dans la Lauzière à la hauteur de Cellier, au SE du granite de St-Colomban.

Dans la partie méridionale, entre Combe Madame et St-Alban, ces zones sont plus ou moins confondues entre elles et avec les granites et elles prennent un caractère très hétérogène.

La majeure partie des zones médianes correspond à la "série verte" de P. et Cl. BORDET.

1. ZONES LATÉRALES.

a. PÉTROGRAPHIE ET PÉTROLOGIE.

La zone latérale occidentale est délimitée à l'Est par les gneiss. Du Sud au Nord, la limite de cette zone passe par les endroits suivants :

- combe de Feney, au-dessus du chalet de Gleyzin ;
- versant boisé de l'Arpette, près du lac Léat et du hameau de Gleyzin, en bas de la constriction de la combe du Veyton ;
- col de Clarac, col de La Perrière, au NW du Plan Lacha et du Pant Bruant, dans le versant NW de la combe de Basmont (Montsapey). Col de Basmont, Rognaix, Cevins et enfin à l'Ouest de Beaufort.

La zone latérale orientale, beaucoup moins continue, se voit dans la vallée de l'Arc au NW de la route de Saint-Stienne-de-Guines, puis elle passe par La Chambre et au NW du col de La Madeleine ; elle s'élargit à la hauteur de Cellier, la limite occidentale passant par Pussy. Enfin - après avoir traversé le massif du Beaufort -, elle affleure sur l'arête qui longe le lac de Roselani au NW.

Ces zones sont limitées latéralement par les formations mésozoïques et sont constituées essentiellement de micaschistes et de schistes quartzo-albitiques. Il y a passage continu entre ces extrêmes. Sous sa forme typique, le micaschiste appartient chimiquement au groupe P.

La norme moyenne est alors :

4,5 % Ab, 47 % Ms, 14,5 % Kl, 3,5 % Kaol, 0,5 % Ca et 30 % Q.

Un échantillon représentatif possède la norme suivante (échantillon 215) :

4 % Ab, 67,5 % mica à 93 % Ms, 0,5 % Zo, 1,5 % Kaol, 4,5 % Alm et 22 % Q.

Le mica forme des rubans qui sont constitués de deux manières : soit de micro-paillettes d'un mica blanc, vraisemblablement à composante de phengite, comme il a été mentionné p. 77, soit de paillettes plus grandes, et alors c'est de la muscovite pure, associée parfois à de la biotite. Le premier type est prépondérant. Ces rubans contourment en général les

grains de quartz (et d'albite quand il y en a), mais il arrive qu'ils les traversent.

Dans la plupart de ces roches il y a de la chlorite secondaire qui se comporte comme le mica. Le feldspath potassique est rare ; le sphène n'est pas courant ; le zircon, roulé et de petite taille, est fréquent mais parfois il peut manquer totalement. Le minéral accessoire le plus typique est une tourmaline très ordinaire. Elle n'est pas toujours présente, mais quand elle l'est elle peut être abondante.

Les minerais sont représentés par de l'hématite et, rarement, par de la pyrite.

Comme ces roches ont souvent été fortement tectonisées (plissées et écrasées), le quartz et l'albite ont pu recristalliser et les minéraux primaires ont parfois subi une rotation dans les rubans micacés. L'écrasement va parfois jusqu'à la mylonitisation qui affecte surtout les minéraux blancs.

En passant vers le pôle opposé de la différenciation sédimentaire, donc vers le schiste quartzo-albitique, cette roche s'enrichit en albite, d'aspect en général "vermoulu" en raison des inclusions de quartz. Ces grains d'albite sont arrondis, faisant souvent voir des traînées de poussière noire en guirlandes. S'il y a des macles, ce qui est plutôt rare, elles sont en général simples. Les traînées de poussière peuvent traverser le plan des macles.

A côté de ce type d'albite, il y en a un autre sans inclusion et qui paraît recristallisé. Le rapprochement du type quartzo-albitique s'accompagne également d'une perte de mica et d'un gain en quartz.

Le passage du type micacé au type quartzo-albitique se reflète dans nos diagrammes par un déplacement du point figuratif du domaine P vers le domaine Q (voir par ex. fig. 4).

La moyenne des roches typiques de ce groupe Q présente la norme suivante :

20 % Ms, 17,5 % Na, 3,5 % Chl, 1 % Zo, 1 % Mn, tr. Ce et 57 % Q.

Deux roches-types possèdent les normes suivantes (échantillons 20-B et 216-A) :

22 % Ab, 16 % mica, 77 % Ms, 0,5 % Zo, 6 % Kaol, 1 % Hm, 60,5% Q et 22 % Ab, 11,5 % mica à 50 % Ms, 2 % Zo, 6 % Kaol, 1 % Hm, 47 % Q. Ces roches sont donc caractérisées par la prédominance de l'albite et du quartz.

L'albite, bien que parfois du type roulé* et riche en inclusions, est le plus souvent en petits grains puis d'aspect recristallisé.

x) Ce terme est ici pris au sens sédimentologique

En général elle n'est pas maclée, mais elle l'est parfois et alors il s'agit de macles bien développées, soit simples soit polysynthétiques. Il y en a aussi qui ont été envahies par de la séricite provenant des rubans.

Ici aussi, le mica peut se présenter sous cette forme de rubans, mais ils ne sont pas aussi continus que dans le type précédent. La muscovite et la biotite (moins fréquente) sont cependant ici plus souvent sous forme de paillettes qu'en rubans de micro-paillettes, ~~si~~ typiques dans le type précédent. La chlorite est presque toujours présente.

Contrairement aux roches du type précédent, celles-ci contiennent aussi souvent un peu de feldspath potassique ^{en} en petite cristaux interstitiels. Quant aux minéraux accessoires, le zircon est ici aussi très courant, la tourmaline, bien que moins fréquente que dans le micaschiste, n'est pas rare.

L'épidote et le sphène sont plus fréquents ~~ici~~ que dans le micaschiste.

Un nombre de ces roches sont mylonitisées.

Le passage entre ces deux extrêmes* se fait très progressivement. En effet, la majorité des échantillons sont difficiles à classer du point de vue pétrographique. Si les échantillons analysés se partagent plus nettement en deux groupes distincts, et si le groupe intermédiaire est le moins fourni et est un peu isolé, ceci ^{probablement} doit être mis sur le compte du choix des échantillons. Il est donc naturel d'y voir un seul ensemble avec des extrêmes, plutôt que deux ensembles avec des termes de passage. Les roches des deux groupes chimiques P et Q appartiendraient ainsi à un ensemble qui sera appelé R.

Cet ensemble a manifestement subi des remaniements répétés.

Les albites sont entourées d'une auréole de recristallisation et sont occasionnellement remplacées par des albites maclées ou par une mosaïque de petits grains d'albite (dans la même lame !); le mica est souvent recristallisé - peut-être même toujours - et en grande partie remplacé par la chlorite; la séricitisation est parfois très poussée; le quartz et le feldspath sont corrodés.

Les traces d'une tectonisation tardive sont multiples: extinction roulante dans le quartz; pseudo-macles de déformation et fissures dans le quartz et le feldspath; lamelles brisées de mica etc.

* micaschiste et schiste quartzo-albitique.

Il n'est pas aisé d'établir un ordre chronologique de l'apparition des diverses caractéristiques minéralogiques, car une énergie de croissance très forte chez un minéral a pu avoir le même effet qu'une tectonisation tardive.

Par exemple, la croissance d'un minéral au sein du mica peut repousser celui-ci.

D'autre part, une pression sur le mica peut le déplacer et le noyer autour d'un minéral résistant. Dans les deux cas, l'aspect est le même. Si le mica n'est pas courbé, la seconde interprétation serait la meilleure, mais alors la distinction entre les deux cas n'est pas faisable. Le mica pourrait être considéré comme antérieur ou contemporain alors qu'il pourrait tout aussi bien être postérieur.

Toutefois on pourrait, semble-t-il, dégager les successions suivantes des croissances et transformations :

- L'albite arrondie, souvent riche en inclusions, serait antérieure au mica, car elle contient parfois des traînées de microlites ou ^{de} poussière noire*, qui sont absentes du mica englobant. Ces traînées sont souvent très sinueuses et ne se raccordent pas d'un grain d'albite à l'autre. Cependant, parfois elles peuvent être droites et alors elles se font suite de grain à grain.

Il arrive, mais exceptionnellement, qu'elles s'estompent dans les minéraux voisins, mais généralement elles s'interrompent brutalement à la bordure ou à l'intérieur des grains d'albite, lorsque celle-ci est entourée d'une auréole de recristallisation.

Les traînées traversent le plan de macle du cristal. Comme il est difficilement concevable qu'elles se soient formées à l'intérieur du grain après la formation de la macle, il faut bien admettre que l'on a affaire à des macles de croissance, postérieures à la concentration des particules de poussière. Ces grains d'albite sont antérieurs aux autres formes d'albite, car là où ils sont protégés par les couches de mica ils restent intacts, tandis que là où ils ont subi des contraintes entre eux ou de la part d'autres minéraux, non phylliteux, on les voit se transformer en petits grains non maclés ou même polymaclés.

Les rubans de micro-micas d'allure sériciteuse sont extérieurs à la recristallisation de l'albite, dans le cas le plus courant, car l'auréole de recristallisation manque là où le grain d'albite touche au mica. Il existe cependant du micro-mica tardif de recristallisation.

* Les microlites sont probablement du micá (blanc ?) et de la rutile ; la nature de la poussière nous échappe.

Le mica en paillettes, qu'il s'agisse de muscovite ou de biotite, est parfois courbé et même brisé contre ce micro-mica. Ce dernier est donc antérieur à la tectonisation, tout comme les paillettes. (Il y a d'ailleurs aussi des paillettes qui ont recristallisé au sein du micro-mica.)

Les paillettes de mica et d'albite recristallisée sont probablement contemporaines. La biotite est recoupée par la muscovite, ce qui place sa cristallisation avant celle de la muscovite.

Enfin, il y a les produits tardifs qui, sous forme de microfils, remplissent les fissures des minéraux : muscovite, chlorite et certains minéraux.

Le quartz a cristallisé et recristallisé tout au long de l'évolution. La détermination des conditions thermodynamiques qui ont donné naissance à cet ensemble de roches est rendue imprécise par le manque de minéraux critiques. En effet, l'équipement minéralogique est bien banal. Il est, pour l'ensemble des micaschistes et schistes quartzo-albitiques, constitué par :

- beaucoup d'albite ;
- beaucoup de muscovite ;
- beaucoup de quartz ;
- moyennement de chlorite ;
- modestement de biotite ;
- peu de feldspath potassique.

Tentons néanmoins de fixer les limites thermodynamiques du métamorphisme de ces roches.

La chlorite étant en grande partie un produit de rétro-morphose, elle ne sera pas prise en considération dans la détermination des conditions ayant régné pendant la phase la plus intense du métamorphisme ; elle ne peut être en équilibre avec le feldspath potassique, la biotite et la muscovite. Cela permet de tracer une limite inférieure à la température : 510 à 550 ° C entre 2 et 6 kb de p_{H2O} [WINKLER, 1965]. L'absence de paragonite et la présence d'un peu de feldspath potassique et de biotite, confirment cette limite.

La présence de muscovite place la limite supérieure à 580-654° C entre 1 et 3 kb [ALTHAUS et al., 1970]^{et} l'anatexie ~~l'absence~~ la situe à 650-630° entre 3 et 6 kb [WINKLER, op. cit.].

(Si la composante, faible il est vrai, de phengite, p. était prise en considération, la pression hydrostatique serait d'au moins 6 kb [LIPPSBERG et NIGGLI, 1966]). Cependant, il semble préférable

d'en faire abstraction dans ce contexte, étant donné que 500° C est déjà une température élevée pour ce minéral).

La pression est difficile à déterminer, car dans ce domaine de température les trois minéraux - feldspath potassique, muscovite et biotite - sont stables sous une gamme très étendue de pressions. Les minéraux accessoires ne sont d'aucune utilité. Aussi, il n'existe pas d'autre méthode que celle des équilibres ioniques.

Selon les expériences d'ALTHAUS et WINKLER [1962], la transformation d'un mica en un feldspath de composition correspondante (par ex. paragonite-abbite, muscovite-feldspath potassique) dépend du milieu et de la température de telle façon qu'à une acidité donnée correspond une température minimale de formation du feldspath. Une température trop basse par rapport à l'acidité favorise le mica aux dépens du feldspath. Il s'agirait, selon les auteurs, d'une capture de protons par divers anions présents dans la solution, pour la formation d'acides non dissociés. Le degré de dissociation de l'acide d'un sel ajouté à la solution influencerait sur la réaction du type



par la quantité de protons restant après cette capture. Un acide fort fournirait une plus grande quantité de protons qu'un acide faible et il resterait ainsi un plus grand nombre de protons à droite de l'équation après la formation d'acides faibles. Selon la loi d'action des masses, une accumulation de protons favorise une réaction vers la gauche, c'est-à-dire vers le mica. Une augmentation de température réduirait cet effet des protons. (Ceci doit être dû à l'affaiblissement de la dissociation de l'acide avec augmentation de température).

Une autre dépendance de ^{la} concentration d'ions s'appliquant plus particulièrement à la muscovite et au feldspath potassique a été déterminée par HEMLEY [1959]. Les expériences de cet auteur ont montré qu'il y a un lien entre la température et le rapport $[K^+]/[H^+]$. Ainsi, par exemple, l'équilibre de la réaction de transformation atteint la valeur 10 pour ce rapport à 500° C et 10 à 600° C, un rapport plus grand favorisant dans les deux cas la formation de feldspath potassique.

Nous discuterons ^{maintenant} des possibilités d'utiliser les relations citées pour trouver l'ordre de grandeur de la pression subie par nos schistes pendant la phase d'intensité maximale du métamorphisme. Dans ce but, nous avons confectionné le diagramme P₁ ^{Fig 47} qui permet de voir le degré de différenciation de KCl et HCl à dif-

férentes températures et pressions. Pourquoi KCl et HCl ? Parce que les expériences de ALTHAUS et WINKLER ont montré qu'en présence de KCl, la température minimale pour l'apparition du feldspath potassique est de 525° C, donc une température qui nous convient. Les deux produits nous fournissent en outre les ions nécessaires.

Notre diagramme figure 47 donne directement la différence $\Delta = \log K_{KCl} - \log K_{HCl}$ (en ordonnée) pour 500° C, 600° et 700° C sous différentes pressions (en abscisse). Un examen de ces courbes révèle que la condition $[K^+]/[H^+] = 10^2$ à 500° C n'est pas réalisable.

D'autre part, les derniers résultats de déterminations au-dessus de 600° C de ALTHAUS et al., [op. cit.] s'accordent avec une extrapolation correspondante de la courbe de HEMLEY.

Donc, si la formation de feldspath potassique peut être mise en relation avec les dissociations de KCl et HCl au-dessus de 600° C, ceci n'est plus possible au-dessous de cette température. Nous en déduisons que la capture de protons par des acides faibles, annoncée par ALTHAUS et WINKLER, est importante au-dessous de 600° C et très puissante à 525° C, puisque des rapports suffisamment élevés de $[K^+]/[H^+]$ peuvent s'y produire.

Si nous insistons sur une température plus proche de la limite inférieure que de la limite supérieure - à cause de la paragenèse - et si, néanmoins, nous prenons en considération la présence de petites quantités de feldspath potassique, nous devons en tirer la conclusion que le milieu de nos roches était particulièrement alcalin.

En considérant les acides faibles comme non dissociés, nous pourrions transposer la courbe correspondant aux conditions expérimentales 525° et 2 kb [ALTHAUS et WINKLER] en utilisant la courbe de HEMLEY. Le point correspondant se trouverait alors au niveau $\Delta = 1.8$. Cette manipulation, même si elle n'est pas irréprochable, nous permettrait d'évaluer la pression à une température qui nous paraît - subjectivement - acceptable. Par exemple à 540-550° C correspondrait une pression d'environ 2 kb. Certes, la méthode laisse à désirer.

La genèse des schistes de zones latérales se serait, à notre avis, déroulée selon les lignes suivantes :

L'érosion rapide d'un massif cristallin et la sédimentation peu sélective ^{éléments} des détritiques fournirent le matériel des schistes inférieurs. C'était un matériel grossier et assez hétérogène. Avec la subsidence du géosynclinal il s'y fit une différenciation sédimentaire de plus en plus poussée pour ce qui était de l'ensemble, mais irrégulière, à juger de l'alternance relativement rapide de strates argileuses et quartzo-feldspathiques.

Au début de la sédimentation, il y eut un volcanisme intermittent, donnant naissance à des lits pyroclastiques, intercalés dans les sédiments détritiques.

Cette activité s'éteignit ^{sans doute} assez tôt, car les roches volcaniques font défaut dans la plus grande partie de la colonne sédimentaire.

Pendant la diagenèse ou à un stade précoce du métamorphisme, il dut s'y produire une cristallisation (ou recristallisation) d'albite, comme en témoignent les traînées d'inclusions.

Ce processus s'accompagna - d'ailleurs dans certaines régions - de déformations intenses, à en juger par les dessins souvent très sinueux de ces traînées. Il est possible, également, que la tourmaline date de cette époque.

Cette base tectonique fut suivie d'un métamorphisme d'intensité moyenne provoquant des recristallisations partielles dans les coulées supérieures et quasi totales dans les couches inférieures. Les recristallisations partielles n'affectèrent que le mica (et le quartz ?) là où l'albite était protégée par les rubans micacés, tandis que l'albite, plus exposée ^{subissait} une recristallisation. La recristallisation quasi totale donna lieu à une accentuation du litage originel par le mécanisme de différenciation métamorphique, qui sera le sujet du chapitre suivant.

La suite des événements sera reprise après cette digression sur le sort particulier des schistes inférieurs.

b - SUR LA TEXTURE DES SCHISTES PROFONDS.

En allant de l'intérieur de la chaîne vers l'extérieur, c'est-à-dire du granite des Sept Laux vers l'WNW, on rencontre, après la masse de granite franc, d'abord une zone migmatitique où le granite, souvent un peu orienté, contient des enclaves de gneiss, puis la proportion de granite diminue et les enclaves sont remplacées par des panneaux ~~longs~~ plus longs, ~~mais~~ parfois très plissotés, ^{et} souvent recoupés par des filons plus ou moins ptygmatisés issus du granite. Puis les gneiss passent à des schistes variés, les couches quartzo-feldspathiques alternant avec des couches plus micacées à une espèce assez irrégulière, ces couches étant en plus discontinues dans le sens de la schistosité. Les nodules et boudins quartzo-feldspathiques donnent un aspect "granitisé" à ces schistes, mais le litage est en moyenne assez fin, faisant encore penser au gneiss. La texture devient peu à peu plus régulière et ocellaire et les couches plus épaisses et homogènes. Pour finir on trouve des micaschistes homogènes, d'aspect très "satiné".

On a donc affaire à une séquence très courante de roches, dont on pourrait admettre de façon très classique que l'évolution a dépendu de la différenciation sédimentaire et de l'intensité du métamorphisme aux différents niveaux de profondeur. Il s'agissait d'un matériel détritique qui, au début de la période de sédimentation, était très peu différencié et qui donna ainsi lieu à une alternance rapide de strates. La différenciation sédimentaire gagnant en sélectivité, les strates devinrent plus homogènes et plus épaisses. Quant à la "granitisation" elle se fit sentir aux niveaux profonds de la colonne sédimentaire.

Cette interprétation, si naturelle soit-elle, appelle cependant, à notre avis, quelques observations.

Si nous en acceptons sans hésitation les grandes lignes, à savoir la nature hétérogène et mélangée du matériel au début de la sédimentation et son évolution ultérieure vers les dépôts différenciés et homogènes, il nous paraît plus difficile d'accepter, a priori, d'une part une origine purement sédimentaire de la texture des schistes profonds et des gneiss, et d'autre part une "granitisation" à longue distance et de grande sélectivité des schistes.

Nous ferons ici quelques remarques sur le premier de ces points, à savoir la texture, la "granitisation" devant être discutée dans le chapitre ~~suivant~~ suivant.

Supposons, en première approximation, que le matériel des gneiss et des schistes profonds soit représenté par des dépôts grossiers et peu différenciés d'une érosion rapide. Une telle sédimentation aurait dû donner des sédiments conglomératiques ou bréchiques, ou tout au moins des grès ou grauweekes de granulométrie très variée. Or dans les gneiss et les schistes profonds nous ne retrouvons pas ces traits. Au contraire, leur structure et leur granulométrie sont assez homogènes.

Admettons alors que le matériel ait été plus différencié et de granulométrie plus fine. On s'attendrait alors à voir non pas des fragments désordonnés de couches, mais un litage régulier sur de longues distances, c'est-à-dire une véritable stratification régionale. Evidemment ce manque de continuité des unités lithologiques pourrait être dû à une tectonique ultérieure. Mais nous ne le pensons pas, car l'effet de celle-ci aurait été un plissement et non pas un véritable mélange.

On pourrait également envisager l'intervention de facteurs locaux qui auraient provoqué une distribution inégale des sédiments. Cela est possible, mais sans vouloir exclure l'influence de ces facteurs, il semble nécessaire d'en invoquer un plus important pour rendre compte de la structure actuelle de ces roches et de leur distribution. Ce facteur est la différenciation métamorphique.

En effet, il est d'abord peu probable que les constituants des sédiments déposés plus ou moins au hasard et pêle-mêle pendant une sédimentation rapide et peu différenciée puissent garder une position inchangée dans les conditions thermodynamiques du faciès amphibolite. Les exigences énergétiques, notamment celles que pose l'enthalpie libre, ne manqueraient pas de causer des migrations internes pour créer l'équilibre. Il y aurait donc là déjà un certain remaniement, mais pas encore nécessairement un mélange !

A notre avis, l'image d'une sédimentation initiale, assez rapide, grossière et à ~~des~~ variations locales, serait entièrement acceptable si l'on suppose que certains traits primaires ont été perdus par suite du nivellement énergétique, et que ce matériel a été redistribué dans des conditions de pression orientée. Ceci n'implique pas nécessairement qu'il y ait eu deux phases métamorphiques indépendantes.

Ce que nous avançons ici n'a rien d'original : la recristallisation sous pression orientée, par exemple pendant

une phase tectonique, constitue un des grands sujets de la pétrologie.

Ce qui, dans notre cas, pose des problèmes, c'est de tracer la limite de l'influence ~~effective~~^{effective} du facteur métamorphique dans l'élaboration de la structure de la roche. Pour nous, le critère en est la recristallisation totale de l'albite. La zone limite passerait dès lors dans les schistes, à environ 1-2 km des gneiss. Les schistes qui se trouvent au delà de cette limite ne seraient pas concernés par cette transformation et auraient ainsi conservé leurs caractéristiques structurales et chimiques quasi-intactes depuis leur dépôt en sédiments. Ils auraient simplement subi des recristallisations partielles lors du métamorphisme, et non pas une véritable différenciation.

Examinons maintenant le domaine P dans le diagramme PARO3^{fig 4}. Les roches ayant, selon nous, subi cette transformation structurale sont figurées par une croix ; celles non ou peu affectées sont marquées par des ronds. Dans ce qui suit, il ne sera question que des premières que nous appellerons "schistes inférieurs" désignés par P'. Les schistes non concernés ou "schistes supérieurs" seront désignés par S. Nous y reconnaissons les sous-groupes présentés dans le chapitre précédent.

Les sous-groupes Q' et T, respectivement analogues à P' et à S, sont également distingués dans le domaine Q du diagramme (les croix désignent les "schistes inférieurs" Q' et les ronds désignent les "schistes supérieurs" T).

En examinant de plus près la distribution des sous-groupes de P et de Q, on voit que les roches S et T, c'est-à-dire celles dont le caractère sédimentaire est mieux conservé, sont beaucoup plus dispersées, S vers l'apex de l'aluminium et T vers celui de la silice. Ce sont là des conséquences de l'évolution minéralogique d'une différenciation sédimentaire. Le matériel originel, qui avant l'érosion constituait un ensemble - la roche - était dispersé d'abord, puis regroupé en membres polaires grâce à des facteurs autres que ceux qui avaient maintenu la cohésion dans la roche. La part des facteurs physiques était grande dans ce regroupement.

Ce tri sédimentaire était moins efficace à l'époque où le matériel de P' et Q' s'est déposé. Pourquoi alors, ce matériel est-il moins dispersé ? A notre avis, ceci est en partie dû à une dispersion ou sélection moindre du matériel primaire et en partie à ce que les facteurs physiques ont eu une moindre part dans le regroupement. Autrement dit : l'érosion était brutale et la sédimentation rapide, peut-être même déterminée par la morphologie du fond. Les compositions moyennes des roches P' et Q' seraient ainsi plus proches de la composition de la roche-mère.

A notre avis, le métamorphisme de ces roches aurait donné lieu à un remaniement interne dont l'effet aurait été de rendre ces ensembles moins désordonnés. Ceci aurait consisté en l'égalisation de certains déséquilibres thermodynamiques imposés sur le système par la distribution (relativement) aléatoire des constituants pendant la sédimentation. Autrement dit, il s'y serait produit une certaine ordonnance, c'est-à-dire une diminution de l'entropie. Il ne s'agissait donc pas d'une égalisation par mélange, mais au contraire d'une accentuation de l'ordre primaire, si modeste fût-il. Un tel processus ne peut - pour des raisons thermodynamiques - se réaliser sans l'intervention d'une énergie non calorifique, extérieure au système.

Nous reviendrons sur cette question dans un autre ~~chapitre~~ ^{Paragraphe.} (d)

LA QUESTION DE LA GRANITISATION.

La question d'une granitisation éventuelle des schistes inférieurs, soulevée dans le chapitre précédent, nécessite une discussion plus détaillée des mécanismes de transport que supposerait un tel processus.

Toute hypothèse de granitisation repose sur un transfert plus ou moins important d'éléments majeurs. Dans le cas qui nous occupe, il s'agirait notamment du transfert de métaux alcalins depuis le niveau du granite jusqu'aux schistes inférieurs.

On pourrait également penser à des fronts ou à une "onde" dans le sens introduit par KORZHINSKII [1959b], ce qui impliquerait en plus un transfert de fer. L'hypothèse hydrothermale de MARMO [1967, 1968] serait peut-être applicable, elle aussi et, dans ce cas, il ne s'agirait que d'un transfert d'alcalins depuis le niveau des gneiss.

Il a déjà été montré - et des arguments supplémentaires seront fournis - que ces hypothèses se heurtent à des faits chimiques et ne peuvent rendre compte d'une granitisation de nos schistes.

Indépendamment de ces difficultés que posent les considérations chimiques, nous étudierons ici l'aspect cinétique des transferts de matériel à longue distance.

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE-SCIENCES
UNIVERSITAIRE

En admettant que nos schistes sont des produits de "granitisation", qu'est-ce que cela nous expliquerait ? En fait, des phénomènes assez extraordinaires dont en voici quelques-uns :

- les éléments potassium, sodium et silicium ont été distribués sélectivement par couches alternantes d'épaisseur millimétrique et centimétrique, sur une largeur à l'échelle kilométrique, après un transport probablement de quelques kilomètres
- ou bien deux de ces éléments seulement se sont introduits
- le plus souvent avec une régularité géométrique impressionnante - entre les couches d'un matériel pratiquement homogène ;
- des voies d'accès ont été ouvertes sur des kilomètres pendant des centaines de milliers, voire de millions d'années, le long de plans serrés par des compressions latérales ;
- ou bien ces éléments se sont déposés rythmiquement comme des ondes de fronts de plusieurs kilomètres, et ceci à travers toute structure schisteuse.

Nous ne dirons pas que ceci ait été impossible, mais seulement qu'il aurait fallu un mécanisme très particulier pour le réaliser.

Les mécanismes les plus généralement avancés sont ceux de l'infiltration et de l'injection. Ils ont ceci en commun, de supposer un véhicule mobile sous forme de fluide aqueux, siliceux etc. Disons d'emblée que, dans ce domaine, notre attitude est celle de RAMBERG [1952], dont nous citerons quelques arguments en traduction très libre :

- Dans une roche soumise au métamorphisme régional, même léger, les réajustements chimiques sont suffisamment importants pour boucher les pores et les fissures de façon à rendre impossible l'établissement d'un système continu de voies de transport par fluides.

- Une solution aqueuse est plus susceptible de se désintégrer et de diffuser dans les roches adjacentes que de se forcer par injection dans des fissures en les élargissant (p. 181).

- Les solutions magmatiques résiduelles, si on leur donne le caractère de verre aqueux, seraient trop instables dans un milieu siliceux (les roches à traverser) pour pouvoir avancer sur une distance de quelque importance ; du feldspath et du mica se formeraient immédiatement (p. 184).

- Les solutions peralcalines sont rares, car les minéraux peralcalins sont rares ; on ne peut leur attribuer le rôle de véhicule universel de la métasomatose (p. 187).

Un transport vertical suppose un courant relativement rapide, sans quoi l'égalisation de la température par convection se ferait trop vite. Il est impensable que la porosité d'une roche (métamorphique) permette de réaliser un transport suffisamment rapide (p.192).

Le transport à longue distance par l'intermédiaire d'un fluide mobile ne paraît donc pas fournir un mécanisme propre à expliquer la granitisation. Il faut en chercher un autre, par exemple la diffusion.

Deux modes sont invoqués : la diffusion dans le solide, c'est-à-dire une migration d'ions à travers le réseau cristallin des minéraux de la roche, et la diffusion subcapillaire où les ions migrent le long des surfaces des minéraux, dans des fissures submicroscopiques, etc. Dans les deux cas, le milieu, qu'il soit solide ou fluide, est supposé immobile.

On doit se demander alors quelles sont les distances de migration compatibles avec les conditions normales du métamorphisme régional.

La mobilité des éléments est, naturellement, un facteur primordial dans le transport. Les meilleures connaissances, dans ce domaine, sont fondées sur l'altération des roches. Pour ce qui est de la mobilité en profondeur, les connaissances sont moins solidement fondées. Certes les transformations au cours du métamorphisme peuvent fournir des renseignements par déduction. Le risque de se rendre coupable d'un raisonnement circulaire est pourtant très grand si on mesure l'extension des transformations par les changements de compositions chimiques déduites des analyses, pour ensuite évaluer la mobilité d'après ces mêmes changements, car ceux-ci supposent la mobilité qu'on en déduit.

Les études sur les altérations de surface donnent une certaine idée de la mobilité relative dans les conditions extérieures les plus élémentes - mais non les plus propices -.

L'étude de TARDY [1966], où l'auteur ajoute les résultats des travaux de ses prédécesseurs aux siens, donne, pour la mobilité, cette suite :



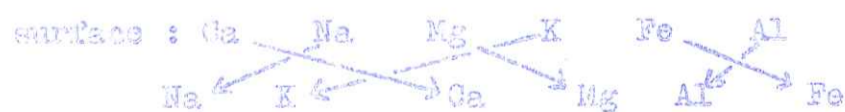
L'échelle est logarithmique. Ainsi le sodium peut, par exemple, être jusqu'à 600 fois plus mobile que l'aluminium.

Il convient cependant d'être prudent dans la projection de ces résultats aux milieux profonds, car non seulement les solubilités n'y sont pas les mêmes qu'à la surface, mais encore les minéraux argileux de surface possèdent des propriétés adsorbantes qui ne se retrouvent pas parmi les minéraux des roches cristallines. Il faut encore ajouter qu'en profondeur le Si mène un double jeu : celui de constituant des minéraux autres que le quartz et celui d'oxyde mobile, capable de migrer librement avec l'eau. Dans ce second rôle, il se met à la tête de la suite et entraîne les autres éléments, d'autant plus aisément qu'ils sont faciles à détacher et d'autant plus loin qu'ils sont plus solubles dans les conditions régnantes. C'est le mécanisme de la "métasomatose d'infiltration" que KORZHMINSKII oppose à la "métasomatose de diffusion" [1967 ?].

Compte tenu de la grande différence de mobilité entre les deux terres extrêmes de la suite, dans les conditions de surface, il nous semble admissible de supposer que la suite garde ses extrémités dans la diffusion en profondeur moyenne.



Or, les porphyroclastes de feldspaths, si fréquents dans les migmatites, ainsi que l'association courante de Ca, Mg et Fe^{+2} et la pauvreté de Fe^{+3} dans les minéraux des roches plutoniques classiques conduit à penser que la mobilité change avec la profondeur, les premiers éléments entrant dans les cristaux étant souvent les moins mobiles. On pourrait imaginer une tendance comme celle-ci :



D'autre part, la mobilité doit croître avec la température et les différences de mobilité doivent s'égaliser. Ceci nous inspire un diagramme de ce genre-ci. [Selon BARRER, in RAMBERG, 1952 p. 67], K est plus mobile que Na, sur oxyde de tungstène, à partir de 500° C.

Nous renonçons à essayer de placer le Si (voir plus haut). Ce schéma représente, bien sûr, encore une opinion un peu lancée au hasard. Et en disant qu'il s'accorde bien avec nos idées sur les transformations chimiques de nos roches, nous nous rendons coupable d'un raisonnement circulaire pour lequel nous avions fait une mise en garde. Cependant, nous pouvons avancer quelques arguments complémentaires pour appuyer cette façon de voir.

Niveau	Mobilité					
	Ca	Na	Mg	K	Fe	Al
Surface						
Micaschiste	Na	Ca	K	Mg	Fe	Al
Gneiss, nigr.	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al
Plut. sup.	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al
Plut. inf.	K	Na	Al	Ca	Fe	Mg

En effet, l'égalisation des mobilités vers les profondeurs se devine du fait que la matière (par exemple celle d'une roche) atteint un état ambigu dans les couches inférieures du manteau (pyrosphère), état qui présente les caractéristiques d'un liquide pour ce qui est de l'énergie interne des molécules, celles d'un solide d'après les constantes physiques et celle d'un fluide compressible du point de vue dynamique et interaction des particules [AVDULOV-SEMIENCHENKO, 1967]. Les mobilités y sont pratiquement égalisées*). Plus on monte vers la surface, plus l'influence de la pression se fait sentir par rapport à la température.

Les expériences de DACHILLE et ROY [1962] ont montré que les points de fusion des cristaux sont très altérés par des pressions orientées, accompagnées de mouvements différentiels (shearing). Dans ces conditions, le comportement des éléments doit sans doute dépendre des facteurs qui, en profondeur ont une moindre influence, tel par exemple le rayon ionique. Le schéma présenté ne s'applique donc pas à des conditions dynamiques très variées, une égalisation des mobilités pouvant se produire entre certains éléments et l'ordre de mobilité pouvant ainsi être changé à la suite de mises en solution de minéraux peu résistants à ces facteurs. Ces phénomènes ont déjà été invoqués par HARER [1932] pour rendre compte des transformations polymorphiques des minéraux, mais leurs effets sur la mobilité des éléments sont encore très peu connus.

Ce que nous savons sur les mobilités suffit, toutefois, pour nous mettre en garde contre des simplifications et généralisations qui permettraient d'envisager des transports de matériel sur de longues distances sans tenir compte des changements de mobilités avec les modifications des conditions extérieures.

*) Dans des conditions extrêmes, il n'existe d'ailleurs même plus de point critique entre le solide et le fluide [ALDER, 1960].

Considérons d'abord la diffusion dans le solide :

Soit un élément, mobile à tout niveau, par exemple le sodium. Donnons des conditions favorables :

- un grand foyer anatectique ou magmatique comme source ;
- des mouvements différentiels facilitant la diffusion dans une certaine direction [HUELLER, 1967] et ajoutant une quantité de chaleur de frottement en profondeur suffisante pour compenser les pertes ;
- un coefficient de diffusion généreusement conçu.

La quantité de chaleur ajoutée par frottement pourra être fixée à 33 cal/g pendant un million d'années. Dans le cas d'une déformation de taux moyen ($\dot{\epsilon} = 24 \cdot 10^{-13}$), d'un centre de déformation favorable (12-13 km de profondeur), l'augmentation de la température serait d'environ 20-30° C entre 10 et 14 km de profondeur et négligeable au-dessus et au-dessous de ces limites [selon REIFAN, 1968].

Cette augmentation de température est encore faible par rapport à la température normale à ces profondeurs.

Pour le coefficient de diffusion, JENSEN [1965] donne comme ordre de grandeur, au-dessus de 1 000° C, 10^{-20} pour quelques centaines de degrés, en précisant la valeur $5 \cdot 10^{-10}$ pour le silicium dans du quartz à 500° C. En partant de la valeur moyenne $D = 10^{-5}$ pour la viscosité cinématique, le coefficient de diffusion pourra atteindre tout au plus 10^{-5} , sans quoi la diffusion se transforme en convection. Selon KHADIK et KHITAROV [1966], il serait de 10^8 à 10^{-5} pour Na_2O sous pression normale jusqu'à 1 400° C dans un magma siliceux. La marge nous paraît suffisante en choisissant pour valeur moyenne 10^{-8} , qui est déjà très élevée pour les conditions, très généreuses, d'une température moyenne de 300° C pendant un million d'années. La distance maximale de diffusion serait, dans ces conditions, de 4,5 m.* Nous faisons remarquer que nous avons forcé les limites pour favoriser la migration.

Il est donc absolument ~~indispensable~~ ^{impensable} que les ions aient pu couvrir des distances supérieures à cinq mètres par diffusion dans le solide. Cette situation ne change pas en admettant que la diffusion à longue distance soit composée de petits pas de diffusion à courte distance [PEREIN, 1958]. Les transports à longue distance doivent donc, s'ils s'effectuent, se faire par un autre mécanisme. Si les études pétrographiques paraissent fournir des preuves de diffusion dans le solide à longue distance

* JENSEN a écrit 5 à 10 cm.

ce, ceci doit être dû à ce qu'elle a succédé à un transport par un autre mécanisme et qu'elle a ainsi joué un rôle local et terminal.

Si tout le long du trajet les transports se sont terminés par cette diffusion, on doit forcément avoir l'impression que tout le transport s'est déroulé de cette façon.

Faisons, pour finir, remarquer que si les conditions ne sont pas aussi excessivement favorables que dans notre exemple, les distances de migration par diffusion dans le solide sont fortement réduites ; l'échelle millimétrique est probablement plus normale que l'échelle métrique dans les conditions de métamorphisme moyen.

Ce mécanisme ne semble pas non plus résoudre le problème de transport à longue distance.

Il nous reste encore à étudier celui de la diffusion ionique le long des surfaces des minéraux par des voies subcapillaires, intergranulaires. Les problèmes évoqués par ce genre de transport sont considérablement plus complexes que ceux des autres genres. C'est pourquoi nous devons renvoyer à RAMBERG [op. cit.] pour une discussion plus approfondie. Disons seulement que, même si le raisonnement de RAMBERG paraît convaincant du point de vue du principe, il semble qu'il soit affecté d'une certaine optimisme - ce dont l'auteur est d'ailleurs bien consciente. Il se base sur les lois de FRICK et sur l'équation $x^2 = 2Dt$ où x est la distance de diffusion et t le temps (p. 202). Les valeurs auxquelles arrive l'auteur prouveraient que la diffusion subcapillaire à longue distance résoudrait les problèmes de la métasomatose à grande échelle.

On peut cependant se demander si cette diffusion n'est pas trop sujette aux facteurs extérieurs.

Par exemple, si la température baisse, le flux thermique réduit le flux matériel qui, en soi, est faible. D'ailleurs, non seulement l'homogénéisation de la température, mais aussi celle de la concentration réduisent le flux. En plus, la viscosité joue un rôle. Un exemple basé sur les données de RAMBERG [op. cit.] vient illustrer ceci.

Considérons seulement la diffusion due au gradient de la concentration. Le flux s'exprime par :

$$J_{diff} = - D \sqrt{\frac{R}{C}} \text{ grad } C$$

Soit la constante de diffusion $D = 5,8 \cdot 10^{-6} \text{ [cm}^2/\text{sec]}$
 et la concentration $C = 10^{-2} \text{ [g/cm}^3]$

Si, à la distance $x = 1 \text{ km}$ de la source, le matériel est pratiquement épuisé:

$$\text{grad } C = 10^{-2} \cdot 10^{-6} = 10^{-8} \text{ [g/cm}^2]$$

Avec $K = 5 \cdot 10^4 \text{ [erg/g} \cdot \text{dég]}$, il vient:

$$J_{\text{diff}} = -5,8 \cdot 10^{-6} \sqrt{\frac{5 \cdot 10^4}{10^{-2}}} \cdot 10^{-8} = 1,3 \cdot 10^{-9} \text{ [c.g.s.]}$$

Avec $D = 3,5 \cdot 10^{-3} \text{ [cm}^2/\text{sec]}$, cas particulièrement favorable, nous obtenons:

$$J_{\text{diff}} = 3,5 \cdot 10^{-3} \sqrt{\frac{5 \cdot 10^4}{10^{-2}}} \cdot 10^{-8} = 7,55 \cdot 10^{-4} \text{ [c.g.s.]}$$

Ces flux sont encore faibles. En effet, une évaluation en appliquant $D = 5,8 \cdot 10^{-6}$ et en admettant une porosité de 0,54 % (RAMBERG op.cit.) donne:

$$\frac{dn}{dt} = -A D \frac{dC}{dx} = -5 \cdot 10^4 \times 5,8 \cdot 10^{-6} \times 10^{-8} = 2,9 \cdot 10^{-16} \text{ [g/sec]} \text{ par unité de section.}$$

En 1 million d'années le débit aurait atteint:

$$2,9 \cdot 10^{-16} \times 3 \cdot 10^{13} = 8,7 \cdot 10^{-3} \text{ [g]} \text{ par unité de section.}$$

Même si les conditions de diffusion étaient favorables pendant 100 millions d'années, le débit demeurerait modeste.

La concentration est donc un faible moteur de diffusion. Cependant elle est très sensible à la température. En effet, la constante de diffusion dépend de la température de la manière suivante :

$$D_T = D_0 e^{-Q/RT}$$

Où Q est l'énergie d'activation de l'ion. Dans le cas où la température est relativement élevée, la diffusion peut certainement prendre des proportions plus importantes que n'ont montré nos exemples, mais, d'autre part, une baisse de température peut facilement la réduire à des proportions négligeables.

Donc, nous pouvons supposer que la diffusion se produit généralement dans des conditions minimales, c'est-à-dire à des températures relativement peu favorables, car aux températures élevées les roches subissent plutôt d'autres transformations que la météorisation, par diffusion. Citons par exemple l'anatexis.

Il s'ensuit qu'un abaissement, déjà modeste, peut pratiquement réduire la diffusion à néant.

Un autre facteur gênant est la capture d'ions, qui menace tout au long du parcours. Si par exemple, 10 % des ions arrivent à la distance x de la source, cela veut dire que la probabilité de capture a été 9/10. Les 9/10 doivent se trouver entre la source et x . Un ion qui se propage à la vitesse de diffusion est susceptible d'être capté à tout endroit où l'énergie libre est inférieure à celle de l'ion dans son milieu de propagation. Les minéraux présentent généreusement de tels endroits, car l'énergie libre de l'ion dans les interstices subcapillaires est susceptible d'être supérieure à celle qu'il posséderait dans un site vacant dans le minéral ou dans une association avec d'autres ions (cf. RAMBERG].

La capture de l'ion dépend essentiellement de l'état de saturation des roches traversées. Si la roche est sursaturée en cet élément, l'ion passe librement, tandis que si la roche possède une composition telle que l'ion y pourrait établir des liens avec d'autres ions, il est susceptible de s'y arrêter.

Or, une granitisation de nos schistes par un matériel issu du granite aurait dû affecter les roches intermédiaires, c'est-à-dire les gneiss. Nous voyons difficilement comment la diffusion aurait pu les éviter et pourquoi - s'ils ont été traversés - il n'en ont pas été plus affectés, car, en comparaison avec les schistes qu'on prendrait pour des produits granitisés, les gneiss devraient être plus granitisés qu'ils ne le sont.

Les aspects de la granitisation à longue distance ont été rapidement esquissés dans ce chapitre.

Il a été montré que la migration d'éléments, à l'échelle que suppose la granitisation régionale, serait difficilement réalisable par voie fluide où les éléments seraient transportés à l'état ionique ou combinés en molécules simples, car un tel transport serait gêné par l'obstruction des voies d'infiltration dans la roche et la précipitation prématurée des éléments transportés.

D'autre part, une migration d'ions à longue distance dans un milieu solide n'est pas compatible avec les résultats expérimentaux dans le domaine de la diffusion. Même si l'on peut éventuellement envisager un tel mécanisme dans un milieu parti-

culièrement favorable, c'est-à-dire à une profondeur où la mobilité des éléments concernés est grande, le milieu de propagation étant néanmoins à l'état solide (niveau des gneiss inférieurs et des migmatites ?), il est difficile d'admettre qu'il puisse fonctionner dans des milieux de mobilité d'ions aussi différentes que celles qu'on suppose liées à la granitisation.

Seule l'hypothèse de la diffusion ionique par voies micro-pilaires pourrait rendre compte d'un transport à l'échelle de la granitisation régionale. Les conditions qu'exige un tel transport sont, toutefois, strictes : stabilité remarquable de la température, du gradient de température et du gradient de concentration pendant un intervalle de temps comparable à celui qu'exige le métamorphisme régional. Il est difficile de concevoir que ces conditions puissent être généralement réalisées dans les orogènes, car l'absence de mouvements tectoniques par exemple lors d'une subsidence lente, conduirait à l'égalisation de la température et, d'autre part, les mouvements tectoniques amèneraient probablement un abaissement de température trop rapide et l'apparition de gradients locaux et inégaux, perturbations qui mettraient hors jeu ce mécanisme de transport.

Nous ne croyons pas que cette hypothèse puisse s'appliquer à la granitisation régionale, mais ce genre de diffusion doit, nous en sommes convaincu, jouer le rôle principal dans la métasomatose plus restreinte dans l'espace et le temps, notamment à une profondeur (par ex. niveaux des migmatites) où les conditions physico-chimiques sont relativement stables.

En fin de compte, nous n'avons trouvé aucun mécanisme qui puisse rendre compte d'une métasomatose à l'échelle de la granitisation régionale, telle qu'elle est généralement conçue.

En définitive, nous ne croyons pas que nos schistes aient subi une telle métasomatose. Leur aspect granitisé aurait, à notre avis, deux causes : 1° un remaniement interne de la distribution des éléments originels des schistes, c'est-à-dire une différenciation métamorphique ;

2° une remobilisation et une migration d'éléments mobiles, notamment sous forme de fluides s'insinuant "lit par lit" dans les roches concernées.

d - RECRISTALLISATION DES SCHISTES INFÉRIEURS

Il a été montré (chap. préc.) que le seul mécanisme de transport des éléments qui pourrait, le cas échéant, rendre compte d'une métasomatose d'une grande ampleur et sur une longue distance, serait celui de la diffusion subcapillaire. Ce mécanisme étant quand même assez sensible aux conditions thermodynamiques, il serait d'autant moins efficace que la distance est longue.

Dans le cas qui nous occupe, ce mécanisme n'expliquerait pas, à lui seul, l'aspect "granitisé" de nos schistes. Il y a en particulier un obstacle de nature thermodynamique.

Dans le système que constituent les roches où se déroule la diffusion, l'entropie interne doit nécessairement augmenter. Au moment où la diffusion se termine, la température des schistes est T_x et le transport de chaleur et de matière y a produit une entropie $\Delta_x S$. Nous avons choisi le moment à partir duquel il n'y a plus de diffusion, donc plus de changement de composition ni de configuration de la roche. La chaleur contenue dans la roche à ce moment-là ne causera plus aucun changement, mais elle se dissipera en dehors du système. La roche se trouve donc "fossilisée" à partir de ce moment.

Or, il paraît étonnant que ce produit final possède une entropie totale inférieure à celle que possédait la roche avant la transformation par diffusion, qui s'était opérée à une température, sinon inférieure, en tout cas pas supérieure à T_x . En effet, sa configuration est maintenant plus ordonnée. Mais cette anomalie apparente disparaît si l'on tient compte de l'influence de la pression orientée qui tend à diminuer l'entropie. La roche devant être considérée quasi-incompressible, l'effet de la pression est de déplacer du matériel et non pas de le comprimer. Ce déplacement conduit à une configuration plus ordonnée. Le changement d'entropie de ce déplacement est inférieur à celui de l'entropie d'ordonnance.

Il a été dit plus haut (B.I-1) que les roches sont d'autant plus ordonnées que leur niveau d'entropie thermique est élevé. Dans le cas de la diffusion, l'énergie est prise au système clos. L'entropie qui en résulte est interne. Dans le cas d'un dynamométamorphisme du système, la pression provient de l'extérieur ce qui rend compréhensible un bilan négatif à l'intérieur du système.

En somme, il s'agirait d'un équilibre où les entropies positives produites par les transports thermiques et diffusifs sont compensés par des effets d'ordonnance. On peut ainsi énoncer, à titre provisoire, le principe suivant : la somme des changements d'entropie, causés par le dynamométamorphisme régional, tend vers zéro :

$$\sum \Delta S \rightarrow 0$$

et le degré d'avancement de ce processus se mesure par ce critère. (C'est ce qui a été avancé (BI 1)).

Mais si la configuration finale correspond à une entropie inférieure à celle de l'état initial, il est naturel de penser que la production d'entropie positive n'a pas été très grande. Pourquoi alors supposer une diffusion à grande distance ? Il semble plus logique d'envisager une diffusion plus locale. Ceci donnerait plutôt plus de poids à l'hypothèse d'une différenciation métamorphique à l'intérieur des unités transformées.

Nous partageons la méfiance de BUTLER [1965] qui, dans une étude sur un matériel comparable au nôtre pour ce qui est des schistes (la série Ardnamurchan), tire la conclusion qu'il est préférable même d'envisager des modifications différentielles à petite échelle, plutôt que l'introduction d'un matériel étranger. Pourtant les roches de cet auteur paraissent avoir un aspect bien plus injecté que les nôtres.

~~Il n'est pas facile de concilier les compositions des équipements en oligoéléments des groupes A, G, P et Q avec des transports d'ions à travers toute la colonne. Nous avons vu (p.) que les rapports entre les groupes P et Q présentent certaines analogies avec les rapports entre les groupes A et G en matière d'oligoéléments. Ceci concerne aussi les sous-groupes P' et Q'.~~

En fin de compte, de nombreux arguments renforcent l'hypothèse d'une ségrégation interne à l'origine de l'aspect actuel des schistes inférieurs. Voici comment nous imaginons ce processus :

Le premier stade du métamorphisme a causé une certaine désintégration de la structure. Le contenu d'eau a dû être considérable et la cohésion assez faible, donnant davantage de liberté de mouvement aux ions. Puis la température et les mouvements tectoniques s'intensifient. Il se produit une pression orientée et des mouvements différentiels, qui vont en augmentant : la phase principale du métamorphisme se déclenche.

C'est le potassium, ion clé, qui conditionnera l'évolution, car il n'accepte que deux logements : le mica et le feldspath. Dans le flux qui s'établit, il est aussi des moins mobiles.

Nous imaginons ainsi des minéraux plus ou moins détachés les uns des autres, en partie déstabilisés et susceptibles de céder ou de capter les ions. Dans l'ensemble, les ions d'aluminium sont assez également répartis, le silicium commence à se détacher, les ions ferromagnésiens et leurs oligoéléments sont soit groupés dans des minéraux reliques, soit détachés mais, eux aussi, assez uniformément répartis dans l'ensemble.

C'est dans ce milieu que le potassium cherche à se fixer. Là où d'anciens minéraux phylliteux ont gardé un groupement favorable ou bien là où les ions potassium se trouvent par hasard rassemblés, ils s'incorporent dans le réseau ou bien ils remanient le réseau pour former un minéral à leur guise.

Une fois ce processus amorcé, chaque germe en provoque la naissance d'autres, car il se crée des sites favorables.

La pression qui, au début, était vectorielle, devient tensorielle à cause des déplacements perpendiculaires au vecteur primaire, provoquée par la formation de ces minéraux^{phylliteux} et, à leur tour, les vecteurs secondaires favorisent la naissance de ces minéraux [BIENFAIT et KERN, 1962, ont donné une description thermodynamique de ce processus].

Les ions potassium s'attachent à la surface basale des mica aussitôt que l'occasion se présente, mais il arrive à une bonne partie d'entre eux d'arriver "trop tard", c'est-à-dire d'être repoussés par le flux d'ions mobiles, selon le principe de la sédimentation forcée rétrograde. Ceux-là seront logés dans un autre ensemble, en amont du flux, dans une bande voisine.

Ainsi il se forme des rubans de mica, perpendiculaires au vecteur principal, intercalés de zones "arriérées" où se déplacent les ions les plus mobiles ou les plus difficiles à loger.

Par l'expression "sédimentation forcée", nous comprenons un déplacement par rapport à un milieu-repère dont l'agent n'est pas la gravité. Nous pensons, en particulier, à des flux créés par gradient de chaleur ou de pression. La sédimentation est "directe" quand le déplacement se fait dans la direction du flux, "rétrograde" quand il se fait contre le flux. Dans les deux cas le déplacement peut se faire tout aussi bien vers le haut que vers le bas, ou dans tout autre direction.

Le premier cas est facile à imaginer, le second se présente moins intuitivement. La sédimentation forcée est analogue à une sédimentation ordinaire, où il y a compétition entre particules, seulement le flux y remplace le milieu immobile et la mobilité remplace la densité. Imaginons un flux de chaleur et d'ions buvant contre un réseau fin. Si ce réseau est perméable aux ions de petite dimension, ceux-ci y sont enfouis, ceux de grande taille se s'accumulant à l'extérieur contre la surface-limite. Supposons qu'à partir d'un certain moment le réseau soit saturé, ces-

du imperméable par l'accumulation d'ions à l'intérieur et à l'extérieur. Les ions qui sont le plus aisément amenés par le flux iront alors se plaquer contre la surface du réseau et migreront le long de celle-ci, tandis que ceux, moins facilement amenés, seront collés ou refoulés : ils resteront derrière. Par rapport au flux principal, ils possèdent alors un mouvement rétrograde. C'est comme s'ils "flottaient". Voilà un exemple de transfert par sédimentation forcée rétrograde.

La nature des rubans dépend, naturellement, de la composition chimique, mais leur développement est aussi fonction de la composition minéralogique initiale de la zone où se forme le ruban et des conditions de température et de pression lors de la formation. Si par exemple la zone était à l'origine riche en albite primaire et que le ruban se forme relativement vite, à une température modeste par rapport à la pression, il se peut que le mica se développe autour ou entre ces grains d'albite. Une forte pression plaquerait le mica contre les grains, le courberait et provoquerait des migrations d'ions (Na, Si etc.) à partir des endroits de pression directement élevée vers les endroits de moindre pression. Dans ceux-ci, il se produirait alors une recristallisation. Le phénomène est bien connu. Dans l'ensemble, le ruban de mica forme les couches protectrices qui préservent les grains d'albite. Il n'en est pas de même dans les zones dépourvues ou pauvres en minéraux phylliteux. C'est là que nous trouvons l'albite et le quartz corrodés, déformés, écrasés ou recristallisés.

Le sodium qui n'était pas combiné dans les grains d'albite primaire protégée par le mica n'a pas été capté dans les rubans, car il exige une acidité plus élevée pour former la paragonite. Il a été expulsé dans la zone intermédiaire. Il a alors soit traversé le ruban, soit migré le long de celui-ci. En tout cas, il est resté mobile plus longtemps que le potassium. Le potassium et le silicium qui n'ont pas été combinés dans le mica subissent le même sort. Ces trois ions remplissent alors la zone intermédiaire. C'est une zone encombrée et plus sèche que celle des rubans.

Le fer et le magnésium qui, initialement, se sont trouvés dans la zone intermédiaire y restent. Ce sont là des ions qui, tout comme l'aluminium, se laissent "dépasser" par les autres.

e - LES PHASES METAMORPHIQUES.

Les transformations métamorphiques qui viennent d'être décrites constituent la phase principale, celle qui a donné le caractère essentiel aux schistes.

Cette phase fut suivie par d'autres, dont les effets furent moins radicaux ; il s'agissait plutôt d'altérations que de véritables néogénèses.

Les maxims thermique et dynamique de la phase principale ne se superposaient pas entièrement. Il semble que "l'onde thermique" ait précédé "l'onde dynamique" dans ce sens que, les amplitudes maximales ayant été atteintes, la température aurait diminué avant la pression, car les minéraux sont déformés sans être nécessairement écrasés.

Ainsi, la phase principale aurait été suivie d'une phase de caractère moins thermique et plus synamique

Un superflu - ou bien un supplément - d'énergie dynamique aura agi sous une température déjà abaissée et d'une manière moins statique que pendant la phase principale. Des compressions à composantes tangentielles, brusques, avec des variations d'intensité locales, dans un milieu de pression d'eau élevée, auront favorisé l'élargissement du champ de composition des micas de façon à permettre la formation d'une composante de phengite aux dépens de la biotite et de la muscovite [cf. ERNST, 1963 ; GRAESSER-NIGGLI, 1966 ; MATHER, 1970]. Une nouvelle phase, de caractère plus thermique que la précédente, aura causé une remobilisation et, par là, la recristallisation de mica en belles paillettes et d'albite en auréoles, ainsi qu'un peu de feldspath potassique interstitiel.

Des vestiges de plissements de direction axiale plus E-W que celle qui domine dans toute la chaîne de nos jours se voient localement encore. (Il y a par ex. des superpositions complexes dans la région d'Albertville ; entre autres des micro-plis, dont l'axe est orienté N 70 E). Ces plissements seraient-ils contemporains de la phase principale ou de ces phases ultérieures ? La question attend sa réponse, car les vestiges sont rares et peu nets. Il est, toutefois, très probable qu'ils datent de la première orogénèse ayant affecté ces roches [Le FORT et EHRS-TROM, 1969].

Quoi qu'il en soit, les tectonisations plus récentes ont presque totalement oblitéré tout témoin structural de ces premiers temps.

En effet, ces premières phases furent suivies d'une tectonisation intense avec plissements complexes et répétés tordant les minéraux, les brisant ensuite et permettant des réajustements minéralogiques tels ~~que~~ chloritisation interlamellaire de la biotite, ~~la~~ décoloration de celle-ci par hydratation, ~~la~~ séricitisation ~~la~~ recristallisation de micro-quartz ; il s'agit là de phénomènes de diaphorèse, n'exigeant qu'une activation initiale, par exemple par mouvements différentiels.

A ces réajustements internes s'ajoute une remobilisation à plus grande échelle qui a pour effet de rassembler les zones quartzieuses et de mobiliser le quartz. Ce matériel mobile, essentiellement de la silice mais aussi des alcalins en solution, s'introduit en quantités considérables le long des plans de foliation, dans les fissures obliques récemment ouvertes, déformant les zones, les élargissant, gonflant, formant des nodules, enfin défigurant le dessin régulier en lui donnant un trait "artéritique", voire "migmatitique". Voilà, à notre avis, l'origine de l'aspect "granitisé" de ces roches.

La dernière phase lisible dans ces roches est caractérisée par des mouvements de tectonique cassante : déplacements relatifs des ensembles suivant des failles dont la plus importante a affecté le bord intérieur de la zone occidentale de ces schistes [EHRSTROM, 1967]. C'est la phase de la mylonitisation. De nouvelles fissures, cette fois-ci plutôt longues et droites, s'ouvrent et se remplissent de quartz, d'albite, de chlorite etc., dont le matériel est souvent venu d'ailleurs. Nous en reparlerons plus loin.

Les phases successives qu'on vient de décrire ne se sont pas enclenchées de façon à constituer une suite continue. Au contraire, de longues périodes de moindre activité ont coupé la suite en étapes distinctes. Il n'en est pas moins vrai qu'à travers le tout il y existe un certain ordre. Chaque phase atteint une culmination thermique ou dynamique, et à mesure que les effets thermiques s'amenuisent, les effets dynamiques s'intensifient. C'est comme si l'ensemble de ces roches remontait vers la surface.

22:31

1

2. ZONES MEDIATEES.

a - PETROGRAPHIE ET CONDITIONS THERMO-DYNAMIQUES.

La répartition géographique de ces roches a déjà été exposée (p. II). Elle n'est pas aussi continue que celle de la bordière occidentale du massif. Elle n'est surtout pas aussi nette, en raison de la proximité des granites qui ont oblitéré les contacts. En outre, l'étude de cet ensemble gneissique est compliquée par la lithologie, qui est beaucoup plus hétérogène que celle des zones latérales schisteuses.

En plus des gneiss, roches dominantes, on y trouve des schistes variés, des amphibolites, des serpentinites, des cipolins et des roches pyroclastiques. Ces faciès sont en général intercalés dans les gneiss sous forme, non pas de niveaux continus, mais de lentilles. De la sorte, cette zone sera essentiellement caractérisée par les gneiss, les autres roches ne constituant que des accidents.

La norme moyenne des gneiss n'est pas connue, mais celle du groupe G, qui s'en rapproche le plus, bien qu'il comprenne des schistes et des granites, est donnée ci-dessous avec les normes de trois échantillons représentatifs (54 B, 293 et 374 B₂) : (en pourcent.)

Min.	54 B	293	374 B ₂	G	
				Type Plg - Ms 1,5	Type Or - Ab 10
Or	7	3,5	1,5		
Ab					24,5
Plg	30 ¹⁾	20,5 ²⁾	28 ³⁾	28,5 ⁴⁾	
Ms		29	26	26,5	14,5
Bi	16				9,5
Chl		7		5	
Serp			6		
Zo					3
Sill	8				
Hm		4	3,5		2
Mt			tr.	3	
Q	39	37,5	34,5	36	36,5

1) An = 9 ; 2) An = 7,5 ; 3) An = 19 ; 4) An = 12,5.

Afin de faciliter la comparaison avec les groupes P et Q, la norme peut encore être donnée sous la même forme que celle utilisée pour ces groupes. Le tableau suivant servira à cette comparaison :

Min.	P	G	Q
Or		1,5	
Ab	4,5	24,5	20
Ms	47	26,5	17,5
Chl	14,5	7	3,5
Zo		3	1
Kaol	3,5		
Hm		2	1
Cc ¹⁾	0,5		tr.
Q	30	35,5	57

1) calcite.

Chl désigne dans les deux tableaux une chlorite moyenne.

Abstraction faite des feldspaths, le groupe G est en quelque sorte une moyenne de P et Q. La différence la plus significative entre, d'une part la norme du groupe G, d'autre part celles des groupes P et Q, réside dans la présence de feldspath potassique dans G.

Du point de vue pétrographique, ces gneiss sont classiques.

Ainsi qu'il a été dit dans le chapitre consacré à la minéralogie, le plagioclase est dans les 2/3 des cas de l'albite et dans le 1/3 restant de l'oligoclase, celui-ci étant plus fréquent du côté E que du côté W de la chaîne. La plupart de ces plagioclases se rangent parmi les péristérites. Dans quelques roches (côté E) on trouve des teneurs d'anorthite au-dessus de 30 %.

Les macles des plagioclases sont en général bien développées. On se rappelle que les macles péricline y sont rares, de même que les macles simples d'albite.

L'assemblage minéralogique est plus varié que celui des schistes : le sphène est assez courant, le grenat n'est pas rare et parfois on trouve du carbonate.

De ces différents minéraux c'est la biotite qui nous intéresse particulièrement, car c'est dans les gneiss qu'on trouve ~~le plus~~

~~La présence~~ des biotites de couleur intense brun-rouge à biréfringence relativement élevée, dont il a été longuement discuté.

La présence d'amphibolites qui, pour des raisons chimiques doivent être considérées comme d'anciens basaltes (voir à ce sujet les paragraphes concernant le groupe B dans le chapitre *ATV, 1*), et qui sans doute ont été métamorphosées avec les sédiments encaissants, témoignent d'un métamorphisme de faciès amphibolite. Il est, dès lors, étonnant de voir des schistes carburés, à allure de phyllades, côtoyer ces roches^{*)}. Cette "anomalie", déjà soulignée par P. et Cl. BORDET, peut éventuellement s'expliquer par la présence de carbone qui, lors du métamorphisme aurait joué un rôle "inhibiteur". C'est ainsi que l'expliquent ces auteurs (communication orale). A notre connaissance, un tel processus n'a pas encore été interprété en termes physico-chimiques, mais l'inertie réactive et la faible conductivité thermique du carbone pourraient, bien sûr, fournir les éléments d'une explication. Cependant, ceci ne s'applique qu'au carbone amorphe. Si le carbone s'y présente sous forme de graphite, dont la conductivité est très élevée, nous ne voyons pas intuitivement comment expliquer cet effet "inhibiteur". (D'après la description donnée par Cl. BORDET [1961], il s'agirait plutôt de carbone, mais ceci devrait nécessairement être vérifié aux rayons X, vu l'importance du problème).

L'intensité du métamorphisme ne se matérialise donc pas par des zones de minéraux critiques ni par des roches typiques d'un faciès déterminé. Elle n'est pas très différente de celle des zones latérales, comme en témoignent certaines schistes gneissiques qui, d'après leur position et leur chimisme, appartiendraient aux zones médianes.

Dans le Beaufortin, les schistes ferromagnésiens sont des chlorito-schistes et non pas des amphibolites. S'il y a eu des amphibolites, comme plus au Sud, elles ont peut-être été altérées par diaphorèse.

Malgré cette hétérogénéité nous pensons préférable de réunir toutes ces roches dans une seule zone. En effet, elle a quand même un caractère d'ensemble différent de celui des zones limitrophes et reconnaissable tout au long du massif, comme l'avaient reconnu P. et Cl. BORDET, KALSBECK et DONDEY. Qu'on l'appelle série verte, schistes de St Colombar ou zone médiane, peu importe ; que ses limites

*) Ce contraste est particulièrement frappant dans la Combe Rousse où une amphibolite se trouve à proximité d'une "phyllade carburée".
/à diopside/

soient plus ou moins variables ou qu'on lui attribue telle ou telle origine, il n'en demeure pas moins qu'elle s'individualise facilement quand on passe des schistes des zones latérales aux granites.

Souvent la limite entre les zones latérales et cette zone intermédiaire est diffuse, difficile à repérer avec précision et les critères ne sont pas suffisamment tranchants pour permettre une délimitation indiscutable.

Quels sont donc ces critères ?

Ceux-ci varient selon les auteurs. Pour les uns, c'est la présence ou l'absence d'amphibolites, pour d'autres c'est l'aspect pétrographique des schistes ou bien encore les caractères tectoniques. Pour nous le critère est essentiellement chimique, mais il va de soi que le caractère pétrographique y est pour beaucoup aussi.

En définitive, nous pouvons énumérer de la façon suivante les caractères distinctifs de la zone médiane :

- les roches constitutives appartiennent essentiellement aux groupes chimiques G et B_g ;
- les schistes - et à plus forte raison les gneiss qui la composent - sont caractérisés par des feldspaths de faciès plus profond que ceux des schistes des zones latérales ; les plagioclases sont plus calciques, leurs macles plus compliquées, le feldspath potassique est plus fréquent ;
- la présence de biotite est la règle ;
- les roches basiques y forment des zones et des lentilles considérables, qu'il s'agisse d'amphibolites, de chlorito-schistes ou de serpentinites.

~~Il est à noter que dans les zones latérales, les roches constitutives appartiennent essentiellement aux groupes chimiques G et B_g ; les schistes - et à plus forte raison les gneiss qui la composent - sont caractérisés par des feldspaths de faciès plus profond que ceux des schistes des zones latérales ; les plagioclases sont plus calciques, leurs macles plus compliquées, le feldspath potassique est plus fréquent ; la présence de biotite est la règle ; les roches basiques y forment des zones et des lentilles considérables, qu'il s'agisse d'amphibolites, de chlorito-schistes ou de serpentinites.~~

b - GNEISS

Ce chapitre sur la genèse des roches de la zone médiane ne comportera pas d'interprétations sur chaque type de roches, mais seulement sur deux genres principaux, à savoir les schistes quartzo-feldspathiques (c'est-à-dire les gneiss) et les amphibolites qui y sont intercalées en lits concordants d'épaisseur considérable.

A - Gneiss.

En cherchant une interprétation plausible de la genèse des gneiss, il faut tenir compte de celle qu'on veut attribuer aux schistes.

Si nous avons opté pour une granitisation directe des schistes, par simple transport des constituants nécessaires depuis le granite, cet événement aurait nécessairement dû affecter aussi les gneiss, sous une forme quelconque, étant donné que ceux-ci se trouvent en position intermédiaire du point de vue stratigraphique.

Tout d'abord, nous avons vu plus haut qu'un tel transport paraît invraisemblable. Ensuite, une alcalinisation ou silicification des gneiss de cette envergure n'est pas témoignée par leur composition chimique. Pour ce qui est d'une métasomatose fémique, elle ne serait pensable que si la métasomatose alcaline des schistes à longue distance était acceptée - ce qu'elle n'est pas -.

On pourrait alors penser que le caractère plus fémique des gneiss comparé à celui des granites serait la manifestation d'un front basique. Nous ne pensons pas qu'il s'agisse de cela, car, ainsi que nous l'avons dit, les gneiss ne présentent pas de contraste assez net avec l'entourage pour mériter le nom de "front".

L'hypothèse hydrothermale de MARMO paraîtrait appropriée pour rendre compte des différences chimiques entre les schistes inférieurs et la zone médiane en ce qui concerne les éléments caféiniques. Toutefois, on se heurte à des difficultés du côté des métaux alcalins. Nous avons déjà attiré l'attention du lecteur sur celle que présente la distribution sélective du potassium et du sodium en couches alternantes. Ce qui est plus difficile encore à surmonter, c'est que l'alcalinité moyenne dans les zones latérales, comparée à celle de la zone médiane, n'est pas aussi forte que le laisserait supposer cette hypothèse. Comme cette différence d'alcalinité est la condition sine qua

non de cette hypothèse, nous nous trouvons dans l'impossibilité de l'appliquer ici.

Somme toute, il ne semble pas possible d'expliquer l'individualisation chimique des gneiss par un processus contemporain ou postérieur au métamorphisme principal. Il reste la possibilité de la situer à une époque antérieure au métamorphisme. On pourrait, par exemple, penser que cette individualisation s'est faite pendant la sédimentation du matériel de ces roches. Il y aurait donc eu une période où ces sédiments auraient acquis une composition plus ferromagnésienne que les sédiments situés immédiatement au-dessous ou au-dessus.

On pourrait imaginer une différenciation par gravité des éléments ferromagnésiens à partir du niveau des sédiments des futurs schistes, par exemple par percolation.

Si séduisante que soit cette hypothèse par sa simplicité, nous trouvons difficile de la défendre à cause des distances verticales qu'auraient dû couvrir ces éléments. Il nous paraît peu probable que, dans les conditions de sédimentation, les éléments aient pu atteindre le niveau des gneiss et provoquer une différence de composition chimique suffisamment nette entre les schistes et les gneiss.

La phase de la sédimentation n'étant pas favorable, reculons dans le temps, à l'époque où les sédiments des futurs gneiss n'étaient pas encore déposés, mais où leur matériel formait un massif cristallin. Quelles étaient, dans ce massif, les roches situées immédiatement au-dessus de ces "anté-gneiss" ? Sans doute celles qui, pendant la phase de sédimentation ont été érodées et ^{se sont} déposées en sédiments immédiatement avant eux, c'est-à-dire les roches qui ont fourni le matériel des granites.

Nous supposons donc que les granites sur lesquels reposent les gneiss ont une origine sédimentaire ; autrement dit, nous les considérons comme des granites d'anatexie.

Cette hypothèse peut être appuyée par le chimisme. Rappelons que les groupes chimiques A et G possèdent, grosso modo, le même stock proportionnel d'éléments de trace que celui du couple P et Q. Si ceci n'est pas le cas en ce qui concerne les éléments majeurs, c'est, à notre avis, dû à des facteurs particuliers. (Les différences ~~apparaissent aux endroits~~ ^{apparaissent pour le} sodium, le calcium et le fer. Il y a excès des deux premiers, déficit du dernier. Ces discrédances doivent, nous semble-t-il, être mises sur le compte des granites. Nous y reviendrons à propos

de ces roches).

En supposant que le matériel original du futur granite a reposé sur celui du futur gneiss, nous pourrions faire appel à un processus assez banal pour rendre compte du caractère plus ferro-magnésien de ce dernier ; par exemple à une différenciation fractionnée*). Les oligo-éléments auraient suivi le fer et le magnésium jusqu'au niveau du matériel du futur gneiss. Y avait-il en même temps un transfert d'éléments alcalins dans le sens inverse? voilà une question dont la réponse nous échappe à cause des transformations ultérieures provoquées par l'anatexis.

Le point faible de cette interprétation réside dans le fait que le matériel des futurs schistes, qui - selon toute logique - aurait dû se trouver au-dessous de celui des futurs gneiss, ne témoigne d'aucun changement de composition chimique qui puisse être mis sur le compte de ce processus.

Il se présente cependant d'autres interprétations ; en voici une.

Si tous ces matériaux des futurs schistes et granites se sont trouvés dans des conditions thermodynamiques telles que des diffusions aient pu se produire dans toute la colonne, les transferts d'éléments - majeurs ou mineurs - pourraient s'expliquer soit par l'hypothèse hydrothermale de MARHO [op. cit.], soit par la théorie de l'onde acide de KORZHINSKII [1967].

En effet, en supposant que cette colonne (qui de bas en haut comprenait les matériaux des futurs schistes, gneiss et granites) fut, initialement, homogène, le processus hydrothermal proposé par MARHO aurait pu jouer sur le matériel des futurs gneiss, en provoquant une "granodioritisation" de celui-ci et une "granitisation" du matériel sus-jacent**. Alternativement, nous pourrions invoquer l'effet d'une "onde acide" de KORZHINSKII. Cette onde, en traversant le matériel des futurs schistes, aurait dissous une certaine fraction de celui-ci pour, plus tard, permettre des reprécipitations : des éléments ferromagnésiens d'abord, des métaux alcalins ensuite. Les deux interprétations s'accordent aussi bien avec ce que nous savons sur les éléments majeurs, qu'avec ce qu'exigent les équipements d'éléments de trace dans les matériaux concernés.

*) ... d'une plutonite de composition intermédiaire dans le proto-massif.

**) Soit une "basification" et une "débasification" de gneiss

De ces deux interprétations nous préférons la première, car le mécanisme hydrothermal paraît mieux s'appliquer aux phénomènes régionaux (où tout ~~le~~ massif est concerné) que ne s'applique le mécanisme de l'"onde acide", d'action apparemment plus locale.

Le raisonnement précédent suppose que les unités de matériel primaire des futures formations (granite, gneiss et schiste) ont été disposées de façon à avoir été exposées à l'érosion plus ou moins successivement. Il n'est pas pour cela nécessaire d'envisager des strates horizontales. Au contraire, l'érosion latérale d'un massif dont la stratification - même plissée à un certain degré - est inclinée vers le bassin de dépôt, est encore plus sélective. D'ailleurs nous ne prétendons pas qu'il n'y ait pas eu de mélange, car des dominantes suffiraient pour individualiser les dépôts.

Toutefois, si le massif était fortement plissé, toutes les formations devaient être érodées ensemble. Dans ce cas, il faut chercher l'agent de différenciation dans des facteurs tels que le climat, l'altération du relief par l'abrasion, la forme du bassin de dépôt, etc.

L'affaiblissement et le recul continu du relief après une érosion rapide pourrait, par exemple, rendre compte de la différence chimique entre les gneiss et les schistes. ~~Alternative-~~ ~~Quibien~~ le matériel du granite pourrait être considéré comme un dépôt détritique et celui du gneiss comme un dépôt plus riche en hydrolyzates. ^{En tout cas} Il est moins aisé de voir l'évolution complète depuis le dépôt du matériel du granite en passant par celui du gneiss à celui des schistes si on n'envisage pas des différences primaires dans le matériel érodé.

L'érosion sélective pourrait aussi jouer si ce proto-massif était couronné d'un ^{complexe} plutonique différencié en granite et granodiorite ~~ayant~~ ^{sur} traversés des schistes ou gneiss. La similitude des stocks d'oligo-éléments est cependant plus difficile à concevoir dans cette hypothèse.

Ainsi le problème de l'origine des gneiss est intimement lié à celui des autres formations. La prise de position quant à ces différentes interprétations doit encore être remise.

La structure "gneissique" mérite encore quelques commentaires. Dans la plupart des cas, il s'agit de gneiss ceillés, en général du type "flaser", avec des caractéristiques mylonitiques.

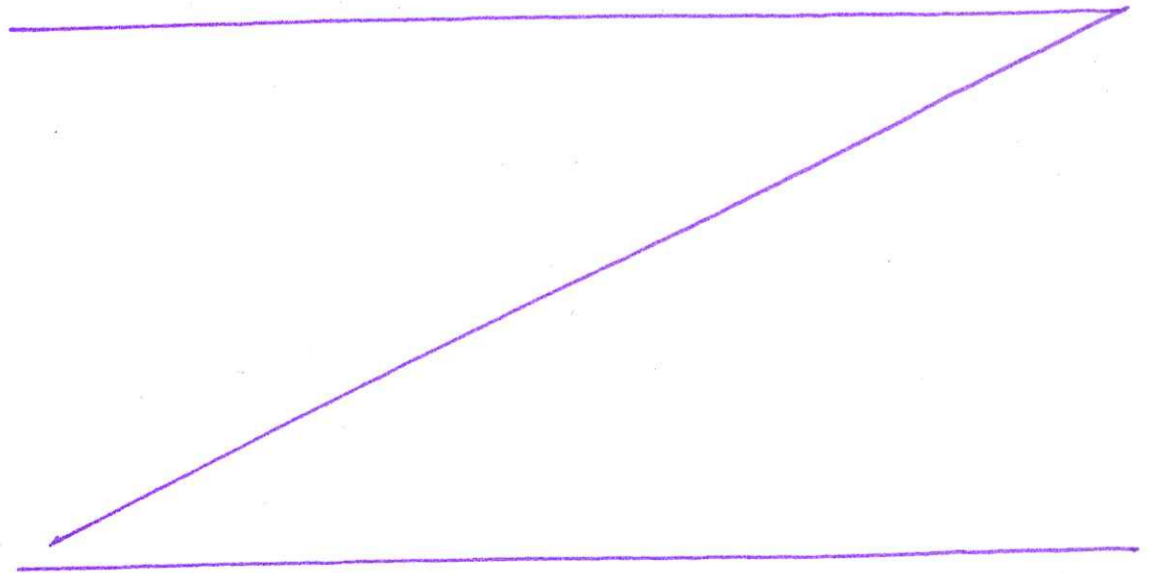
Du point de vue structural (sens français), ces roches présentent la gamme complète entre les granites d'un côté, les schistes de l'autre. Ainsi elles sont marquées par la profondeur où elles se trouvent.

Or, comme cette structure change progressivement en allant des schistes inférieurs vers le granite, il n'y a pas de raison d'attribuer l'alternance de couches leucocrates et mélancrates à des mécanismes différents ^{selon} les différents niveaux. On peut donc penser que la structure rubanée a été accentuée par une différenciation métamorphique, tout comme pour les schistes inférieurs, mais que la profondeur (condition de T - P) en modifie la texture.

Cette modification ne peut se faire que par recristallisation. Il n'est pas pour cela nécessaire de faire appel à une fusion ou à une phase métamorphique particulière. Ce processus peut tout aussi bien se faire par remaniement du réseau atome par atome.

Cette interprétation n'exclut pas l'existence de stratifications dues à la sédimentation. Seulement, nous croyons que si celles-ci avaient été bien conservées, le litage aurait eu une allure plus régulière, du type "varves", donnant des gneiss rubanés proprement dits [cf. DIETRICH, 1960].

Nous ne prétendons pas non plus que le remaniement des gneiss se fasse dans le solide jusqu'à n'importe quelle profondeur. En s'approchant du niveau d'anatexie, la roche doit subir une fusion différentielle de plus en plus importante.



B. Amphibolites.

L'étude chimique a conduit à la conclusion que les amphibolites ont une origine volcanique. Etant donné que les gneiss ne sont pas recoupés par des filons basiques, mais que les amphibolites y sont intercalées en concordance, il est logique de penser que l'activité volcanique était contemporaine de la sédimentation. Ceci est corroboré par la présence de roches nettement pyroclastiques entre des zones d'amphibolites. L'emplacement des zones les plus continues suggère qu'il y a eu au moins deux périodes d'épanchement important, l'une près du début, l'autre près de la fin de la sédimentation. Entre les deux il y en a eu certainement plusieurs ^{mais} de moindre envergure. La composition des coulées varie entre celle du basalte et celle de la rhyolite. Les dépôts acides sont, en général, pyroclastiques. Ils ont été métamorphisés en leptynites, mais leur caractère original est encore reconnaissable. Leur ambiance micaschisteuse ou chlorito-schisteuse, plutôt que gneissique, ou amphibolitique, fait penser à une phase explosive, peut-être sous-marine à faible profondeur, entre les deux grandes phases d'écoulements effusives basiques.

Les roches carbonatées et les serpentinites en intercalations assez sporadiques peuvent à nos yeux, également ^{être} d'origine volcanique.*

L'étude des variances des amphibolites a montré que le matériel volcanique a pu être assez hétérogène - peut-être pas très différent de certaines laves spilitiques.

La structure des amphibolites, souvent très régulièrement rubanée, suggère une alternance de dépôts. Une ségrégation ultérieure, due à des mouvements tectoniques, n'est pas à exclure a priori. BOWEN et PARK [1966] avancent l'idée que cette ségrégation se ferait le long des plans de foliation, les composants felsiques se déplaçant le long des plans et les composants mafiques restant sur place. Il se produirait ainsi une concentration respective des uns et des autres.

Pour EVANS et LEAKE [1960], le dessin rayé serait entiè-

* respectivement produits de réaction spilitique métamorphosés et produits de fractions ultra-magnésiennes métamorphosés.

remment dû à des causes tectoniques et métamorphiques. ELLIOTT et GOWAN [1966] arrivent à la conclusion que, parmi les amphibolites qu'ils ont étudiées, celles d'aspect massif seraient d'anciens produits extrusifs, tandis que les rubanées seraient des produits intrusifs. Il semble prématuré de prendre parti dans cette matière. Nous nous contenterons d'~~avouer~~ ces hypothèses.

La présence de pyroxène à proximité de schistes de faciès métamorphique inférieur (?) pourrait être la conséquence de mouvements différentiels, si les résultats des expériences de DACHILLE et ROY [1962] ^{d'acides} sont applicables à ce cas. En effet, l'abaissement des températures de cristallisation, dû au "shearing" de certains minéraux (parmi lesquels, par exemple, la jadéite, la thorite et la huttonite) est de l'ordre de plusieurs centaines de degrés. C'est visiblement une conséquence de la diminution de l'énergie d'activation requise pour les réactions.

A la lumière de ce qui précède, ces amphibolites pourraient donc bien être d'anciennes roches volcaniques, ultérieurement métamorphosées et différenciées sous pression orientée avec une composante parallèle à la schistosité.

Ces conditions extérieures sont bien comparables à celles dans lesquelles auraient été métamorphosés les sédiments de la même zone. Quant à la source de ces roches basiques, il en sera question dans le chapitre suivant.

En résumé, nous pensons donc que cette zone a été formée par la sédimentation d'un matériel ~~tectonique~~ ^{de type} genre flysch, accompagnée d'une activité volcanique d'intensité variable, ayant donné lieu à des intercalations ^{de laviques et pyroclastiques} dans les sédiments. Nous y distinguons deux périodes d'épanchement important, l'une vers le début de cette sédimentation, l'autre près de la fin. Les bancs résultant de cette activité ont pu être des sills. Des tufs plus sables se sont déposés entre ces deux grandes périodes d'épanchement.

c - TRANSFORMATIONS ULTIMES

L'histoire postérieure à la phase principale du métamorphisme ressemble à celle des schistes.

Les gneiss et les amphibolites, avec les schistes divers associées, subissent des efforts tectoniques qui eurent pour effet de réactiver le matériel et lui permettre de recristalliser.

La première de ces phases de tectonisation se déroule sous pression orientée à une température initiale un peu inférieure au point, ou - plus exactement -, au domaine de solidification des gneiss. Un vecteur tangentiel y produisit un mouvement différentiel suffisamment intense pour provoquer un échauffement sensible des roches. Pour avoir un effet de quelque importance un tel "frottement" doit être de relativement courte durée (moins d'un million d'années), d'après les calculs de REITAN [1968]. On peut supposer qu'il y en eut plusieurs "secousses" de ce genre (voir plus loin).

Ces facteurs ^{produisent} un rassemblement en amas du matériel quartzo-feldspathique au sein des rubans micacés. A notre avis, il s'agit ici d'un processus à l'échelle ionique sous forme d'une lente migration (un courant faible d'ions le long des plans de litage s.l.), suivie d'une capture des ions dans des poches.

C'est ainsi que nous nous représentons le développement de la texture ocellée. Ce serait donc un remaniement purement interne. Dans la partie centrale de la poche, le matériel a pu recristalliser dans des conditions plus favorables qu'à la périphérie où la pression et le refroidissement se sont fait sentir avec plus d'intensité et plus tôt. C'est surtout le matériel à l'amont et à l'aval du courant d'ions qui a cristallisé dans des conditions défavorables, d'où la granulométrie extrêmement fine et le manque de cristaux bien développés aux extrémités des poches.

L'effet des mouvements différentiels se voit souvent dans la roche, les cristaux et même les amas ayant subi une rotation entre les couches de mica, celles-ci étant parfois retournées sur elles-mêmes. Le dernier matériel à avoir migré est aussi le plus finement cristallisé. C'est ainsi qu'il peut y avoir des couches presque entièrement constituées de microcristaux. Parfois ces microcristaux possèdent une orientation optique commune. Avec CHÉA [1969] nous supposons qu'il s'agit de la recristallisation in situ d'un ancien porphyroblaste écrasé. D'ailleurs, les mouvements différentiels et les pressions ont certainement été inégalement distribués, aussi bien dans l'espace que dans le temps, ainsi que l'a déjà pensé HARKER

(1952), dont la description de ces phénomènes enlève toute originalité à ce qui vient d'être dit.

Nous pensons en effet que ces remaniements furent la conséquence d'une première série de "secousses" ou compressions différentielles et que cette série fut suivie par d'autres, mais à des températures plus basses. L'effet en fut un écrasement qui vint effacer, plus ou moins, les traces des épisodes antérieurs.

La distinction entre les effets de la cataclase ou de la mylonitisation et celui de la recristallisation sous mouvement différentiel est souvent rendu impossible, car le broyage donne lieu également à une ~~une~~ microcristallisation en bordure des minéraux et des amas. Cependant il y a des signes nets de déformation mécanique : cristaux cassés, dont les fissures sont tardivement remplies, paillettes de mica brisées, dont les cassures sont en "dents de scie", cristaux de plagioclase à lamelles courbées, cassées en forme de "kink" (zig-zag) etc. Il n'y a donc pas de doute : la recristallisation a été suivie d'un écrasement.

Il n'est pas non plus douteux qu'il y ait eu rétro-morphose tardive, car les plaies provoquées par ~~le~~ l'écrasement ont été cicatrisées par le même matériel (quartz, chlorite, muscovite) que celui qui remplace les minéraux des phases précédentes. Ici comme dans les schistes, la biotite est remplacée par la chlorite lamelle par lamelle ; le plagioclase est souvent fortement séricitisé ou épidotisé et le feldspath potassique remplit, en petites quantités, les interstices.

Ces phénomènes d'écrasement et de diaphtorèse ne facilitent d'ailleurs pas la distinction entre les zones, car ils agissent de façon égalisantes. Ainsi par exemple, un micaschiste ocellaire et un gneiss ocellé se ressemblent beaucoup après avoir subi ces transformations. Les limites doivent souvent être tracées à l'aide d'autres critères, notamment chimiques. Il y a, néanmoins, un critère minéralogique qui peut permettre, dans certains cas douteux, de trancher : celui des macles. Il a été dit - dans le chapitre sur la minéralogie - que les macles les plus typiques des gneiss sont du type albite polysynthétique bien développé et que la macle simple, ainsi que la macle ^{du} péricliné, y font, en général, défaut. Etant donné le passage progressif des schistes des zones latérales aux granites, par les gneiss de la zone intermédiaire, ce critère n'est, naturellement pas exclusif, même s'il est utilisable statistiquement. A quelle phase attribuer ces macles d'albite polysynthétiques des gneiss ? Si notre hypothèse sur leur nature est correcte, elles devraient être contemporaines ~~de~~ ^{de} la recristallisation en gneiss ocellés.

Les biotites brun-rouge ou très foncées à biréfringence au-dessus de 1500 m μ posent aussi des problèmes. On les trouve dans certains gneiss et granites, ainsi que dans des roches basiques. Il a été longuement question de l'origine de ces couleurs, qui, en général, sont attribuées à une forte teneur de titane. Nous le ferions aussi si elles n'étaient associées à une biréfringence relativement élevée et si la teneur de titane et la fréquence de minéraux titanifères étaient aussi élevées ailleurs sans que, pour cela, les biotites y possèdent ces caractéristiques. Il est remarquable que ces biotites sont concentrées dans une zone assez étroite à la limite du gneiss et du granite à l'W du granite des Sept Laux entre l'Arpette (près de Fond de France) et le Petit Charnier.

On peut se demander si cela n'a pas quelque rapport avec la tectonisation de cette région. C'est en effet une région où la mylonitisation a été particulièrement intense. On peut penser que cette tectonisation a chassé l'eau et que la biotite a recristallisé dans un milieu plus oxydant qu'ailleurs (voir ~~chap. B13b~~ **B13b**). La présence de grenat dans cette région pourrait être prise comme argument pour une telle interprétation.

Nous devons, après cette digression sur des problèmes minéralogiques, ramener la discussion à la diaphorèse.

Cette phase se place probablement à une époque bien plus tardive que celle de la mylonitisation. Nous pourrions la considérer comme une dernière manifestation des vagues de chaleur et de pression. Il s'y produisit une réactivation modérée mais suffisante pour déclencher la recristallisation rétrograde. Les conditions thermodynamiques furent plus clémentes que pendant les épisodes précédents : conditions d'épizone, mouvements différentiels trop faibles pour provoquer des changements importants de texture.

Le schéma ~~ci-dessous~~ **Fig 43** vient illustrer les variations de température et de pression pendant les époques qui viennent d'être décrites.

3. GRANITES

a - Pétrographie.

Les deux granites, celui des Sept Laux à l'Ouest et celui de Saint-Colomban à l'Est, forment deux bandes sub-concordantes dans la zone médiane, à proximité de chacune des bordures de celle-ci. Par endroits, il ne subsiste qu'une mince frange de gneiss ou d'amphibolite, et même parfois les granites débordent sur les zones latérales. Sur la carte, ils dessinent des bandes sinusoïdales, dont l'extrémité méridionale est coupée en biais par les formations schisteuses, tandis que les terminaisons nord (Montsappey et Cevins) font penser à un plongement péri-clinal. Rappelons que du granite réapparaît dans le Beaufortin (Beaufort et Outray).

Le granite des Sept Laux est fortement rétréci à la hauteur de La Ferrière, celui de Saint-Colomban entre La Chambre et le col de La Madeleine.

La composition chimique de ces granites peut être estimée par leur norme moyenne, 18,5 % Or ; 38 % Ab ; 5,5 % Ms ; 4,5 % Zo ; 2,5 % Fe-Mg-At ; 1 % Hm ; 28,5 % Q.

La différence chimique primordiale entre ces deux granites n'est guère à chercher dans les teneurs des éléments (même si celui des Sept Laux est un peu plus potassique et moins ferromagnésien) ; elle réside - on le sait déjà - dans la distribution, les variances dans le granite de Saint-Colomban étant plus grandes pour les métaux alcalins.

La pétrographie de ces granites est trop bien connue pour être récapitulée ici. Quelques détails seulement feront l'objet de commentaires.

Parmi les minéraux accessoires, on retrouve le zircon et l'apatite dans presque chaque échantillon ; c'est banal. Ce qui l'est moins, c'est la fréquence de sphène dans le granite des Sept-Laux, surtout le long de la vallée du Eréda. Du grenat peut se trouver dans les parties proches des gneiss, toutefois rarement et en petites quantités. Le carbonate tardif interstitiel n'est pas rare, il est même assez abondant dans le Beaufortin.

Il convient de souligner encore une fois la fréquence remarquable de perthite et de myrmérite dans ces granites (respec-

tivement dans 89 % et 87 % des échantillons étudiés).

La structure, typiquement équante, devient porphyroïde vers l'extérieur ; ensuite, aux bordures mêmes, elle est de plus en plus orientée pour devenir enfin franchement gneissique. Parallèlement à ces changements, la cataclase s'intensifie. Si à ces caractères on ajoute encore l'influence métasomatique du granite sur la roche encaissante et la migmatisation, on comprend que le contact entre le granite et les gneiss qui l'enveloppent ne puisse se tracer franchement sans ambiguïté. Toutefois, l'accumulation de critères divers, du domaine de la pétrographie et de la minéralogie, aussi bien que de celui de la pétrochimie, permet de tracer grosso modo cette limite.

b - GENESE

Avant d'entamer la discussion sur la genèse du granite, rappelons les faits qui servent pris comme points de départ.

- Le groupe chimique A, en grande majorité composé de granites, est très riche en métaux alcalins, assez riche en calcium et très pauvre en fer et magnésium.

- Les rapports internes entre V, Cr, Ni et Sc, ainsi que celui de Mn/Cu sont identiques dans tous les groupes (P, Q, G et A).

- Le groupe A diffère des autres par sa richesse en Pb et ce métal est associé au couple K et Ba.

Les rapports identiques d'éléments de trace seront pris comme témoins d'une parenté générale entre nos roches (hypothèse de travail).

La forte teneur en plomb du groupe A semble indiquer un apport de potassium, car si ce plomb était contenu dans le sédiment issu du proto-massif, il devrait y en avoir aussi une forte teneur dans l'autre groupe de caractère potassique, à savoir le groupe P. Une séparation efficace entre le potassium et le plomb dans P et non dans A est difficile à expliquer, tandis qu'un apport de l'ensemble K, Ba et Pb dans le groupe A ne l'est pas*.

La première prise de position dans la discussion sur la genèse des granites concerne l'alternative : origine magmatique (matériel essentiellement juvénile et profond) ou origine ultra-métamorphique (matériel essentiellement sédimentaire et superficiel).

Tout en étant persuadé que la majorité des granites sont d'anciens sédiments, opinion dominante de nos jours, nous devons en citant les arguments de WEYL [1965], admettre l'existence de magmas juvéniles de composition granitique, puisqu'on les trouve aux bordures des continents sur fond océanique où il n'y a eu ni sédimentation ni orogénèse. Le système géochimique de la croûte terrestre serait ainsi ouvert.

Voici quelques réflexions à ce sujet.

* Cependant on doit envisager la possibilité d'une concentration de plomb radiogénique dans les roches du groupe A.

Poussé à son extrême, le dilemme semble être le suivant : ou bien nous considérons que tout le matériel sialique en profondeur est d'origine sédimentaire, ce qui revient à placer le fond des sédiments sur un support plus ou moins basique, ou bien nous admettons l'existence d'un support sialique non sédimentaire et, dans ce cas, nous devons lui attribuer une composition chimique et un état physique, trouver la limite entre les matériaux des deux catégories, définir la nature et l'extension des interactions, etc. D'ailleurs, comment le premier granite, dans une région donnée, s'est-il formé ? En cristallisant à l'air libre ?

Ce dilemme, comme on le verra, nous concerne aussi pour différentes raisons.

Malgré les ressemblances entre les ensembles granite + roches de la zone médiane d'une part, et roches des zones latérales de l'autre en matière de ferrides (majeure et mineure), les stocks totaux d'éléments majeurs ne sont pas identiques dans ces ensembles, à cause des fortes teneurs en métaux légers des granites. Or nous ne voyons aucun obstacle à compléter le modèle anatexique par un apport juvénile (dans le domaine) de métaux alcalins et de calcium, ceux-ci étant susceptibles de se trouver immédiatement au-dessous du niveau d'anatexie et étant, en plus, relativement mobiles à cette profondeur.

En fait, nous ne savons quelles propriétés physico-chimiques attribuer à un écran à ces profondeurs. Il nous semble logique de penser qu'à ce niveau critique (où les sédiments reconnus comme tels sont arrêtés dans leur descente), les masses sous-jacentes, d'origine inconnue, mais éventuellement juvénile, laissent échapper leurs ions d'avant-garde.

Il est nécessaire d'aborder aussi la question des conditions thermodynamiques ayant régné lors de la formation des granites, sans pour cela entamer une discussion exhaustive des hypothèses lancées dans ce domaine. Cette nécessité est dictée par les températures de cristallisation relativement basses que suggèrent les feldspaths.

Il est évident que, d'après les nombreuses expériences faites au cours de ces dernières années, la température minimale d'anatexie doit se trouver aux environs de 600°-650° C, si par anatexie on comprend une fusion (partielle ou non) d'un sédiment [WINKLER, 1965 ; MEHNERT, 1968]. La température de recristallisation correspondante ne s'en éloigne pas beaucoup [voir aussi

DEMAT, 1955].

Or, les feldspaths de nos granites semblent avoir cristallisé à des températures qui ne dépassent pas 400° C. Comme ces feldspaths sont concernés par l'anatexie, il y a là une discrédance qui nécessite une explication. Cette discrédance peut bien sûr être atténuée en admettant, d'une part que l'anatexie s'est déroulée dans un milieu riche en volatils non déterminés par les analyses, ce qui aurait eu pour effet d'abaisser la température de solidification [WINKLER, *op. cit.*], d'autre part que les déterminations des températures de recristallisation des feldspaths sont susceptibles de former des valeurs trop basses, pour des raisons méthodologiques [CHRISTIE, 1961]. Une autre possibilité serait de considérer les granites comme des produits de métasomatose dans le solide. Cette solution ne peut, naturellement, être écartée a priori, même si nous ne sommes pas partisans de cette hypothèse. Nous ne nous proposons pas de résoudre cette question dans cette étude.

Il se présente cependant encore une solution. Elle est issue de nos observations sur deux granites associés. Dans différentes parties de la chaîne, par exemple sur le plateau des Sept Laux, à la Châl, dans le vallon des Villards, à Saint-Léger dans la vallée de l'Arc, on trouve un granite en enclaves dans un autre. Parfois les bords des enclaves sont très distincts, parfois le passage de l'un à l'autre est progressif. Souvent il y a aussi des filons aplittiques dans le même affleurement ou dans les environs. L'un des granites est souvent porphyroïde, l'autre plus homogène ; ou bien l'un est un microgranite, l'autre est de grain moyen ; ou encore, l'un est plus sombre, plus gris que l'autre ; des différences concernant les minéraux accessoires se distinguent souvent déjà à l'œil nu.

Ces observations nous semblent s'accorder avec ce qu'indiquent d'un côté la discrédance à l'endroit des métaux légers entre l'ensemble granite + gneiss, et les schistes et, d'un autre côté, la différence chimique entre les deux granites associés, à savoir qu'il s'agirait d'un granite "granitisé". Par là nous voulons dire que l'un des granites, celui qui se trouve parfois en enclaves, serait d'origine purement anatexique, l'autre, qui l'a suivi, aurait une origine mixte : une trace anatexique avec un supplément juvénile. Ce dernier granite a mé-

* Hypothèse de travail. Nous n'excluons pas la possibilité que le granite en enclaves soit du gneiss englobé.

somatise le premier au point que les deux se ressemblent, voire même sont souvent identiques. (La conclusion ultime de ceci est que, même là où nous voyons un seul granite, il se pourrait qu'il y ait une combinaison des deux. Cette conclusion est exagérée, si on l'applique à l'ensemble des granites, mais elle peut probablement s'appliquer localement).

Cette contamination d'un granite par un autre pourrait rendre compte des teneurs relativement fortes en métaux alcalins (et en calcium ?) dans ces roches qui, autrement, se rangent aisément avec les sédiments sus-jacents. Il s'agirait ici essentiellement d'une métasomatose par émanations d'ions particuliers, ces émanations pouvant être tantôt à dominante potassique, tantôt à dominante sodique. On peut même généraliser en disant qu'elles ont été plutôt potassiques au début et sodique vers la fin [cf., par ex. MEHNERT, 1962].

Le magma juvénile, précédé dans sa montée vers le niveau anatexique par des émanations, y amène un matériel de composition granitique de plus en plus complète et finit par cristalliser en granite.

Cependant, le granite d'anatexie n'est pas resté immobile : au contraire, il a été en mouvement vers la surface, lui aussi, mais plus lentement que le "magma". Il est donc rattrapé d'abord par les émanations précoces, puis par le "magma granitique", plus complet. C'est pourquoi on peut trouver les deux granites ensemble.

Pendant ce temps, la partie supérieure du granite d'anatexie a commencé à exercer une pression vers le haut sur les roches sus-jacentes, notamment les gneiss. Dans la zone de transition granite/gneiss, il se produit une remobilisation du gneiss permettant au matériel granitique de s'introduire au niveau des gneiss pour y provoquer la migmatisation.

On voit qu'il y a là un "télescopage" de l'ensemble granite "magmatique" - granite d'anatexie - gneiss.

Examinons de plus près le niveau anatexique où devrait se produire le "télescopage" des deux matériaux granitiques. Les conditions thermodynamiques de ce niveau font encore l'objet d'études et de discussions. Les uns, par exemple BROWN et FYFE [1970], soutiennent que la pression d'eau y est inférieure à la pression extérieure et en déduisent une température supérieure à celle qu'il y aurait si les roches étaient saturées

d'eau ; les autres, parmi lesquels WINKLER [1968], envisagent des températures plus basses puisqu'ils considèrent qu'il y a saturation par l'eau pendant l'anatexie. Les derniers ont d'ailleurs souligné qu'il n'y a pas - comme on l'a pensé - de point eutectique dépendant de la pression, mais qu'au contraire le point de fusion du matériel granitique baisse avec l'augmentation de la pression de façon continue à travers toute la croûte terrestre. Dans ces conditions, l'anatexie pourrait se dérouler sous des températures relativement modestes. Que les uns ou les autres aient raison, toujours est-il que dans l'anatexie qui nous concerne ici, les roches basiques ont pris une structure de plutonites (diorites) et que nous voyons difficilement comment ceci aurait pu se produire à une température comparable à celle de la cristallisation de nos feldspaths. On oublie aussi facilement que les phénomènes de transformations de ce genre ne sont pas seulement fonction de la température et de la pression, mais aussi de la quantité de chaleur échangée entre les roches concernées. LAZARENKOV [1969] a déterminé la quantité de chaleur que dégagent différentes roches pendant la cristallisation. Il arrive à 121 kcal/dm³ pour le granite et à 244 kcal/dm³ pour la diorite. Comme il est difficilement concevable que - lors de l'anatexie - les parties basiques et même plus basiques que la diorite aient reçu deux fois plus de chaleur que les parties acides encaissantes, la différence de chaleur spécifique étant modeste (granite à 400° 1,07 ; gabbro 1,10 et à 800° respectivement 1,13 et 1,18, selon WAHLSTROM [1955]), il faut bien conclure que l'activité thermique a dû atteindre une intensité bien supérieure à celle qu'aurait exigé un matériel entièrement acide - qu'il y ait fusion ou non. Donc, les exigences de l'anatexie des parties acides ont probablement été dépassées de loin.

D'autre part, les feldspaths potassiques de nos diorites sont du même genre que ceux de la seconde génération du granite. Entre l'anatexie des roches basiques et la cristallisation des feldspaths, il y a une telle différence thermique qu'on serait tenté d'invoquer un effet hydrothermal, mais celui-ci aurait inévitablement provoqué de sérieuses altérations dans les parties basiques.

Nous en concluons que les premiers feldspaths des granites ont cristallisé à une température relativement élevée et ceux

de la seconde génération à une température assez basse en un laps de temps relativement court.

L'image que nous inspirent ces considérations est ainsi la suivante : le granite d'anatexie englobant des parties basiques recristallisées en plutonites du genre gabbro est envahi par le matériel granitique montant. Le granite d'anatexie, déjà en cours d'ascension, étant peu à peu rattrapé et métamorphisé par le matériel venant d'en-dessous à un niveau déjà assez élevé, les premiers feldspaths subissent soit une recristallisation totale, soit une altération plus partielle et les parties basiques reçoivent assez de potassium pour la formation de feldspaths potassiques.

Cette contamination des roches basiques nous paraît flagrante à certains endroits où des roches franchement basiques et le granite de Saint-Colomban sont séparés par une zone de roches particulièrement hétérogènes du point de vue chimique. En effet, si ces roches appartiennent nettement au groupe chimique B (celui des roches basiques) d'après les diagrammes PAR 01:3 et PAR 02:3 (fig. 4 et 5), ceci n'est pas évident sur le diagramme PAR 01:5 (fig. 7), où elles se répartissent de part et d'autre de l'axe Al/3-K en un nuage peu dense, allongé dans la direction de cet axe de façon à faire le passage entre les granites et les amphibolites.

Cette distribution est essentiellement une conséquence de la variation de teneur en feldspath potassique.

D'ailleurs, la variance très forte du potassium de nos diorites ($s = 105$ selon diagramme E 06:91 d, fig. 13 d) comparée à celle des amphibolites ($s = 35$) et à la variance du sodium de ces mêmes diorites ($s = 30$), ainsi que l'entropie totale très élevée et non compensée de celles-ci, corroborent cette hypothèse de contamination.

Le premier effet de la montée du matériel "magmatique" juvénile aurait donc été une contamination des roches du niveau anatexique sous forme d'une métasomatose potassique, mais la cristallisation du feldspath potassique "actuel" aurait eu lieu à un stade plus tardif où ces roches, toujours en train de monter, auraient atteint un niveau plus élevé. A ce niveau, la cristallisation se serait déroulée dans des conditions hydrothermales, mais dans un délai de temps assez bref.

12.43 1

c - L'ENSEMBLE GRANITE-DIORITE. MISE EN PLACE

L'échantillonnage et les analyses des granites ont nécessairement précédé l'élaboration de l'hypothèse des deux granites, le "magmatique" et celui d'anatexie. Nous regrettons de n'avoir pas eu l'occasion de compléter ce matériel d'étude en vue d'un contrôle rigoureux de ce que nous avançons. Notre hypothèse est issue de la nécessité de rendre compte de l'alcalinité de nos granites qui, par rapport au stock des autres éléments, majeurs et mineurs, est très élevée. Rappelons ~~le fait~~ que la composition chimique de nos granites incite à les considérer comme d'anciens sédiments de même nature que les formations sus-jacentes, la seule ^{objection} ~~raison~~ étant le degré élevé d'alcalinité. Si nous avons eu recours à un matériel "juvénile" plutôt qu'à des sources à l'intérieur de l'ensemble sédimentaire, c'est aussi à cause de la présence d'enclaves de granite dans du granite et à cause ^{de l'absence} ~~de~~ d'une première génération de feldspaths dans les diorites, analogue à celle qu'on trouve dans les granites. Cette hypothèse repose, il est vrai, sur des faits un peu fragiles, même si nous pouvons y ajouter d'autres arguments qui la soutiennent, mais qui s'appliqueraient aussi à d'autres hypothèses. A défaut d'une meilleure hypothèse nous devons, cet aveu fait, nous tenir à la présente.

Il sera d'abord question de l'origine et des modalités de transfert des métaux alcalins qui viennent s'ajouter aux roches du niveau de l'anatexie.

On ignore encore à quelle profondeur du globe se trouve la source primaire des métaux alcalins, mais il semble que leur tendance à monter vers la surface est due, non seulement à un transport par des flux de divers produits légers, vapeurs, gaz etc., mais aussi à une instabilité statique. Si, à un moment donné ils ont été combinés dans des minéraux en profondeur, il est très probable qu'un changement relativement modeste des conditions thermodynamiques ont pu les libérer de ^{ces} combinaisons minéralogiques primaires.

Les expériences de MARKOV et al. [1968], effectuées dans des conditions de haute pression et haute température semblent confirmer une telle libération du potassium. De même, les expériences de SEKI et KENNEDY [1965] ont montré que, sous une température et une pression partielle élevées, les ingrédients orthose et eau donnent de la muscovite et des fluides. Une

augmentation de la température provoque la disparition de la muscovite ayant pour effet que les fluides, dès lors riches en K^+ et SiO_2 , peuvent s'échapper. Ce schéma pourrait expliquer l'origine des émanations de potassium à partir des profondeurs vers le niveau de l'anatexie.

La source du sodium est plus difficile à repérer et le mécanisme de sa libération, s'il en faut un, est inconnu.

Pourtant il migre aussi vers le haut pour s'introduire dans la région de l'anatexie. Citons à l'appui de ceci, par exemple BARTHOLOME^[1969] qui, au cours de son étude sur le cycle du sodium est arrivé à la conclusion qu'en plus du recyclage dans les sédiments par incorporation de sels océaniques, il doit y avoir un apport juvénile pour que le bilan de cet élément dans l'écorce terrestre soit équilibré.

Le problème du bilan de l'eau est intimement lié à celui du sodium, les cycles de ces deux constituants de l'écorce terrestre ayant des traits essentiels en commun. C'est pourquoi il nous semble que la clé de l'énigme du sodium doit être cherchée dans le contexte des spilites. A notre avis, il est donc souhaitable de partir du modèle d'un système semi-ouvert, par exemple celui proposé par TANE [1970].

C'est ce que nous allons faire ici dans le cadre de notre problème plus restreint. On trouvera ci-dessous un ~~résumé~~ résumé ~~essentiel~~ de ce qui a été exposé dans les pages précédentes, complété par notre opinion sur la question du sodium et des roches basiques. (~~Voir figure ci-dessous~~).

Il a été dit plus haut que le dépôt des sédiments de la zone médiane était accompagné d'un volcanisme basique. Ce matériel volcanique a forcément dû traverser un niveau qui, à cette époque, était déjà près du niveau d'anatexie. On peut supposer que la résistance mécanique des strates de ces sédiments profonds était fortement réduite, comparée à celle des couches sus-jacentes. L'effet de ce ramollissement a dû permettre aux matériaux basiques de s'introduire entre les strates en masses considérables et peu régulières, ~~en formant plutôt des~~ masses irrégulières. Cette géométrie a été conservée au niveau des granites, par opposition aux strates plus régulières des roches correspondantes au niveau des gneiss.

Les laves basiques avaient la composition d'un basalte banal avant de traverser la couche sialique. (Il y a éventuel-

lement en une absorption de sodium lors de leur traversée des "couches siliciques"¹⁾ mais nous n'y insistons pas maintenant).

Or, étant donné premièrement que le granite de St-Colomban est plus intimement associé aux roches basiques que ne l'est le granite des Sept-Laux, et que ces roches basiques ont une texture de plutonite ; étant, donné deuxièmement que les teneurs²⁾ sont plus importantes dans le granite de St-Colomban que dans l'autre²⁾, nous en déduisons que le granite de St-Colomban a dû être situé au-dessous du granite des Sept-Laux, au point de vue stratigraphique, car la source des laves basiques a dû se trouver au-dessous des granites et les émanations d'ions alcalins ont surtout dû atteindre le granite le plus proche de la source. (Cette source n'a pu être située au-dessus des granites).

Si notre interprétation est correcte, les variances sur le sodium, dans les deux granites, donnent une indication de la modalité d'ascension de ces émanations. Ces variances étant plus importantes dans le granite de St-Colomban que dans le granite des Sept-Laux³⁾, les émanations ont pu avoir le caractère de pulsations inégalement réparties, s'affaiblissant à mesure qu'elles avançaient et cédant la place à une diffusion égalisante.

~~Sur notre figure, comment le matériel "magmatique" a pu être poussé sur celui anatexique et enlever une poussée sur celui anatexique en s'introduisant dans ceux-ci de façon anabrochitique.~~

Notre schéma interprétatif explique, nous semble-t-il, pourquoi les filons fortement sodiques sont particulièrement importants et nombreux dans le granite de St-Colomban et dans les roches basiques qu'il contient.

Le moteur de l'ascension du matériel "magmatique" - et probablement du matériel anatexique pendant une première phase - aurait été à notre avis, ~~est~~ le déséquilibre statique causé par la densité plus faible au niveau "magmatique-anatexique", qu'au niveau purement anatexique.

Cependant, il a dû y avoir d'autres moteurs aussi, notamment de nature calorifique, mais nous ignorons l'origine de cette cha-

1) Cf. ROCCI et JUTEAU [1968].
2) 8.12 resp. 7.26 ~~pour~~ pour cent de milliatonnes.
3) Ecart-type de Na/Al respectivement 130 et 43.

leur. Plusieurs propositions ont été faites, au cours des années, pour identifier la source de chaleur dans les zones profondes de l'écorce terrestre. Il n'est pas nécessaire de les rappeler ici. Personnellement, nous penchons pour des processus radiogéniques comme sources principales.

Le rôle important à attribuer à la chaleur est en partie suggéré par la nature pulsative de l'ascension des ions.

Si la première phase de la surrection du granite d'anatexie peut être mise sur le compte d'un effet isostatique, il est plus difficile d'expliquer la phase principale par ce mécanisme, car les différences de densité entre les unités - granites "télescopés et gneiss sus-jacents - ne nous paraissent pas suffire pour rendre compte de l'ascension des masses granitiques.

Il faut ajouter à ceci que la surrection se fait aussi au niveau des gneiss.

Nous sommes tenté d'invoquer une force mécanique pour en rendre compte. Ici, nous pensons plus précisément à une compression au niveau inférieur de la masse granitique d'origine magmatique, donc à la base du sial, peut-être même à un niveau moins profond. A ce propos nous voulons attirer l'attention sur les investigations effectuées sur des batholites dans l'Oural. (Il est vrai que les granites de Bellefleur ne sont pas des batholites, mais nous pensons que les autres types de granites pourraient aussi être concernés). Les résultats de ces investigations ont montré que - à des profondeurs de 100 à 300 m - le granite subit un "stress" tangentiel qui, de 10 à 20 fois excède celui que pourraient causer les composantes horizontales de la pression due au poids des masses sus-jacentes [TRIFONOV et al., 1968].

Les auteurs expliquent la surrection des batholites de leur foyer par la pression bilatérale sur les parois obliques, convergentes vers le bas, des masses granitiques.

Sans adopter les détails de ce processus, nous pensons quand même qu'une compression en profondeur pourrait soulever les granites. Nous y voyons plutôt un phénomène adiabatique.

Imaginons une compression au niveau sodique de la masse "magmatique", c'est-à-dire au-dessous du niveau potassique, ce dernier étant déjà plus ou moins confondu avec les masses anatexiques en train de se solidifier. Si les formations situées au-dessus des granites cèdent à la pression due à la montée de ceux-ci, il y a décompression latérale aussi bien que verticale à la surface. Cette décompression qui, à la surface, produit un

bombement se propage vers le bas et cause plutôt une fissuration dans les masses cristallines échantées¹⁾, d'où décompression verticale et locale dans la masse non solidifiée.

Il s'ensuit ~~une~~ une intrusion par les voies ainsi ouvertes. Nous verrons volontiers l'origine des filons sodiques dans un tel mécanisme. On voit bien que ces filons n'envahissent pas les niveaux flexibles, mais qu'au contraire ils doivent être plus nombreux et plus importants dans les parties fissurées. Il nous paraît aussi logique de penser que ceci ne peut se produire qu'à la fin de l'histoire génétique des granites, étant donné qu'à un stade antérieur les conditions physiques ^{favorables} ne sont pas réalisées.

La décompression verticale provoque la montée massive de ~~ce~~ matériel ^{à partir} de niveaux de plus en plus profonds, peut-être même du sima. Ces masses sont composées ou accompagnées de phases liquides et gazeuses. Il n'est plus question de remplissage de fissures, celles-ci s'étant peu à peu remplies, mais d'une véritable poussée sur toute la masse sus-jacente. La surrection ultime des granites, une conséquence de ce soulèvement d'en-dessous, n'a d'autre limite que celle que pose le poids des masses soulevées.

1) Selon le critère de GOULCME-MOER, in SCHEIDEGGER, 1958.

CHAPITRE III.- TECTONIQUE ET GEOCHRONOLOGIE

1. TECTONIQUE.

421 mesures de pendage ont été faites au cours de l'étude sur le terrain. Correction faite pour la densité de mesures (celles-ci étant plus nombreuses dans la vallée du Bréda qu'ailleurs), la proportion des plongements vers l'Ouest par rapport aux plongements vers l'Est est d'environ 3,3 %. Ce résultat nous conduit à entrevoir un ensemble isoclinal vers l'Est, avec un plongement de 70° à 80°, sauf dans les zones latérales où l'angle diminue notablement par fauchage. Là où P. et Cl. BORDET ont parlé de charnières de synclinaux et d'anticlinaux, nous n'y avons vu essentiellement que des flancs isoclinaux déformés et que quelques charnières locales. Nos observations s'accordent, sur ce point de vue, avec celles de DONDEY [1960] et KALSBEK [1962]. Il est donc impossible de reconstituer des synclinaux ou anticlinaux à l'échelle de la chaîne. Ceci n'est cependant pas une négation catégorique de l'existence de plis. Rappelons à ce propos que la "série verte" (correspondant à la partie orientale de notre zone médiane) a été interprétée comme un synclinal, non seulement par P. BORDET [1962-63], mais aussi par J. BLAISE [1962-63]. Si cette interprétation est correcte, il s'agit là, à notre avis, d'un synclinal dans un anticlinorium.

Il en serait également de même pour les formations à l'Ouest du granite des Sept Laux. Cette éventualité a même été envisagée à propos du Synclinal médian (Chap. IV).

Les études sur le terrain ont aussi comporté un certain nombre de déterminations d'axes de microplis ou d'ondulations et de mesures de linéations. (Le nombre total de mesures acceptables est de l'ordre de 60). Les résultats font voir une variabilité un peu déconcertante, surtout en ce qui concerne les inclinaisons des axes par rapport au plan horizontal. Souvent ces inclinaisons paraissent avoir déterminé la morphologie. En les groupant de façon globale, il se dégage néanmoins une tendance générale : les axes des plis des formations latérales (notamment celles à pendage moyen) sont, dans la majorité des cas, inclinés selon un angle faible vers le Sud, tandis que les axes

* Dans ce cas il n'y aurait pas eu deux phases principales de volcanisme basique, mais seulement une. Le banc de schistes entre deux niveaux plus riches en amphibolites serait alors au toit de la série.

et les linéations des formations médianes sont légèrement inclinées vers le Nord.

D'autre part, les enveloppes géométriques ou zone axiales des pendages du côté W du granite des Sept Laux, entre la Combe Madame (Fond de France) et la vallée de l'Arc, sont, en moyenne, dirigés vers le Ne et l'E et plongent dans ces directions sous un angle de 20° à 25° (voir EHRSTRÖM [1967]).

Même si la variation dans les différentes coupes est assez forte, notamment dans les formations extérieures de la chaîne, la tendance est nette. Il est prématuré de généraliser ce résultat, étant donné que les mesures ne concernent qu'une partie restreinte de la chaîne, mais il est possible que les directions obtenues représentent l'élongation pré-alpine du massif. Toutefois, une vérification de ceci s'impose.

La reconstitution dans l'espace des positions des axes des plis et des linéations sur les zones des pendages montre que les inclinaisons qui, actuellement, sont opposées dans les formations latérales et médianes, ont probablement été parallèles avant les déplacements qui sont à l'origine des zones. Si on se fie à ces observations quelque peu incertaines, on doit conclure à un plissement antérieur aux mouvements dont témoignent les zones et ayant effectué l'ensemble des formations.

La détermination des zones fut effectuée dans le but de dégager la position du plan de mylonitisation à la bordure occidentale de la chaîne [EHRSTRÖM, 1967]. Si nos déterminations sont correctes, les affleurements de mylonitisation maximale seraient contenus dans un plan de direction N 32° E et de pendage $32,5^\circ$ SE, passant, grosso modo, dans les schistes inférieurs. Il s'agirait d'une faille, la partie interne s'étant déplacée vers le haut et le NW par rapport à la partie externe. Le vecteur de poussée aurait été tangentiel selon la direction N 60° W. Le plongement des axes des zones vers le NE et l'E incite à penser que le massif des Sept Laux aurait été soulevé par rapport aux parties plus septentrionales. Une telle disposition semble s'accorder avec la structure péricleinale des terminaisons septentrionales des granites et de leurs roches encaissantes.

En somme, la symétrie de la chaîne (granites au coeur du massif, bordés par les gneiss ; schistes aux bordures), la structure isoclinale, la terminaison périclinale et les variations locales de pendages dessinant parfois des plis, tous ces traits réunis incitent à considérer la chaîne comme un anticlinorium. Cette structure aurait cependant été déformée ultérieurement par un serrage intense, par un découpage en claveaux [cf. Cl. BORDET, 1961], par des fauchages des versants raides et par des décrochements le long de failles très importantes.

Quelques observations relatives à la tectonique cassante méritent notre attention.

Il apparaît que les diaclases des roches cristallophylliennes épousent plutôt l'orientation de celles des granites, au lieu d'être perpendiculaires et parallèles à la schistosité.

La figure 49 montre la distribution des pôles des plans de diaclases des granites, portés sur le canevas de WULFF. Les pôles s'y groupent en quatre domaines principaux, dans lesquels chacun se trouve à une distance maximale de 20° d'arc de deux autres pôles. A l'intérieur du domaine une autre délimitation est réalisée selon ce même principe, mais ici l'écartement maximal n'est que de 15° d'arc.

Ces domaines se situent dans les secteurs NNE, SSE, SSW, NNW et presque totalement à plus de 45° d'angle du centre (le pôle du plan horizontal). Les centres de gravité des domaines se trouvent approximativement sur les grands cercles $35^\circ-215^\circ$ et $145^\circ-325^\circ$, à l'exception de celui au NNE, qui est un peu déplacé vers le méridien principal. (La distribution est, du reste, plus dispersée dans ce premier quadrant que dans les autres).

Le fait que les centres de gravité tombent ainsi sur de grands cercles qui se coupent sous un angle de 110° ne doit pas étonner, car on y reconnaît l'angle dièdre le plus fréquent des plans de diaclase du granite.

A la lumière de l'hypothèse de COULOMB-MOHR concernant la fracturation des corps solides [voir par ex. SCHEIDEGGER, 1958] cette distribution des pôles indiquerait que les diaclases de nos roches sont dues à une compression EST-OUEST à peu près horizontale. Cette information pourrait, nous semble-t-il, fournir des renseignements sur l'histoire tectonique de la chaîne. Nous nous en servons dans le chapitre des conclusions.

Nous ne pouvons nous permettre une analyse plus approfondie dans ce domaine structural, n'y étant pas à notre aise, mais nos conclusions pourront servir d'hypothèse de travail.

2. GEOCHRONOLOGIE

Des mesures géochronologiques ont été faites sur des zircons d'une roche constitutive de chaque zone, à savoir d'un granite, d'un gneiss et d'un micaschiste. Le nombre est évidemment très modeste. Le programme initial concernait, il est vrai, un nombre de datations sensiblement plus grand, mais en raison de circonstances indépendantes de notre volonté, une faible fraction seulement des mesures a pu être effectuée. (Nous regrettons particulièrement l'absence des déterminations d'âges sur les zircons du granite des Sept Laux). Non seulement ces mesures vont être multipliées, mais elles seront aussi complétées par des mesures sur d'autres minéraux. Ce complément s'impose avec d'autant plus de vigueur que d'une part les zircons des schistes et, très probablement, ceux des gneiss, sont détritiques et que, par conséquent, l'époque du dernier métamorphisme demeure indéterminée, et que, d'autre part, les zircons originaux des sédiments transformés en granite ont, eux, recristallisé pendant l'anatexis, à en juger par la forme parfaite des zircons des granites.

Les détails techniques sur la méthode de datation ont été donnés par J.B. STORET [1968]. Nous nous bornerons ici à donner les résultats :

Granite de Saint-Colomban	568 ± 19 MA
Idem	(592 ")*
Gneiss situé entre les deux granites	840 ± 24 "
Micaschiste, bordure ouest	889 ± 25 "

Malgré la détermination unique sur chacune de ces trois roches, ces âges inspirent la confiance, la teneur minimale en zircon des échantillons utilisés étant respectivement : 98 %, 96 % et 95 % et la teneur en plomb primaire étant dans tous les échantillons : 0,5 % ± 0,5 (précisions données par l'opérateur, G. VIVIER).

Ces âges, étalés sur le Précambrien supérieur et l'Infracambrien sont susceptibles de surprendre celui qui s'attend à ne rencontrer que des âges de 300 à 400 MA dans les terrains "hercyniens".

* Cette mesure a été effectuée dans d'autres circonstances par la même méthode, mais par un autre opérateur (A. BARBIERI). La pureté de l'échantillon est inconnue.

Il convient de souligner que seuls les minéraux cristallisés ou recristallisés pendant cette période peuvent témoigner de tels âges et qu'en plus, l'âge obtenu ne correspond pas nécessairement à la culmination ou à la fin d'une phase métamorphique. L'"âge" n'est pas le terme approprié dans ce contexte, si, par là, on comprend un intervalle de temps nettement limité, car le minéral manifeste seulement la somme de la désintégration depuis l'époque où - suite à un refroidissement - l'émanation de produits gazeux était réduite à une intensité négligeable en comparaison avec l'accumulation de produits de désintégration à l'état solide. Il n'y a pas de début défini dans un tel processus et celui-ci n'est pas nécessairement lié à une phase déterminée du métamorphisme, car il n'est fonction que de la température, de la pression et de la structure du minéral.

Pour que cette correspondance entre l'âge manifesté par le minéral et une phase déterminée du métamorphisme puisse être établie, il faudrait que l'émanation gazeuse soit assez brusquement réduite lors de la cristallisation du minéral, que les produits secondaires restent dans le minéral et, encore, que celui-ci soit un indicateur sûr de cette phase. Il n'est pas acquis que ces conditions soient toujours réalisées.

Pour en revenir aux âges dont témoignent nos zircons, il est donc probable que ceux du schiste et du gneiss ont rapport à un cycle métamorphique antérieur au dépôt du matériel primaire de ces roches, vu l'aspect plus ou moins roulé de leurs zircons. Les conditions thermodynamiques furent sans doute assez sévères. Ces âges témoigneraient donc, éventuellement, d'un cycle orogénique très ancien, disons algonkien, pendant lequel ce matériel aurait été plongé à une profondeur considérable.

Par contre, les zircons du granite, de forme cristalline impeccable, peuvent être les produits de recristallisation lors d'une anatexie associée au dernier cycle métamorphique, mais il n'est pas exclu que la cristallisation ait été indépendante de tout cycle, métamorphique ou orogénique, et que l'âge dont témoignent ces zircons soit en rapport avec un refroidissement dont la cause nous échappe. Nous optons pour la première solution.

Ce n'est pas pour cela que l'époque du dernier métamorphisme serait déterminée. On peut cependant faire des suppositions, en attendant une confirmation à l'aide d'un minéral ayant forcément dû cristalliser à cette époque.

CHAPITRE IV.- ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DE LA CHAÎNE

L'étude chimique a montré que toutes les unités principales, sauf celles d'origine volcanique, ont pu appartenir à un seul massif avant leur érosion. Nous disons bien "ont pu", car nous pouvons évidemment aussi admettre qu'elles ont appartenu à différents massifs chimiquement apparentés, mais cette supposition embrouille inutilement l'image.

La composition et la structure ^{lithologique/} de ce proto-massif ont été discutées à propos de la genèse des gneiss et des granites. Quel modèle peut-on retenir ?

Un proto-massif cristallin, traversé et couronné par un corps plutonique différencié rendrait sans doute compte de l'alcalinité des granites actuels et du caractère plus fémique du gneiss, comparé au granite, mais comment expliquer la similitude des stocks d'oligo-éléments ?

Pourquoi, dans le proto-massif, les roches intrusives auraient-elles eu le même stock que les roches sédimentaires ? Y aurait-il eu une contamination homogène dans tout le massif et de quelle source ? Ou bien faudrait-il reculer davantage dans l'histoire de ces roches et chercher l'origine des roches plutoniques du proto-massif dans l'anatexie de roches apparentées aux schistes (ou gneiss) de ce massif ? Cette solution serait plausible, même si elle mène un peu loin en arrière.

D'autre part, si l'on choisit pour modèle un proto-massif très plissé, les produits d'abrasion ne seraient pas différenciés, mais ils pourraient l'être par la suite, par les agents exogènes. Si, alors, la composition des gneiss s'explique par la présence d'une composante importante d'hydrolysats dans les sédiments, la similitude des stocks d'oligo-éléments pose de nouveau un problème, et des zircons relativement peu roulés nous paraissent mal convenir à de tels sédiments. D'autre part, la richesse en plomb du granite devrait être attribuée à un apport ultérieur de potassium dans l'optique d'une telle révolution*.

* A moins que le plomb ne soit d'origine radiogénique, réserve déjà faite plus haut (chap. III 3b, Genèse des granites, note in(ou)paginée.)

Cet apport de plomb intéresse aussi le modèle d'un proto-massif métamorphique, en forme de coupole ou de voûte, permettant une érosion plus ou moins successive des différents niveaux. Le mécanisme hydrothermal y aurait déjà d'avance enrichi les couches supérieures en métaux alcalins et ces couches auraient alimenté des dépôts riches en résistats^{**} et forte teneur en feldspaths. Le plomb aurait été logé dans ces feldspaths.

L'affaiblissement et le recul du relief auraient progressivement changé la nature des produits d'érosion et de dépôt. Vers la fin de l'évolution exogène, les sédiments auraient ainsi acquis un caractère péritique et les dépôts auraient gagné de l'extension.

Dans ce proto-massif, il y aurait donc eu des roches qui, bien que n'étant pas toutes pareilles, auraient possédé quelques traits importants en commun, en particulier en ce qui concerne le stock en oligo-éléments. A une profondeur où la mobilité des éléments était considérable, soit environ au niveau des gneiss inférieurs, il se serait produit une "basification hydrothermale".^{*} Après ou pendant la surrection du massif, le produit basifié devait fournir le matériel primaire des gneiss actuels de la zone médiane de Belledonne, le produit débasifié celui du granite d'anatexie actuel. Les roches situées au-dessous du niveau de la "basification hydrothermale" devaient se différencier, après érosion, en sédiments arkosiques et sédiments argileux.

La nature et le sort des roches situées au-dessus des roches débasifiées nous échappent, mais, selon le schéma adopté, on pourrait imaginer qu'elles constituent le fond de la masse anatexique dont le granite actuel est le produit visible.

Si l'on fait confiance à nos données géochronologiques, malgré leur petit nombre, on peut faire l'esquisse suivante :

Les zircons des micaschistes témoigneraient d'un cycle métamorphique vieux de 890 MA et les zircons du granite auraient recristallisé il y a environ 570 MA. Or, les gneiss se placent entre ces unités et leurs zircons donnent 840 MA, donc 50 MA de moins que les schistes. En supposant que le matériel des gneiss et des schistes ait été métamorphisé en même temps, les gneiss auraient été plongés au-dessous de l'isotherme critique de NEUVONEN [1961] pendant cet intervalle de 50 MA. Si l'on présume

* Conséquence d'un appauvrissement en silice et en métaux alcalins par extraction hydrothermale.

**/ La signification de ce terme est donnée p.ex. dans RANKAMA - SAHAMA (1950), p.198.

que ceci a été dû à une subsidence et que la surrection des gneiss a eu lieu à la fin de celle-ci en un temps relativement court, ces roches auraient retraversé l'isotherme critique il y a 620 MA, tout en affichant 840 MA par leurs zircons (voir fig. 50).

Le matériel détritrique, ultérieurement métamorphisé en gneiss, aurait donc été exposé à une température considérable. Cependant on ne doit pas en déduire qu'il aurait été enfoui à grande profondeur, car le gradient thermique a pu augmenter, par exemple à cause de convections de chaleur. En tout cas, les événements postérieurs à 620 MA n'auraient pas, selon ce raisonnement, donné lieu à la recristallisation des zircons des gneiss.

Nous n'insisterons pas sur cette interprétation, étant donné l'incertitude de la marge de 50 MA entre l'âge des schistes et celui des gneiss, mais nous voulons quand même attirer l'attention sur l'effet de l'isotherme critique de NEUVONEN.

La sédimentation du matériel des gneiss fut accompagnée d'une activité volcanique qui, au début, eut le caractère d'épanchements considérables de basalte relativement sodique. Les enclaves basiques visibles dans les granites furent-elles contemporaines de ces épanchements ? C'est possible. Toutefois le granite englobe, par endroits, des corps basiques en morceaux bréchiques souvent de grande taille, ce qui pourrait être le signe d'un "magmatic stoping". D'autres parties paraissent intactes dans le granite.

L'activité volcanique devint ensuite plus intermittente et de nature pyroclastique, les produits variant fortement de composition. Vers la fin du cycle volcanique, il y eut augmentation de l'activité et retour au style plus effusif et basique.

Le volcanisme a été particulièrement important dans la région méridionale. Ceci est corroboré par les observations faites précédemment aux alentours de notre terrain d'étude. Citons par exemple celles de den TEX [1950] (Chamrousse) ; MICHEL et BERTHET [1958] (Cluse de la Romanche) ; MICHEL et VEROLLET [1962] (Tabor). Les formations basiques de Chamrousse ont un caractère massif, tandis que les autres ressemblent davantage aux roches de notre zone médiane. Toutefois, il semble qu'elles appartiennent toutes au même cycle volcanique.

Les observations de MICHEL et collaborateurs s'accordent avec notre conception de la présence des deux zones, latérale et médiane, à l'Ouest du granite des Sept Laux, dont on trouve même des apophyses tardi-migmatitiques, à Livet. A notre avis, le "groupe de Vizille" correspondrait à la zone latérale et ceux de Séchillienne et de l'Aveyna à la zone médiane. L'activité volcanique semble cependant avoir eu une plus grande ampleur au Sud. Ceci ne fait que renforcer l'hypothèse d'un gradient positif d'activité vers le Sud.

Dans les régions étudiées par MICHEL et al., les positions des formations ne sont pas les mêmes que plus au Nord. Ceci est surtout dû à la présence de failles importantes dans le Sud. Il n'en demeure pas moins l'impression d'une structure d'anticlinorium.

En fin de compte, nous partageons l'opinion de ces auteurs, que les centres d'émission doivent se trouver du côté du Tabor ; nous les verrions même plus loin, à l'Est, dans le Pelvoux.

Les roches basiques, très probablement d'origine volcanique, situées à l'ENE de nos roches correspondantes, semblent renforcer cette hypothèse [VATIN-PERIGNON, 1966].

La sédimentation du matériel primaire de la zone médiane fut probablement assez rapide et irrégulière, à en juger par la composition des dépôts et l'aspect peu roulé des zircons. Elle paraît avoir été plus intense à l'Est qu'à l'Ouest et au Sud qu'au Nord, à en juger par l'épaisseur des dépôts. Il semble donc que les dépôts aient été alimentés du Sud Est.

Nous répétons que l'extension verticale des sédiments primaires n'a été délimitée qu'en fonction de leur chimisme. Le métamorphisme ultérieur a confondu les limites stratigraphiques entre les couches sédimentaires en imposant des différences lithologiques entre les roches cristallines des zones, même si ces différences ont été égalisées plus tard par la migmatisation, l'écrasement etc.

C'est pourquoi les limites chimiques et les limites pétrographiques-métamorphiques ne se superposent pas exactement. Il y a des granites dans le groupe chimique Q et inversement des gneiss dans le groupe A. Au toit des gneiss, il y a des schistes qui peuvent tout aussi bien être considérés comme des gneiss, tout en appartenant au groupe Q ou au groupe P. De ce côté la zone li-

uite pétrographique s'étend donc à l'extérieur, c'est-à-dire stratigraphiquement au-dessus de celle que trace le chimisme.

Dans ces circonstances, il est impossible de savoir s'il y a eu une lacune entre les phases de sédimentation du matériel des gneiss et des schistes.

Le caractère de conglomérat de base, attribué à celui qu'on trouve par exemple à Villard-Soffray (près de Notre-Dame-de-Briançon), [Cl. BORDET, 1961] nous semble peu évident, tant du point de vue stratigraphique que du point de vue pétrographique. Nous nous abstenons de commentaires à son sujet.

Les derniers dépôts devinrent de plus en plus argileux, mais il y eut alternance plus ou moins rapide entre les dépôts arkosiques et argileux. A vrai dire, il s'agissait surtout d'un matériel assez mélangé du genre grauwacke dans la plus grande partie de la colonne sédimentaire. Seules les couches les plus superficielles furent franchement argileuses, voire pélitiques.

Cette phase de sédimentation fut accompagnée d'activités volcaniques, mais il y eut peu d'épanchements en coulées. Les produits furent essentiellement pyroclastiques et basiques au début, acides ensuite. Bien avant la fin de cette dernière phase de sédimentation, l'activité volcanique s'éteignit.

Les sédiments qui donneront les granites, ceux de la zone médiane et des zones latérales, ainsi que le cortège volcanique qui les accompagna, furent soumis à un métamorphisme régional.

Les premiers sédiments avaient atteint le niveau thermique de l'anatexie et furent totalement recristallisés sous pression hydrostatique. Rappelons que nous ne savons rien des sédiments antérieurs à ceux qui se présentent actuellement en granites.

Nous devons faire ici une réserve, bien hypothétique, à ce qui a été avancé à propos des granites : le caractère plus sodique du granite de Saint-Colomban, mis sur le compte d'une métasomatose par émanations juvéniles, a pu dériver d'un matériel anatexique très sodique, dont l'origine aurait été les formations qui ont couronné le "proto-massif". Mais, répétons-le, nous n'en savons rien de précis.

Les sédiments de la zone médiane furent recristallisés sous pression plus orientée, le vecteur ayant, au début, été vertical pour ensuite virer vers l'horizontale. Parallèlement à ce changement, il y eut augmentation de pression. Le maximum de celle-ci fut postérieur au maximum d'apport de chaleur (voir diagramme 48). De ce fait, les roches qui avaient déjà recris-

tallisé furent déformées, mais non pas écrasées. La structure ocellée en fut le fruit. Les roches basiques furent transformées en amphibolites et les roches acides correspondantes en leptynites.

Plus haut dans la colonne, les mêmes conditions thermo-dynamiques se firent sentir, mais avec une intensité décroissante vers la surface. Les sédiments inférieurs furent recristallisés sous une pression de plus en plus vectorielle, tandis que les sédiments situés plus près de la surface ne furent que partiellement recristallisés et ceci sous une pression normale.

L'augmentation de la pression tangentielle dut aboutir à une tectonisation de l'ensemble des roches.

Sans entrer dans les détails de la tectonique, nous esquissons ici les traits essentiels de l'édification de la chaîne, tels que nous les voyons (voir schéma, fig. 51).

Il nous semble probable que la déformation des sédiments ait commencé par un bombement dû à un soulèvement d'en-dessous et que cette première déformation des couches superficielles ait permis aux pressions latérales - toujours en cours de croissance - d'accomplir les plissements.

Nous imaginons le granite en voie de surrection exercer une poussée oblique vers le haut et le bombement des formations sus-jacentes s'accroître. Les flancs de l'anticlinal ayant acquis une position très raide, le granite s'introduit dans les gneiss inférieurs du flanc occidental en les migmatisant.

A un stade plus tardif, du matériel granitique plus sodique s'introduit sur le flanc oriental en traversant non seulement la zone médiane, mais encore une partie de la zone latérale. Il est possible que des lambeaux d'amphibolite aient été englobés à ce stade.

A la phase principale de métamorphisme et de tectonisation a succédé une phase de détente, provoquant une fissuration et permettant une première rétro-morphose de la roche.

Une nouvelle phase d'augmentation de température et de pression, cette fois de caractère plus dynamique et moins thermique, conduit à une recristallisation des minéraux blancs dans les roches profondes. La température diminuant de nouveau, les mouvements différentiels causent un écrasement qui affecte surtout les gneiss et les schistes inférieurs, tandis que les schistes supérieurs subissent plutôt un microplissement accompagné d'injections de remobilisés d'en-dessous.

La détente suivant cette phase provoque l'ouverture de voies d'accès pour le matériel aplitique et quartzeux. Ainsi toutes les formations reposant sur le granite sont traversées par des filons.

Pendant ces événements, le plissement de l'anticlinal a progressé et un synclinal s'est formé à l'Ouest. Le serrage finit par le fermer presque entièrement ; c'est le Synclinal médian dans la zone latérale.

Une rétromorphose à l'échelle régionale affecte toutes les roches très tardivement, probablement pendant l'orogénèse alpine. C'est aussi à cette époque que le granite des Sept Laux est brusquement poussé sur les schistes (éventuellement à la suite d'un contre-coup d'inertie du socle situé au NW de la chaîne ?), que l'ensemble des formations a été déversé vers l'Ouest et qu'un dernier serrage, oblique à la direction axiale de la fosse, a égalisé les pendages en donnant lieu à un style isoclinal serré. La tectonique cassante a achevé l'oeuvre en découpant la chaîne en claveaux.

Ce récit permet de dégager les points principaux suivants :

1. L'origine du matériel (sédimentaire et igné) est à rechercher au SE de la chaîne.
2. L'évolution chimique du matériel, à l'exclusion de celui des roches basiques, semble constituer un cycle quasi-fermé, dont nous avons tracé la moitié, à savoir, l'inversion stratigraphique qui se produit entre le proto-massif et le massif actuel.
3. Depuis la phase principale du métamorphisme, l'ensemble des formations de la chaîne a participé à une surrection témoignée par le caractère de plus en plus superficiel et dynamique du métamorphisme, à un niveau lithologique donné, ainsi que par l'évolution des granites.
4. La structure de la chaîne peut être interprétée comme un anticlinorium.

Le schéma structural de la chaîne esquissé plus haut est difficilement reconnaissable sur le terrain à cause des multiples accidents qui l'ont perturbé.

Si la séquence des zones est relativement nette entre l'Arc au Nord et Combe Madame au Sud, elle ne l'est plus au delà de ces limites.

Au Sud, le massif des Sept Laux semble être surélevé par rapport au reste de la chaîne. Ainsi les roches basiques situées

profondément dans le granite ont été exposées à une altitude surprenante.

Il semble que ceci ait eu des répercussions plus au Nord. L'accident de Fond de France, qui emprunte le lit du ruisseau de Vaugelas, rive gauche du Bréda, monte ensuite vers Valloire dans Belledonne, pour, finalement, s'atténuer dans la direction du NE. Cette cicatrice, qui de nos jours est une faille, paraît avoir l'allure d'une ancienne flexure. Une torsion de la partie située au Sud de cet accident, appliquée en sens rétrograde autour d'un axe dirigé NE et plongeant dans cette direction, aurait pu donner cette allure et aurait, en même temps, rehaussé le massif des Sept Laux. Le mouvement aurait pu être causé par une impulsion dirigée NW et obliquement vers le haut, donc dans le sens que nous avons attribué à la montée du granite. Si cette torsion se produisit dans un matériel encore souple, il donna lieu à une flexure et le caractère de faille fut la conséquence de secousses tardives. C'est ainsi que nous l'interprétons.

A quelques kilomètres au Nord de l'Arc, le Synclinal médian, plaie ouverte remplie de sédiments de l'ère secondaire, ne se trouve plus dans la zone latérale occidentale, comme plus loin au Sud, mais entre celle-ci et la zone médiane. En effet, il se confond avec la grande faille mylonitique en bordure du granite aux deux rives de l'Arc, à Belleville et en bas de Montsappey, pour ensuite séparer les zones latérale et médiane jusque dans le Beaufortin où il contourne le granite de Beaufort des deux côtés. Ce granite est situé dans la zone médiane près de la bordure occidentale. Le Synclinal médian n'est donc pas concordant avec les formations cristallines, mais il descend stratigraphiquement sous un petit angle de la zone latérale dans la zone médiane. C'est pourquoi nous considérons la moitié septentrionale comme un accident tectonique. Avant de buter contre le granite de Beaufort - déjà à partir de Bénétant, à quelque 5 km au NE de Cevins -, il s'élargit progressivement et il garde une largeur kilométrique encore au Nord de ce granite. On ne connaît pas le fond de cette plaie, mais nous pensons que le granite pourrait encore s'y étendre vers le Sud et vers le Nord, sur quelques kilomètres, d'autant plus que le granite de Chaudanne paraît occuper une position analogue à l'extrémité septentrionale où la chaîne s'ennoie sous la couverture secondaire.

La composition chimique du granite de Beaufort le rapproche légèrement des gneiss de la zone médiane. Sa position dans la zone médiane incite à l'assimiler à celui des Sept Laux. Nous pensons qu'il s'agit d'une réapparition de ce granite à la suite d'un bombement de l'axe de la chaîne, car le granite de Saint-Colomban, qui s'estompe aussi plus loin au Sud, réapparaît à la même hauteur que lui.

Si le schéma global est moins net entre l'Arc et le Beaufortin, il est cependant reconnaissable tout au long de la chaîne.

SECTION C.

COMMENTAIRES
ET
CONCLUSIONS

CHAPITRE I.- COMMENTAIRES SUR LES MIGMATITES ET SUR L'ALBITISATION.

1. MIGMATITES.

Dans le chapitre , il a été dit, aussi bien selon P. et Cl. BORDET que selon DONDEY et KALSBECK, que la mise en place du granite de Saint-Colomban aurait précédé celle du granite des Sept Laux.

Les trois premiers auteurs appuient leur opinion en partie sur le caractères des migmatites :

- selon P. et Cl. BORDET, les migmatites de la "série satinée" se seraient formées avant la montée du granite des Sept Laux et indépendamment d'elle, alors que celles de la "série verte" seraient des produits d'anatexis associés au granite de Saint-Colomban ;

- en utilisant le diagramme de NIGGLI, où ces auteurs [P. et Cl. BORDET] montrent l'existence d'un passage continu entre les migmatites et les schistes dans la "série satinée" et, par contre, celle d'une discontinuité entre elles et le granite. Dans la "série verte" les affinités se présenteraient de façon inverse.

Ces distinctions chimiques n'ont pas été retrouvées à la suite de nos analyses, car les roches des zones migmatisées occupent chez nous une place entre les granites et les gneiss, tenant autant des deux.

C'est pourquoi nos analyses ne fournissent pas non plus d'indications quant à l'ordre de mise en place des deux granites. Dans l'interprétation de ces auteurs, la migmatisation plus "poussée" de la "série verte" serait due à une action plus prolongée du granite sur les roches encaissantes, comparée à l'action du granite sur l'autre série, et ils en déduisent que le granite de Saint-Colomban aurait précédé celui des Sept Laux. Leurs points de vue sont partagés par D. DONDEY.

Dans notre optique, cette différence entre les migmatites serait plutôt provoquée par les flux calcrifuges créés par ces granites. Nous considérons que le granite de Saint-Colomban, étant issu d'une plus grande profondeur et étant monté plus rapidement que l'autre*, a apporté une plus grande quantité de

* Nous rappelons que Cl. BORDET trouve les migmatites de la "série verte" plus "embréchitiques".

chaleur aux migmatites de la "série verte", alors que les migmatites de la "série satinée" n'en ont reçu que très peu de la part du granite des Sept Laux. L'ordre de montée des granites demeurerait toujours indéterminé, étant donné qu'ils ne sont pas superposés, mais adjacents.

D'autre part, l'effet d'une montée rapide avec un apport de chaleur modeste (éventuellement accompagnée d'une tectonisation) se voit dans la partie méridionale du granite des Sept Laux, notamment dans le massif de ce nom. On trouve là des intrusions "tranchantes" et "froides", dont l'effet sur les roches encaissantes est un découpage en brèches ou en d'immenses enclaves, voire de véritables "pans de montagne", alors que l'influence sur la paragenèse et la structure interne de la roche est insignifiante. Ce genre de mise en place fait plutôt l'exception.

Il convient de souligner ici que, selon nous, la mise en place est en général un processus très lent. Nous croyons entrevoir, à ce sujet, une différence de conception par rapport à celle des auteurs cités.

En effet, ces auteurs semblent envisager une mise en place relativement brève, associée à un plissement assez rapide et intense. S'il en était ainsi nous nous serions attendu à voir soit une grande répartition de ces signes de mise en place rapide et "froide" que nous venons de décrire, soit un grand nombre d'apophyses, de multiples vestiges de métamorphisme de contact et un réseau de pegmatites. Le manque de ce genre de phénomènes constitue, à nos yeux, une des caractéristiques de la chaîne de Belledonne.

A l'encontre de ces auteurs, nous associons la mise en place des granites de Belledonne à la formation d'une coupole ou d'une voûte. Pendant cet événement relativement lent, la masse granitique serait en train de cristalliser en transférant de très grandes quantités de chaleur aux roches sus-jacentes et en provoquant ainsi leur assimilation et leur transformation en migmatites sur une assez grande profondeur.

Cette migmatitisation consiste essentiellement en une métasomatose potassique, comme l'ont déjà fait remarquer les auteurs précédents. Elle s'accompagne d'altérations de structure, conditionnées par la nature des roches atteintes et de leur distance au granite, créant ainsi une auréole d'un genre bien connu : nébulites plus ou moins parsemées de "schlieren", ou septa au sein ou à la bordure du granite ; enclaves découpées,

à bords désintégrés (agmatites) ; puis la ceinture à porphyroblastes de feldspath potassique (par ex. en dent de cheval), constituant le passage aux roches à structure orientées conservées, terrain entrecoupé de larges filons de granite (embréchés) ; intercalations de plus en plus rares de lits granitiques dans un gneiss peu transformé, etc.

Les roches basiques se retrouvent plutôt débitées en morceaux bréchiques, souvent munis d'une "croûte" réactive à biotite.

Dans toute cette auréole, les filons aplitiques et quartzeux tracent leurs filets à maille variable.

Il importe de réaliser que l'existence de contacts froids entre le granite et les roches encaissantes - très fréquent dans Belledonne - n'est pas en contradiction avec un grand apport de chaleur, car celui-ci n'implique pas que la température ait été élevée. Nous le répétons encore :

L'évolution des migmatites, tant au point de vue de l'extension qu'aux points de vue de la structure et des caractéristiques pétrographiques, dépend du flux calorifique - et non pas de la température, ni même de la quantité de chaleur. (A ce facteur fondamental s'ajoute évidemment celui de la nature des roches concernées).

2. ALBITISATION.

L'albitisation des roches de Belledonne a été discutée par plusieurs auteurs, mais les divergences d'opinion demeurent. DONDEY [1960] et KALSBECK [1962] reprennent la discussion en envisageant tous les deux l'existence d'albite de différentes générations. Le premier attribue une grande importance à une albitisation d'âge alpin, tandis que l'autre considère qu'il s'agit là d'un phénomène d'importance secondaire.

DONDEY se base essentiellement sur l'apparition d'une albite limpide, sans cataclase, contenant en inclusions des minéraux de la mésostase parmi lesquels de la tourmaline et du zircon. Ces inclusions seraient statistiquement orientées suivant une direction unique. On trouvera aussi de ces albites dans les sédiments permien et triasiques. A côté de ces albites, il y aurait, dans les schistes, une albite altérée et cataclastique à traînées d'inclusions, rutile en particulier. Cette albite serait plus ancienne que la précédente.

KALSBEEK, de son côté, ajoute des arguments à ceux de TOBI [in DONDEY et KALSBEEK] en faveur d'une albitisation principale anté-carbonifère supérieur. Selon TOBI, on trouverait des albites non altérées dans les anciens schistes ; le centre de ces albites serait souvent occupé par du rutile en traînées sinueuses, celles-ci étant des vestiges d'un ancien microplissement. Ces albites auraient été tournées et brisées lors de mouvements plus tardifs.

À ceci, KALSBEEK ajoute qu'il y aurait d'une part des porphyroblastes d'albite resoudés en mosaïque où les traînées sinueuses d'inclusions se suivent d'un grain à l'autre et, d'autre part, des grains isolés d'albite où les traînées interrompent la bordure du grain, les minéraux limitrophes en étant exempts. Dans certains cas les inclusions des albites dessineraient une linéation dans le schiste, tandis que l'orientation des inclusions d'albite en provenance d'un conglomérat d'âge carbonifère supérieur serait aléatoire. Certaines albites à proximité de failles pourraient, selon cet auteur, être d'âge alpin.

Notre opinion concilie à un certain degré celles des auteurs cités. Ainsi qu'on s'en souvient (chapitre sur la pétrographie des schistes), nous avons aussi trouvé de ces traînées d'inclusions qui s'interrompent à la bordure d'une albite et, de même, nous avons trouvé des traînées rectilignes qui se suivent de grain en grain. D'autre part, les albites sans traînées nous sont familières. Elles présentent souvent des macles polysynthétiques, ce qui est rare parmi les albites à traînées.

À notre avis, les auteurs cités, tout en se tenant aux schistes, considèrent des roches de zones métamorphiques différentes. La zone supérieure contient en général peu d'albite recristallisée, mais est, par contre, riche en albite arrondie, souvent munie de traînées d'inclusions.

À mesure qu'on pénètre dans les schistes inférieurs les proportions changent en faveur de l'albite recristallisée. Les albites à traînées d'inclusions y sont plus souvent tournées et les deux types d'albite y sont plus cataclastiques que dans la zone supérieure. Nous pensons qu'il s'agit là de trois générations d'albite : une albite d'origine pré-métamorphique, une albite contemporaine de la phase principale du métamorphisme et une albite qui a recristallisé lors des mouvements tardi-orogéniques.

La première serait arrondie, pleine d'inclusions de quartz et souvent munie de traînées sinueses. Elle est parfois tournée, mais

peu cataclastique, ayant été protégée par les rubans de mica.

La seconde est un produit de recristallisation de la première. C'est l'albite à macles polysynthétiques des schistes inférieurs.

La dernière est un produit supplémentaire qui n'est jamais en majorité parmi les albites. Elle remplit souvent les interstices, les fissures et les bordures d'autres minéraux, notamment d'autres albites. C'est une albite renobilisée, dont la provenance dépend de ce qu'il y avait comme albite à proximité.

Dans cette optique, il n'y a pas de place pour une albitisation régionale par apport métasomatique.

Cependant, des quantités considérables de sodium ont été introduites dans les roches sous forme de filons aplitiques et les migmatites ont reçu du sodium par la même métasomatose qui a aussi affecté les granites. Ce sodium pourrait avoir une origine juvénile, ainsi qu'il a été dit à propos des granites (chap. BII 3b).

A notre avis, la richesse en albite de nos schistes n'est qu'une manifestation du caractère sodique propre à la région de Belledonne. Ce caractère sodique serait donc un trait permanent du cycle dont la formation de la chaîne de Belledonne n'est qu'une phase. Le cycle géochimique du sodium de cette région serait éventuellement semi-fermé, une certaine fraction sortant du cycle pendant chaque phase exogène mais avec une compensation par un apport juvénile lors de la mise en place de granites.

Naturellement cette compensation n'est pas forcément équivalente à la fraction sortie. Au contraire, il se peut bien que la région ait subi un enrichissement progressif en sodium - et pourquoi pas en potassium ? - mais nous pensons que l'apport n'a guère été plus grand que la perte pendant la dernière phase du cycle, c'est-à-dire pendant celle où le "proto-massif" a été remplacé par la chaîne actuelle. Autrement dit, nous ne croyons pas que Belledonne ait subi une albitisation régionale.

L'étude de la chaîne de Belledonne nous a permis de distinguer trois zones lithologiques principales, chaque zone représentant une phase de sédimentation. Les unités stratigraphiques ainsi constituées forment un anticlinorium d'environ 20 km de corde et 2 km de flèche.

Le matériel primaire de chaque zone a été enfoui à une profondeur où le métamorphisme lui a donné une empreinte déterminée, ce qui rend la caractérisation lithologique (globale) de ces zones assez banale :

- schistes
- gneiss
- granites.

A la suite de l'édification de la chaîne et de l'érosion, les zones occupent actuellement une position quasi verticale. Ceci nous a amené à leur attribuer les appellations suivantes :

- zones latérales (schistes)
- zone médiane (gneiss)
- zones des granites.

A l'intérieur de ces zones, nous trouvons des variations lithologiques causées par des différences de conditions de sédimentation et d'intensité de métamorphisme, par des apports métasomatiques etc. Ainsi l'alternance de schistes micacés avec des schistes plus feldspathiques et quartzeux dans les zones latérales est le résultat d'une différenciation sédimentaire, dont les causes ont pu être multiples, par ex. par dégradation du proto-massif, changement de climat pendant la phase de sédimentation et encore profondeurs variables du bassin de sédimentation. Et dans ces mêmes zones les parties les plus profondes ont été atteintes par un métamorphisme comparable à celui des gneiss, alors que les parties plus superficielles n'ont été que légèrement transformées. Un volcanisme intermittent a ajouté une composante pyroclastique à ces sédiments. Par ailleurs, le quartz remobilisé s'y est infiltré en donnant lieu à un gonflement des couches accentué par boudinage.

Dans la zone médiane, les gneiss, anciens sédiments grossiers, ont aussi reçu des apports de produits ignés basiques, métamorphosés en amphibolites et - lorsque le matériel possédait un caractère plus magnésien - en couches locales de serpen-

tinites. Ces produits basiques ont même contaminé une petite partie des gneiss en les rendant plus ferromagnésiens.

Dans les zones des granites, les roches basiques sont représentées par des corps plus ou moins massifs de diorite.

Même si toutes les zones présentent des variations lithologiques, chaque zone possède un caractère bien défini, que nous avons défini par voie géochimique.

Cette étude géochimique-pétrographique a conduit à des résultats qui s'accordent dans l'essentiel avec ceux obtenus précédemment par voie pétrographique-structurale.

Ainsi elle a donné appui à la subdivision des ectinites en deux séries, mais leur chimisme nous a conduit à les localiser autrement que ne l'ont fait les auteurs précédents. Nous avons été amené à envisager une structure globale en voûte ou en coupole, ultérieurement comprimée par serresse.

L'étude des rapports d'un certain nombre d'oligo-éléments indique l'existence d'une parenté générale entre les matériaux primaires des ectinites et des granites, attribuable à une origine commune dans un "proto"massif.

Les granites qui, ainsi, seraient des produits d'anatexie de sédiments issus de ce massif, auraient subi une métasomatose alcaline puissante, comparable à une "granitisation" secondaire. Leur cristallisation se serait étalée sur un intervalle de temps tel que la phase terminale se serait déroulée pendant leur ascension, d'où une activité assez vive des fluides résiduels, favorisée par les mouvements différentiels. Les nombreux filons aplitiques et quartziques en sont les témoins.

C'est encore la méthode géochimique qui nous a permis de prendre parti quant à l'origine des roches basiques. Nous nous joignons à P. et Cl. BORDET et à KALSBECK en attribuant une origine ignée, essentiellement volcanique, à ces roches.

Dans un exposé antérieur (Le FORT et EHRSTRÖM, 1969), il a été avancé que la fosse géosynclinale où se sont sédimentés les matériaux de nos roches a dû occuper une position ENE-WSW, alors que la direction axiale de la chaîne est actuellement NE-SW. C'est encore la géochimie qui a fourni les arguments les plus solides en faveur d'une telle hypothèse.

En effet, en considérant le caractère de plus en plus phylliteux des schistes dans la direction NNW, on peut en déduire une

profondeur croissante dans le bassin de sédimentation dans la même direction, ce qui indiquerait que la fosse géosynclinale s'étendait dans la direction ENE-WSW. La direction moyenne ENE-WSW des zones axiales des pendages* donne appui à une telle supposition.

Ajoutons à ceci que le caractère chimique plus original du granite de Saint-Colomban, comparé au granite des Sept Laux (témoigné par l'écart-type absolu des métaux alcalins par rapport à l'aluminium), constitue pour nous un argument en faveur de l'existence d'un centre d'activités pétrogénétiques, ^{majeur} situé au SE de la chaîne actuelle, mais au Sud de l'ancienne fosse géosynclinale, donc dans la région du Pelvoux. De plus, la distribution des roches basiques donne appui à cette hypothèse. C'est aussi dans cette région que devait se situer l'origine des vecteurs dynamiques de l'ascension des granites, voire de la surrection de la chaîne.

D'un autre côté, nous avons supposé qu'il y a eu plusieurs phases métamorphiques et tectoniques. KALSBEEK [1962] a trouvé des arguments en faveur de deux phases métamorphiques et CARMES [1970] trace un schéma évolutif où un premier plissement ENE, accompagné de migmatitisation et de formation de granites, aurait été suivi par un second de direction NNW-SSE, ayant eu pour résultat un écrasement et une granitisation métasomatique des formations**.

Il apparaît donc que la chaîne de Belledonne a été sujette à plus d'un cycle métamorphique-tectonique. S'il est vrai :

- 1° que la poussée de la phase tectonique principale s'est faite dans la direction NNW ;

- 2° qu'une poussée postérieure à celle-ci et orientée NW est à l'origine de l'élongation actuelle de la chaîne (et de la grande faille à la bordure du granite des Sept Laux) et

- 3° qu'un serrage E-W a causé le diaclasage tardif de nos granites, il est tentant de conclure à une rotation du Nord vers l'Ouest du vecteur de poussée sur cette région des Alpes.

* La direction moyenne de la schistosité, due à une compression tectonique (N 30° E) est différente de celle des zones axiales, à cause de l'inclinaison des axes [voir EHRSTROM, 1967].

** Cette direction est incompatible avec celles que nous avons trouvées.

BIBLIOGRAPHIE

- AHRENS (L.H.) 1954 - The log-normal distribution of the elements. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 5, p. 49-73.
- 1963a - Log-normal distributions in igneous rocks, part IV. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 27, p. 333-343.
- 1963b - Log-normal type distributions in igneous rocks, part V. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 27, p. 877-890.
- 1966 - Element distributions in specific igneous rocks, part VIII. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 30, p. 109-122.
- ALDER (B.J.) 1960 - State of matter at high pressure. "Progress in very high pressure research". Proc. of Intern. Conf. at Bolton Landing, Lake George, N.Y., June 13-14 1960, Ed. F.P. Bundy, W.R. Ribbard, E.M. Strong. Libr. Congr. Cat. Card Nr 61-13156, p. 152-164.
- ALTHAUS (E.), KAROTKE (E.), NITSCH (K.H.), WINKLER (H.G.F.) 1970 - An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite and quartz. N. Jb. Min., Monatsh., vol. 7, p. 325-336.
- " WINKLER (H.G.F.) 1962 - Experimentelle Gesteinsmetamorphose VI. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 26, p. 145-180.
- AVDULOV (M.V.), SEMENCHENKO (V.K.) 1967 - (Phase transitions and critical phenomena in the Earth's mantle) (en russe). Geophys. Abstr., 1968, n° 261, p. 1476.
- BALL (T.K.) 1966 - The geochemistry of the Randesund gneisses. Norsk Geol. Tidsskr., Bd 46 H. 4, p. 379-400.
- BANHAM (P.H.) 1966 - Barth's feldspar thermometer. Norsk Geol. Tidsskr., Bd 46 H. 3, p. 349-352.
- BARTH (T.F.W.) 1968 - Additional data for the two-feldspar geothermometer. Lithos, Vol. 1 n° 4, p. 305-306.
- BARTHOLOME (P.) 1969 - Sur le cycle géochimique et spécialement le cycle du sodium. Ann. Soc. Géol. Belg., vol. 92 n° 1, p. 5-35.
- BERNAL (J.D.) 1964 - The structure of liquids. Proc. Roy. Soc. London, ser. A, n° 280, (The Bakerian Lecture 1962), p. 299-322.
- BEUS (A.A.) 1956 - (Géochimie du béryllium) (en russe), Geokhimiya n° 4, p. 48-49.
- BIENFAIT (M.), KERN (R.) 1968 - Thermodynamique et cinétique de formation d'une texture par nucléation dans un champ de tension. 5th Min. Soc. IMA Gen. Meet., Cambridge 1966, Papers & Proc., p. 153-162.
- BLAISE (J.) 1962-63 - Etude des formations cristallines de la vallée de l'Arc entre Epierre et La Chambre (massif de Belledonne). Bull. Serv. Carte géol. France, vol. 59, n° 273, p. 121-128.
- BORDET (C.) 1961 - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. Impr. Nat., Paris (Minist. de l'Industrie).
- BORDET (P.) 1962-63 - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne. Bull. Serv. Carte géol. France, vol. 59, n° 269, p. 161-172.
- BOWEN (D.R.), PARK (R.G.) 1966 - Metamorphic segregation banding in the Loch Kerry basic sheet from the Lewisian of Gairloch, Ross-shire, Scotland. J. Petrol., vol. 7, p. 306-330.
- BRINDLEY (G.W.), GILLERY (F.H.) 1956 - X-Ray identification of chlorite species. Am. Min., vol. 41, p. 169-186.
- BROWN (G.) 1961 - The X-Ray identification and crystalline structure of clay minerals. Mineral. Soc. London.
- BROWN (G.C.), FYFE (W.S.) 1970 - The production of granite melts during ultra-metamorphism. Contrib. / Beitr. Min. Petrol., vol. 28, n° 4, p. 310-318.
- BURNS (R.G.) 1968 - Enrichments of transition-metal ions in silicate crystal structures. Orig. & Distr. of the Elem., ed. L.H. Ahrens, p. 1151-1164.

- BURRI (C.) 1962 - A survey of feldspar twinning. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 42 (Feldspar vol.), p. 193-206.
- " 1964 - Petrochemical calculations based on equivalents. Israel Progr. for Sci. Transl., Jerusalem.
- BUTLER (B.C.H.) 1965 - A chemical study of some rocks of the Moine series of Scotland. Quat. J. Geol. Soc. London, vol. 121, n° 482/2, p. 163-208.
- CARME (F.) 1970 - Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes ; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C.R. Acad. Sci., vol. 271, sér. D, p. 1733-1736.
- CARR (M.H.), TUREKIAN (K.K.) 1961 - The geochemistry of cobalt. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 23, p. 9-60.
- CHAYES (F.) 1962 - Numerical correlation and petrographic variation. J. Geol., vol. 70, n° 4, p. 440-452.
- CHRISTIE (O.H.J.) 1962 - Observations on natural feldspars : Randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 42 (Feldspar-vol.), p. 363-368.
- CONDIE (K.C.) 1967 - Geochemistry of early precambrian graywackes from Wyoming. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 31/2, p. 2135-2149.
- CURTIS (C.D.) 1964 - Applications of crystal-field theory to the inclusion of trace transition elements in minerals during magmatic differentiation. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 28, p. 369-403.
- DACHILLE (F.), ROY (E.) 1962 - Effectiveness of shearing stresses in accelerating solid phase reactions at low temperatures and high pressures. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 68, p. 158 ff.
- DEMAY (A.) 1955 - Sur les conditions physiques des déplacements de matière et des cristallisations qui aboutissent à la formation d'un massif granitique. Sci. Terre, n° h.sér. (Les échanges de matière au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques), p. 249-267.
- DIETRICH (R.V.) 1960 - Banded gneisses. J. Petrol., vol. 1, p. 99-120.
- DONDEY (D.) 1960 - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne. Trav. Lab. Géol. Grenoble, vol. 36, p. 285-368.
- * EHRSTRÖM (C.E.)^{x)} 1967 - Sur l'existence d'un accident important à la bordure occidentale du granite des Sept-Laux (massif de Belledonne). Note préliminaire. Trav. Lab. Géol. Grenoble, vol. 43, p. 71-78.
- " 1968 - Réflexions sur l'entropie dans la pétrologie. C.R. Acad. Sci., sér. D, t. 266, p. 1695-1698.
- ELLIOTT (R.B.), COWAN (D.R.) 1966 - The petrochemistry of the amphibolites of the Helleindalen Greenstone Group. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 46, H. 3, p. 309-325.
- ERNST (W.G.) 1963 - Significance of phengitic micas from low-grade schists. Am. Min., vol. 48, p. 1357-1373.
- ESKOLA (P.) - 1946 - Kristalle und Gesteine. Springer Verl., Wien.
- EUGSTER (H.P.), WONES (D.R.) 1962 - Stability relations of the ferruginous biotite, annite. J. Petrol., vol. 3, p. 82-125.
- EVANS (B.W.), LEAKE (B.E.) 1960 - The composition and origin of striped amphibolites of Connemara, Ireland. J. Petrol., vol. 1, p. 337-363.

^{x)} DRESCHER-KADEN (F.K.) 1948 - Die Feldspat-Quarz Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer Verl., Berlin-Göttingen-Heidelberg.

xx/ voir aussi LEFORT et VATIN-PERIGNON.

- FAIRBAIRN (H.W.), AHRENS (L.H.), GORFINKLE (L.G.) 1953 - Minor element content of Ontario diabase. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 3, p. 34-46.
- FAYE (G.H.) 1968 - The optical absorption spectra of iron in six-coordination sites in chlorite, biotite, phlogopite and vivianite. Some aspects of pleochroism in sheet-silicates. Can. Min., vol. 9, n° 3, p. 403-425.
- " , HARRIS (D.G.) 1969 - On the origin of colour and pleochroism in andalusite from Brazil. Can. Min., vol. 10, n° 1, p. 47-56.
- " , HOGARTH (D.D.) 1969 - On the origin of "reverse pleochroism" of a phlogopite. Can. Min., vol. 10, n° 1, p. 25-34.
- " , NICKEL (E.H.) 1970 - The effect of charge transfer processes on the colour and pleochroism of amphiboles. Can. Min., vol. 10, n° 4, p. 616-635.
- FISHER (G.W.) 1970 - The application of ionic equilibria to metamorphic differentiation, an example. Contrib./Beitr. Min. Petrol., vol. 29, n° 2, p. 91-103.
- FRASL (G.) 1954 - Anzeigen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an dem grossen Kaliumfeldspaten einiger Porphyrygranite, Porphyrygranitgneise und Angengneise Österreichs. Jb. Geol. Bundesanst. Wien, vol. XCVII, p. 71-131.
- FRÖHLICH (F.) 1960 - Beiträge zur Geochemie des Chroms. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 20, p. 215-240.
- FRYKLUND (V.C.) Jr, FLEISCHER (H.) 1963 - Abundance of Scandium in volcanic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 27, p. 643-664.
- GAY (R.) 1959 - Cours de cristallographie, livre II, Gauthiers-Villars, Paris.
- GRAESER (S.), NIGGLI (E.) 1966 - Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. Colloque Neuchâtel 18-21 avril (Etages tectoniques), p. 89-104.
- HARKER (A.) 1952 - Metamorphism, a study of the transformations of rock-masses. Methuen & Co, London, 2e ed.
- HEMLEY (J.) 1959 - Some mineral equilibria in the system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Am. J. Sci., vol. 257, p. 241-270.
- HESS (P.C.) 1971 - Polymer model of silicate melts. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 35, p. 289-306.
- HIRST (D.M.) 1962 - The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria, II. The location and distribution of trace elements. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 26, p. 1147-1187.
- HORN (M.K.), ADAMS (J.A.S.) 1966 - Computer-derived geochemical balance and element abundances. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 30, p. 279-297.
- IVANITSKIY - GVARADZE - MCHEDLISHVILI 1966 - Distribution of Pb, Zn and Cu in metasomatically altered magmatic rocks. (Adzharian intrusions, Georgia). Geochem. Intern., vol. 3, n° 6, p. 1158 et seq
- IVANOV (D.N.), FAAS (A.V.) 1965 - Abundance of scandium in igneous rocks. Dokl. Ac. Sci. USSR, Earth Sci. Sect., vol. 149, March-April 1963, p. 166-168.
- JENSEN (M.N.) 1965 - The rational and geological aspects of solid diffusion. Can. Min., vol. 8, p. 271-290.
- JOHANNSEN (A.) 1952 - A descriptive petrography of the igneous rocks, vol. III. Univ. Chicago Press.
- KADIK (A.A.), KHITAROV (N.I.) 1966 - Possible limitations of certain types of mass exchanges with magmas. Geochem. Intern., vol. 3, n° 5, p. 813-827.
- KALSBECK (F.) 1962 - Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire area. Thèse, Leiden.

- KAMP (P.C. van de) 1969 - Origin of amphibolites in the Beartooth Mts, Wyoming and Montana; new data and interpretation. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 80, n° 6, p. 1127-1135.
- KORZHINSKII (D.S.) 1959a - Physicochemical basis of the analysis of the parageneses of minerals. Consultants Bur. Inc., New York.
- " 1959b - The advancing wave of acidic components in ascending solutions and the hydrothermal acid-base differentiation. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 17, p. 17-20.
- " 1967 - The theory of metasomatic zoning. A conference for France (Grenoble).
- LAZARENKOV (V.G.) 1969 - Heats of cooling and of crystallization of intrusions at different depths. Miner. Abstr., vol. 20, n° 2, p. 170.
- LEAKE (B.E.) 1964 - The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. J. Petrol., vol. 5, p. 238-254.
- LE FORT (P.), EHRSTRÖM (C.E.) 1969 - Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Sci. Terre, vol. 14 n° 3, p. 215-238.
- MACPHERSON (H.G.) 1958 - A chemical and petrographic study of pre-cambrian sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 14, p. 75-92.
- MANNING (P.G.), NICKEL (E.H.) 1969 - A spectral study of the origin of colour and pleochroism of a Ti-augite from Kaiserstuhl and of a riebeckite from St Peters Dome, Colorado. Can. Min., vol. 10, n° 1, p. 71-83.
- MARKOV (V.K.), NYABINLI (Yu.N.), DELITSIN (I.S.), PETROV (V.P.) 1968 - (On the possible causes of loss of potassium from the depths of the earth and its significance for geothermics) (en russe). Geophys. Abstr., n° 262, p. 1623.
- MARMO (V.) 1967 - On the granite problem. Earth Sci. Rev., n° 3, p. 7-29.
- " 1968 - The origin of granite, a hydrothermal model. Lithos, vol. 1 n° 1, p. 58-59.
- MATHER (J.D.) 1970 - The biotite-isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. J. Petrol., vol. 11, n° 2, p. 253-275.
- MEHNERT (K.R.) 1962 - Composition and distribution of feldspars in magmatic and metamorphic rocks. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 42 (Feldspar-vol.), p. 455-466.
- " 1968 - Migmatites and the origin of metamorphic rocks. Elsevier Publ. Co, Amsterdam-London-New York.
- NICHEL (R.), BERTHELET (P.) 1958 - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche. C.R. Acad. Sci., vol. 246 n° 12, p. 1888-1890.
- " , VEROLLET (G.) 1962 - Sur la présence de roches volcaniques dans la série cristallophyllienne du Tabor de la Matheysine. Bull. Soc. géol. Fr., n° 10, p. 321-322.
- NOGAROVSKIY (V.V.), MEL'NICHENKO (A.K.) 1966 - Geochemistry of scandium in S. Hissar granitoids. Geochim. Intern., vol. 3, p. 855-860.
- MOINE (B.), de la ROCHE (H.) 1968 - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Acad. Sci., vol. 267, sér. D, p. 2064-2067.
- MUELLER (R.F.) 1967 - Mobility of the elements in metamorphism. J. Geol., vol. 75, n° 5, p. 565-582.
- MÜLLER (G.) 1966 - Die autometamorphe retrograde Umwandlung von Biotit in Chlorit und Muscovit in sauren Tiefengesteine. Contr. Beitr. Min. Petrol., vol. 13, n° 4, p. 295-365.
- NEUVONEN (K.J.) 1961 - The apparent age pattern of the crust. Bull. Comm. géol. Finl., n° 196, p. 445-454.

- NOCKOLDS (S.R.), ALLEN (R.) 1953 - The geochemistry of some igneous rock series. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 4, p. 105-142.
- OERTTEL (A.C.) 1969 - Frequency distributions of element concentrations. I - Theoretical aspects. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 33, p. 821-831.
- OHMA (Y.) 1969 - On the formation of augen structure. Lithos, vol. 2, n° 2, p. 109-132.
- PERRIN (R.) 1958 - Réflexions nouvelles sur les diffusions et les minéraux de métamorphisme. C.R. Acad. Sci., T. 247 n° 22, p. 1933-1937.
- PHILLIPS (E.R.), RANSOM (D.M.) 1970 - Myrmekitic and non-myrmekitic plagioclase compositions in gneisses from Broken Hill, N.S. Wales. Min. Mag., vol. 37, n° 290, p. 729-731.
- POPOLITOV - KOVALENKO - ZNAMENSKIY 1966 - Geochemistry of titanium in the middle paleozoic intrusives of North-East Tuva. Geochim. Intern., vol. 3, pp. 253 ff.
- RAGUIN (E.) 1957 - Géologie du granite. Masson et Cie, Paris.
- RAIBERG (H.) 1952 - The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press.
- RANKAMA (K.), SAHAMA (Th.G.) 1950 - Geochemistry. Univ. Chicago Press.
- REITAN (P.H.) 1968 - Frictional heat during metamorphism. I - Quantitative evaluation of concentration of heat in time. Lithos, vol. 1, n° 1, p. 151-163.
- RINGWOOD (A.E.) 1955 - The principles governing trace elements during magmatic crystallization. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 7, I, p. 189-202 ; II, p. 242-254.
- ROBERT (M.), PEDRO (G.) 1960 - Etude expérimentale de l'évolution des biotites par oxydation au cours du chauffage ; constitution des oxybiotites. C.R. Acad. Sci., vol. 267, p. 1677-1680.
- ROBIE (R.A.), WALDBAUM (D.R.) 1968 - Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15° K (25.0°C) and one atmosphere (1 013 bars) pressure and at higher temperatures. Geol. Surv. Bull. U.S.A. n° 1259.
- ROCCI (G.), JUTEAU (T.) 1968 - Spilite-kératophyres et ophiolites ; influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. Geol. en Minibouw, vol. 47, n° 5, p. 330-339.
- ROCHE (H. de la) 1964 - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sci. Terre, t. 9, n° 3, p. 293-337.
- " 1965 - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. Geol. Rundschau, vol. 55, p. 274-301.
- " 1968a - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires ; un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sci., vol. 267, p. 39-42.
- " 1968b - voir MOINE.
- ROQUES (M.) 1955 - Etude quantitative des myrméctites. Sci. Terre, n° h.sér. (Les échanges de matière au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques), p. 189-195.
- RYSSSELBERGHE (P. van) 1963 - Thermodynamics of irreversible processes. (Actualités scientifiques et industrielles 1298). Hermann, Paris.
- SANDELL (E.B.) 1951-52 - The beryllium content of igneous rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 2, p. 211-216.

- SCHNEIDER (A.E.) 1958 - Principles of geodynamics. Springer Verl., Berlin-Gött.-Heidelb.
- SEKI (Y.), KENNEDY (G.C.) 1965 - Muscovite and its melting relations in the system $KAlSi_3O_8 - H_2O$. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 29, p. 1077-1084.
- SHAW (D.M.) 1954 - Trace elements in pelitic rocks. Parts 1-2. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 65 n° 12, p. 1151-1182.
- " 1956 - Geochemistry of pelitic rocks. Part 3: Major elements and general geochemistry. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 67, n° 7, p. 919-934.
- " 1961 - Element distribution laws in geochemistry. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 23, p. 116-134.
- " KUDO (A.N.) 1965 - A test of the discrimination function in the amphibolite problem. Miner. Mag., vol. 34, n° 268, p. 423-435.
- SHELLEY (D.) 1964 - On myrmekite. Amer. Miner., vol. 49, n° 1-2, p. 41-52.
- " 1967 - Myrmekite and myrmekite-like intergrowths. Miner. Mag., vol. 36, n° 280, p. 491-503.
- " 1970 - The origin of myrmekitic intergrowths and a comparison with rod-eutectics in metals. Miner. Mag., vol. 37, n° 290, p. 674-681.
- SHIMIZU (T.), KURODA (R.) 1969 - Abundance of scandium in igneous rocks of Japan. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 33, p. 290-292.
- SLEMMONS (D.B.) 1962 - Observations on order-disorder relations of natural plagioclase: A method of evaluation of order-disorder. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 42 (Felspar-vol.), p. 533-554.
- SMITH (J.V.) 1962 - Genetic aspects of twinning in feldspars. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 42 (Felspar-vol.), p. 244-263.
- STORET (J.B.) 1968 - Géochronologie par la méthode au plomb total sur zircons. Mise en oeuvre par fluorescence X. Thèse, Univ. Grenoble.
- TANE (J.L.) 1970 - Sur l'origine du granite et le problème de la formation des continents. C.R. Acad. Sci., t. 270, sér. D, p. 1559-1562.
- TARDY (Y.) 1966 - Mobilité relative des éléments au cours du phénomène d'altération de quelques roches cristallines. Bull. Serv. Carte Alsace-Lorraine, vol. 19, p. 255-270.
- TAYLOR (S.R.) 1955 - The origin of some New Zealand metamorphic rocks as shown by their major and trace element composition. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 8, p. 182-197.
- " 1964 - Trace element abundances and the chondritic Earth model. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 28, p. 1989-1998.
- " 1968 - Geochemistry of andesites. Orig. & Distr. of the Elem., Ed. L.H. Ahrens. Pergamon Press. Libr. Congr. Cat. Card Nr 68-55535, p. 559-583.
- TEX (E. den) 1950 - Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Robert et le Trias de Chamrousse. Etude pétrologique et géologique. Leidse Geol. Med., vol. 15, p. 1-203.
- TOBI (A.C.) 1962 - Characteristic patterns of plagioclase twinning. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 42 (Felspar-vol.), p. 264-271.
- TRIFONOV (V.P.), BLOKH (N.P.), ALEYNIKOV (A.L.), BELLAVIN (O.V.), ZUBKOV (A.V.) 1968 - The phenomenon of granite pluton extrusion in the Urals. Dokl. Akad. Sci. USSR, vol. 179, p. 30-31.
- TRÜGGER (W.E.) 1956 - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, 2. Aufl. E. Schweizerbart'sche Verl. Buchhandl., Stuttgart.
- 1967 - Id, Teil 2. Ed. O. Braitsch.

- TURKELIAN (K.K.), CARR (M.H.) 1960 - The geochemistries of chromium, cobalt and nickel. Intern. Geol. Congr., XXI Sess., Norden, Part 1, Geochemical Cycles, p. 14-26.
- VATIN-PERIGNON (N.) 1966 - Géologie du massif cristallin du Grand Châtelard. Trav. Lab. Géol. Grenoble, vol. 42, p. 141-202.
- " , EHRSTROM (C.E.) 1971 - Sur le caractère géochimique des spilites et des lamprophyres de la région occidentale du Pelvoux. (A paraître).
- WAHLSTROM (E.E.) 1955 - Igneous minerals and rocks. John Wiley & Sons, New York.
- WEYL (R.) 1965 - Die geologische Voraussetzung zur Bildung granitischer Magmen. Zeit. Deutsch. Geol. Ges., vol. 117, n° 2-3, p. 904-905.
- WHITTAKER (E.J.W.) 1967 - Factors affecting element ratios in the crystallization of minerals. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 31/2, p. 2275-2288.
- WINKLER (H.G.F.) 1965 - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verl., Berlin-Heidelberg-New York.
- " 1968 - Conférence, Nancy.
- WOLFF (F. von) 1929, 1931 - Der Vulkanismus. Bd I & II. Verl. Ferd. Enke, Stuttgart.

LISTE DES FIGURES.

N°	Chapitre	Sujet
A		Région de la Chaîne de Belledonne (Carte).
1-3	AI	Cartes des affleurements des analyses chimiques.
4	AII 1	Diagramme O2:3
5	"	" 01:3
6	"	" 01:3 bis
7	"	" 01:5
8	"	" 02:2
9	"	" 02:4
10	"	" 02:1
11	AII 3	" 06:31 NIGGLI
12	"	" 06:12 X/Al des groupes
13 a-f	"	" 91, 96, 96, 97 Ecart-types
14-18	"	" 06:61-65 X/Al des échantillons
19	"	" 06:2 Moy. X/Al avec sous-groupes de G à A
20-22	AIII 1	" E.T.I-III
(23)	-	" Y/X, Z/X (supprimé)
24	AIII 2	" Cr/V
25	"	" Ni/V
26	"	" Sc/V
27	"	" Sc/Ni
28	"	" Mn/Sc, Ti/Sc, Cu/Sc, Cu/V
29	"	" Ti/Mn, Ti/Cu, Mn/Cu
30	"	" Cr/V compar. avec moy. gén.
31	"	" Ni/V " " " "
32	"	" Sc/V " " " "
33	"	" Pb/Cu, Pb/Cr, Pb/Sc sur Fe
34	"	" Pb/Ba, Sr/Ba, sur K
35	AIV 1	" Basaltes, de la ROCHE I (Al.-K/Al.-Na)
36	"	" II (Al+Fe+Ti/Ca+Mg)
37	"	" Basaltes, LEAKE, I (c/mg)
38	"	" Basaltes, LEAKE, II (k/mg)

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE SCIENCES
UNIVERSITAIRE

N°	Chapitre		Sujet
39	AIV 1	Diagramme	Basaltes, van de KAMP, I-II
40	"	"	Basaltes, Walker (Ni/Co)
41	AIV 2	"	01:5 Domaines volcaniques et sédimentaires, d'après H. de la ROCHE.
42	"	"	02:3 Distribution des roches principales, d'après H. de la ROCHE.
43	BI 3a	"	Macles par type de roche
44	"	"	Macles par cataclase
45	BI 1	"	Ss/Sth
46	BII		Carte des zones
47	BII 1a		$\Delta \log K_{KCl} - \Delta \log K_{HCl}$
48	BII 2c		Schéma des conditions méta- morphiques
49	BIII 1		Orientation des plans de diacclase (canevas de WULFF)
50	BIV		Schéma chronologique des zircons
51	BIV		Schéma de l'évolution tecto- nique

205142

1971

200/2 D

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOCHIMIQUE et PETROLOGIQUE des
FORMATIONS CRISTALLINES de la CHAÎNE de BELLEDOUNE

T. 72 / 322

par

Carl-Eric EHRSTRÖM

ILLUSTRATIONS

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE-SCIENCES
UNIVERSITAIRE



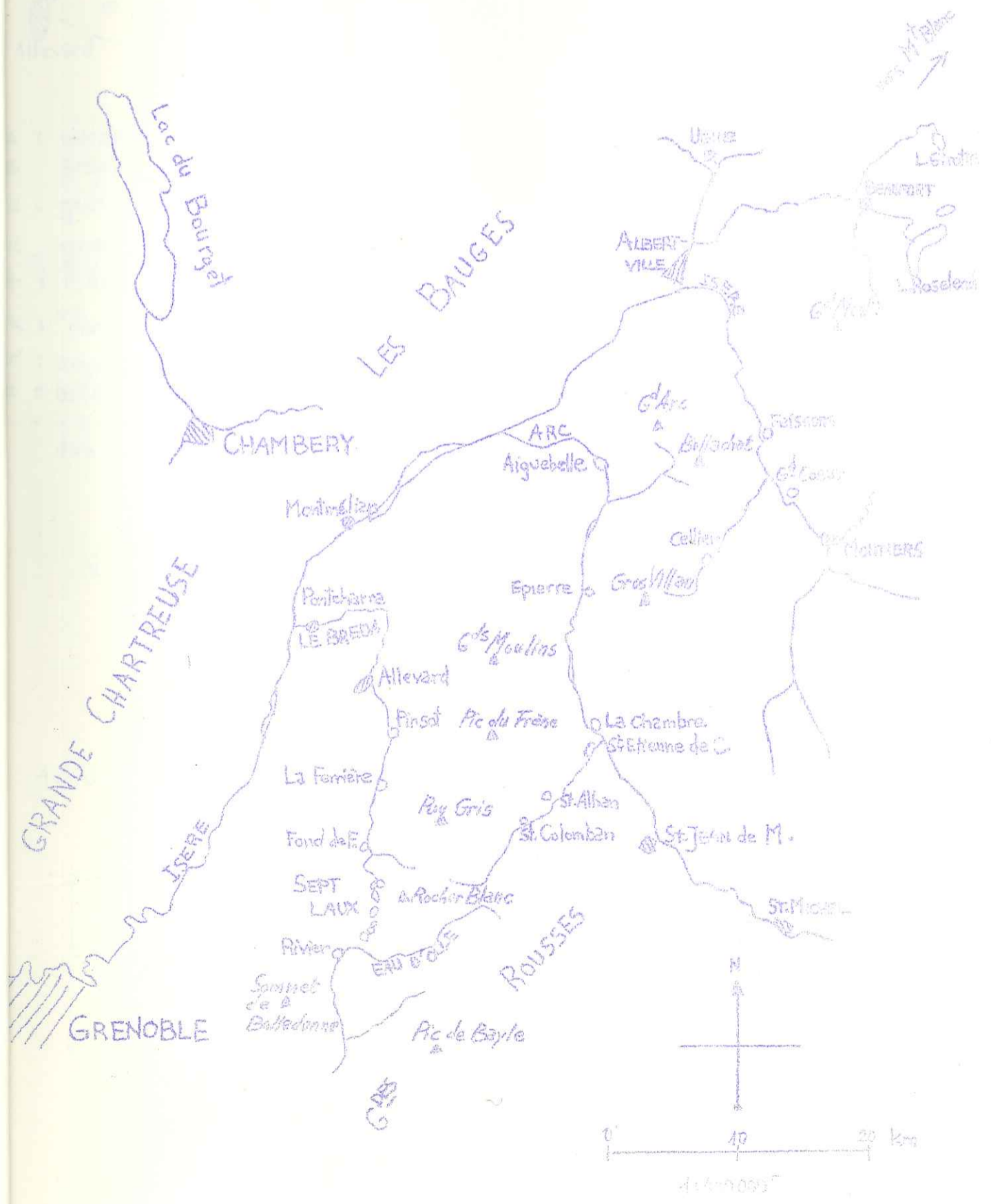
0520384179

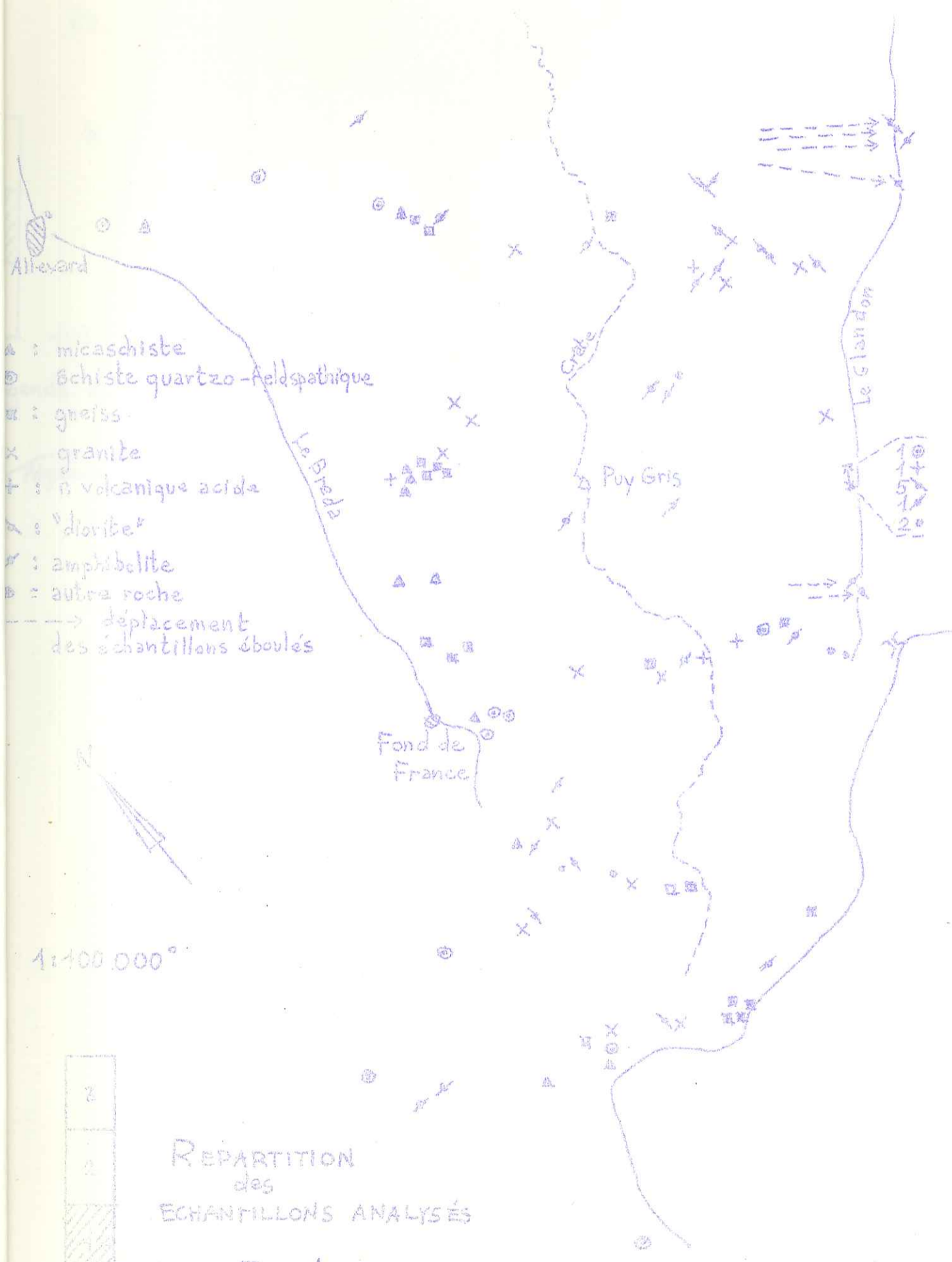
LISTE DES FIGURES.

N°	Chapitre	Sujets
A		Région de la Chaîne de Bellissime (Carte).
1-3	AI	Cartes des affleurements des analyses chimiques.
4	AII 1	Diagramme O2:3
5	"	" O1:3
6	"	" O1:3 bis
7	"	" O1:5
8	"	" O2:2
9	"	" O2:4
10	"	" O2:1
11	AII 3	" O6:31 NIGGLI
12	"	" O6:12 X/Al des groupes
13 a-f	"	" 91, 96, 96, 97 Ecarte-types
14-18	"	" O6:61-65 X/Al des échantillons
19	"	" O6:2 Moy. X/Al avec sous-groupes de G à A
20-22 (23)	AIII 1 -	" E.T.I-III " Y/X, Z/X (supprimé)
24	AIII 2	" Cr/V
25	"	" Ni/V
26	"	" Sc/V
27	"	" Sc/Ni
28	"	" Mn/Sc, Ti/Sc, Cu/Sc, Co/V
29	"	" Ti/Mn, Ti/Co, Mn/Co
30	"	" Cr/V compar. avec moy. gén.
31	"	" Ni/V " " " "
32	"	" Sc/V " " " "
33	"	" Pb/Cu, Pb/Co, Pb/Sc sur Fe
34	"	" Pb/Ba, Sr/Ba sur Y
35	AIV 1	" Basaltes, de la ROCHE I (Al...K/Al...Na)
36	"	" II (Al...Ce+Ti/Ce+Ti)
37	"	" Basaltes, LEMO, N° 1c/rs
38	"	" Basaltes, LEMO, N° 1c/rs

N°	Chapitre		Sujet
39	AIV 1	Diagramme	Basaltes, van de KAMP, I-II
40	"	"	Basaltes, Walker (Ni/Co)
41	AIV 2	"	01:5 Domaines volcaniques et sédimentaires, d'après H. de la ROCHE.
42	"	"	02:3 Distribution des roches principales, d'après H. de la ROCHE.
43	SI 3a	"	Macles par type de roche
44	"	"	Macles par cataclase
45	BI 1	"	Ss/Sth
46	BII		Carte des zones
47	BII 1a		$\Delta \log K_{KCl} - \Delta \log K_{HCl}$
48	BII 2c		Schéma des conditions méta- morphiques
49	BIII 1		Orientation des plans de diaclasses (canevas de WULFF)
50	BIV		Schéma chronologique des arcs
51	BIV		Schéma de l'évolution tecto- nique

REGION de la CHAINE de BELLEDONNE



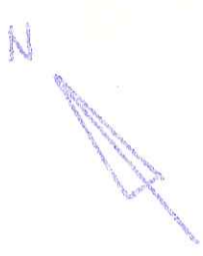


REPARTITION des ECHANTILLONS ANALYSÉS

Fig. 1

Fig. 2

3
2
1



1:100.000

Légende de la Fig. 1

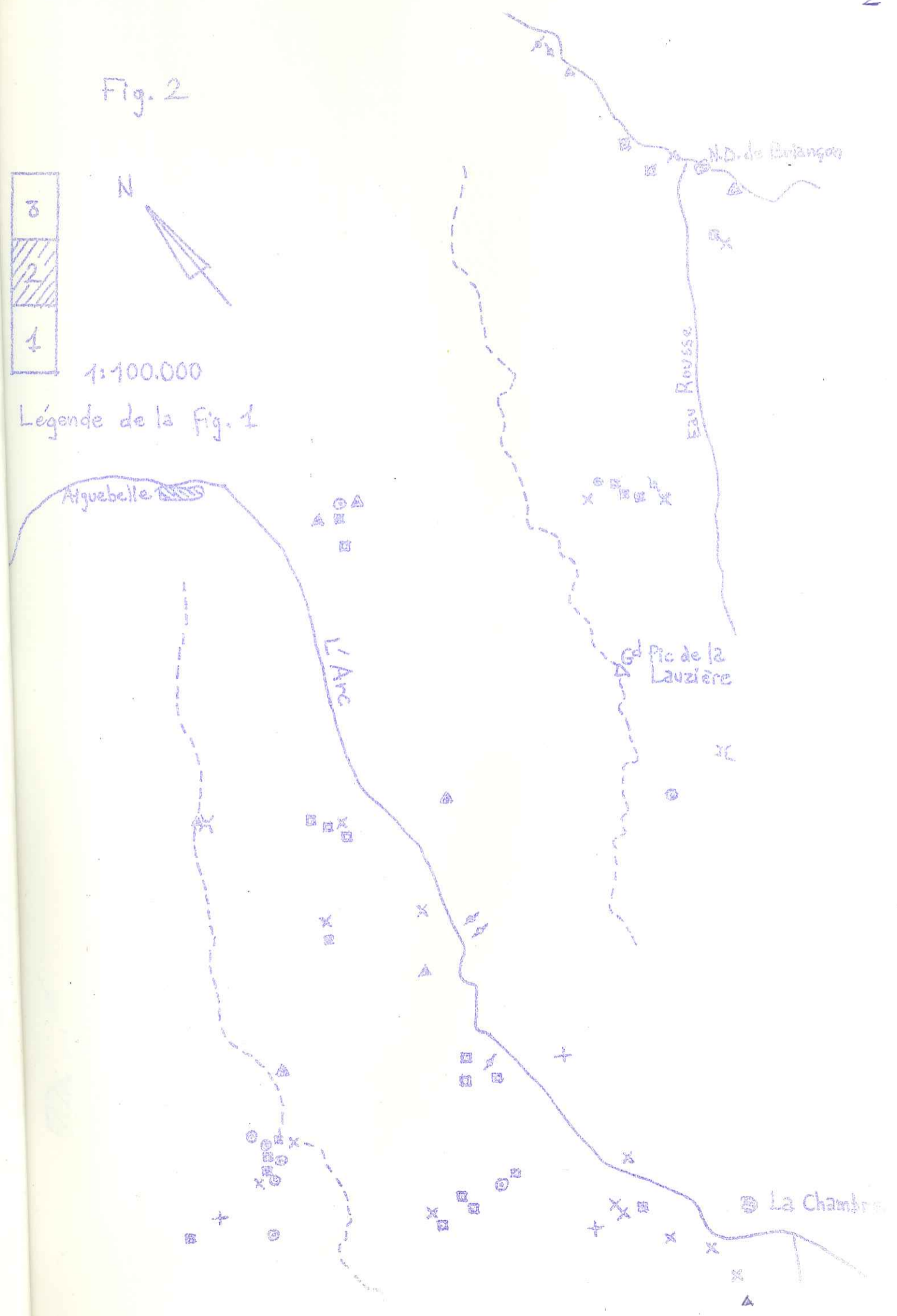
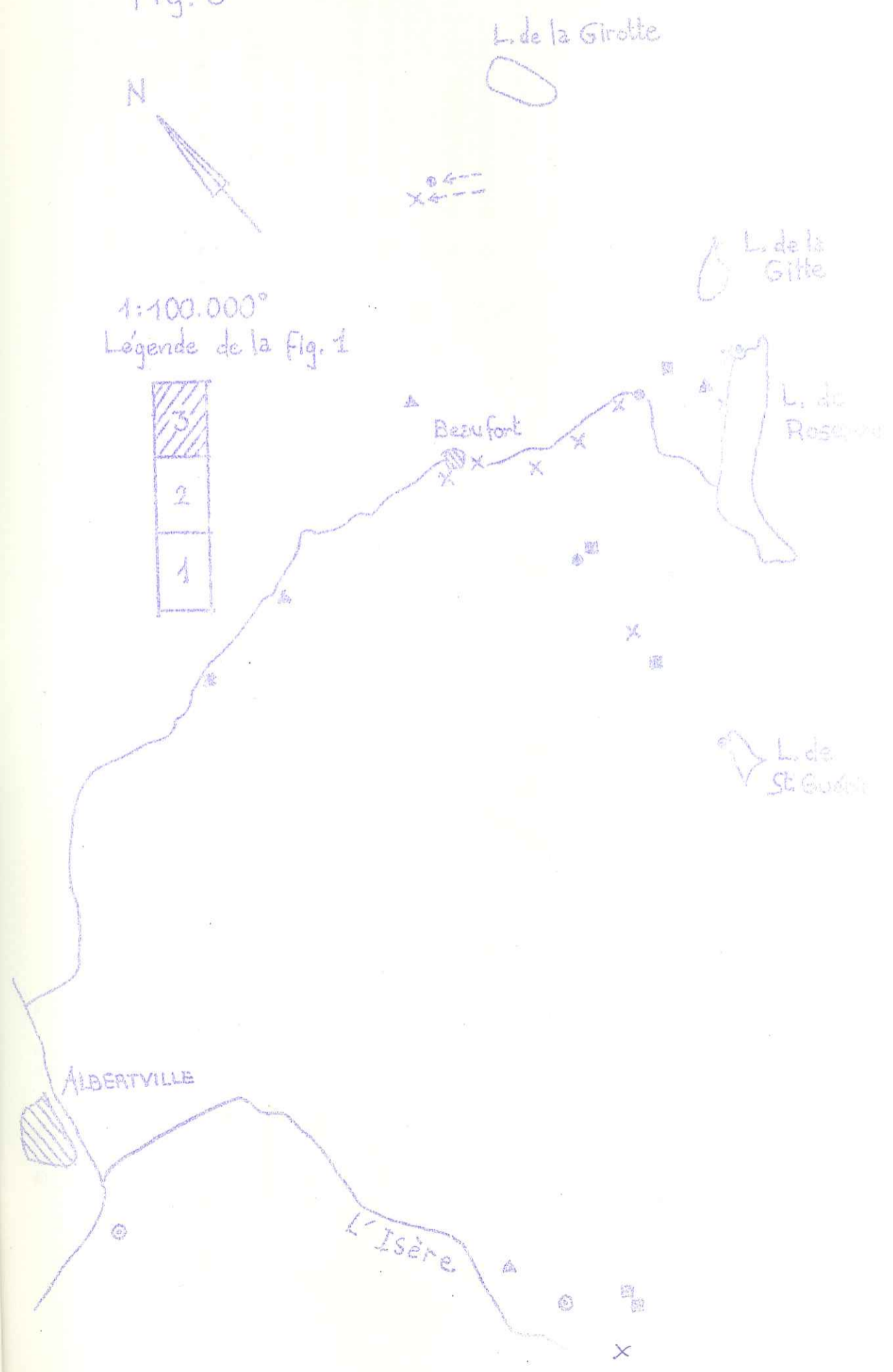


Fig. 3



1:100.000°
Légende de la Fig. 1

3
2
1

ALBERTVILLE

Beaufort

L. de la Girotte

L. de Rosière

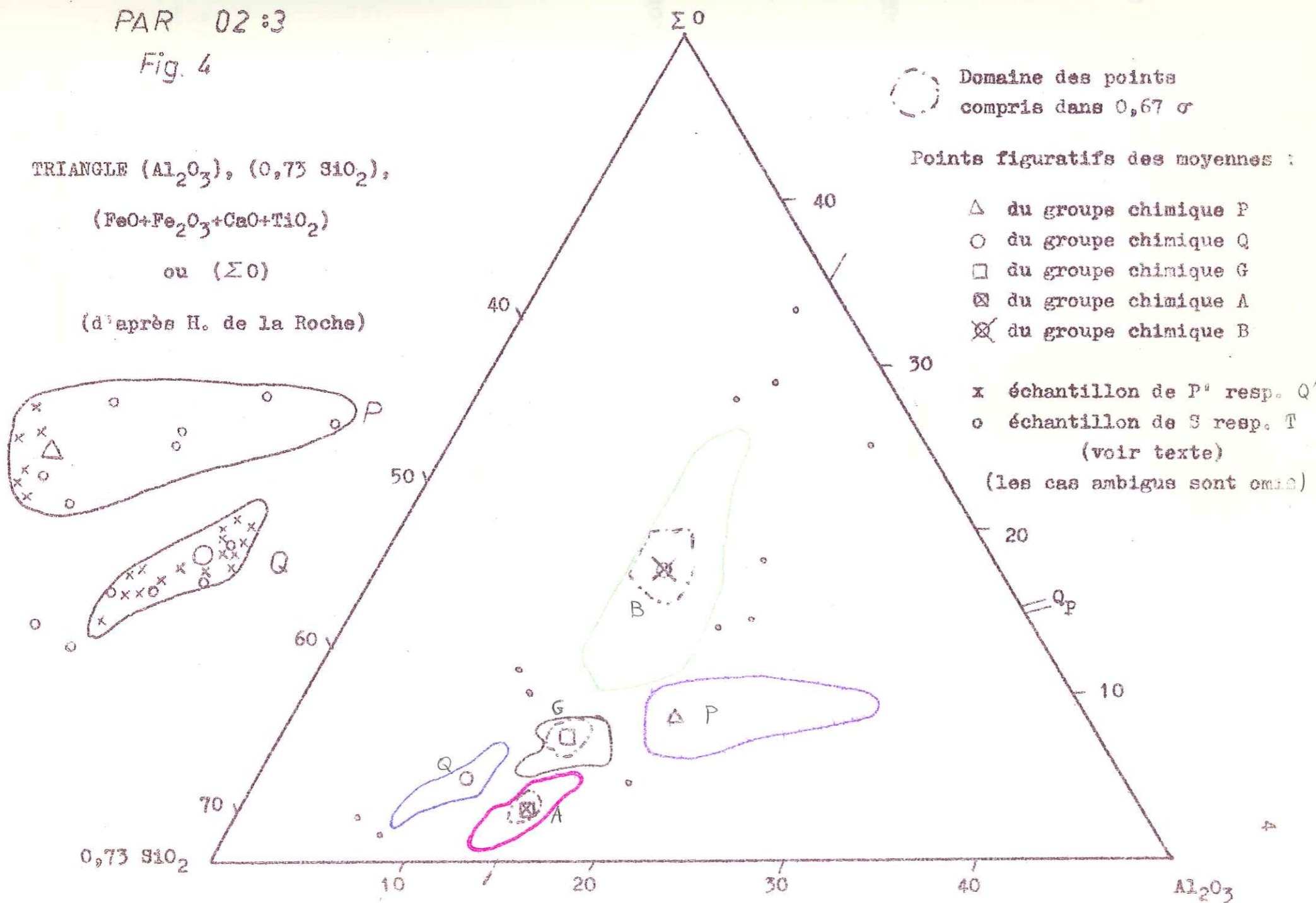
L. de St Guérol

L' Isère

PAR 02:3

Fig. 4

TRIANGLE (Al_2O_3), ($0,73 SiO_2$),
($FeO+Fe_2O_3+CaO+TiO_2$)
ou (ΣO)
(d'après H. de La Roche)



○ Domaine des points
compris dans $0,67 \sigma$

Points figuratifs des moyennes :

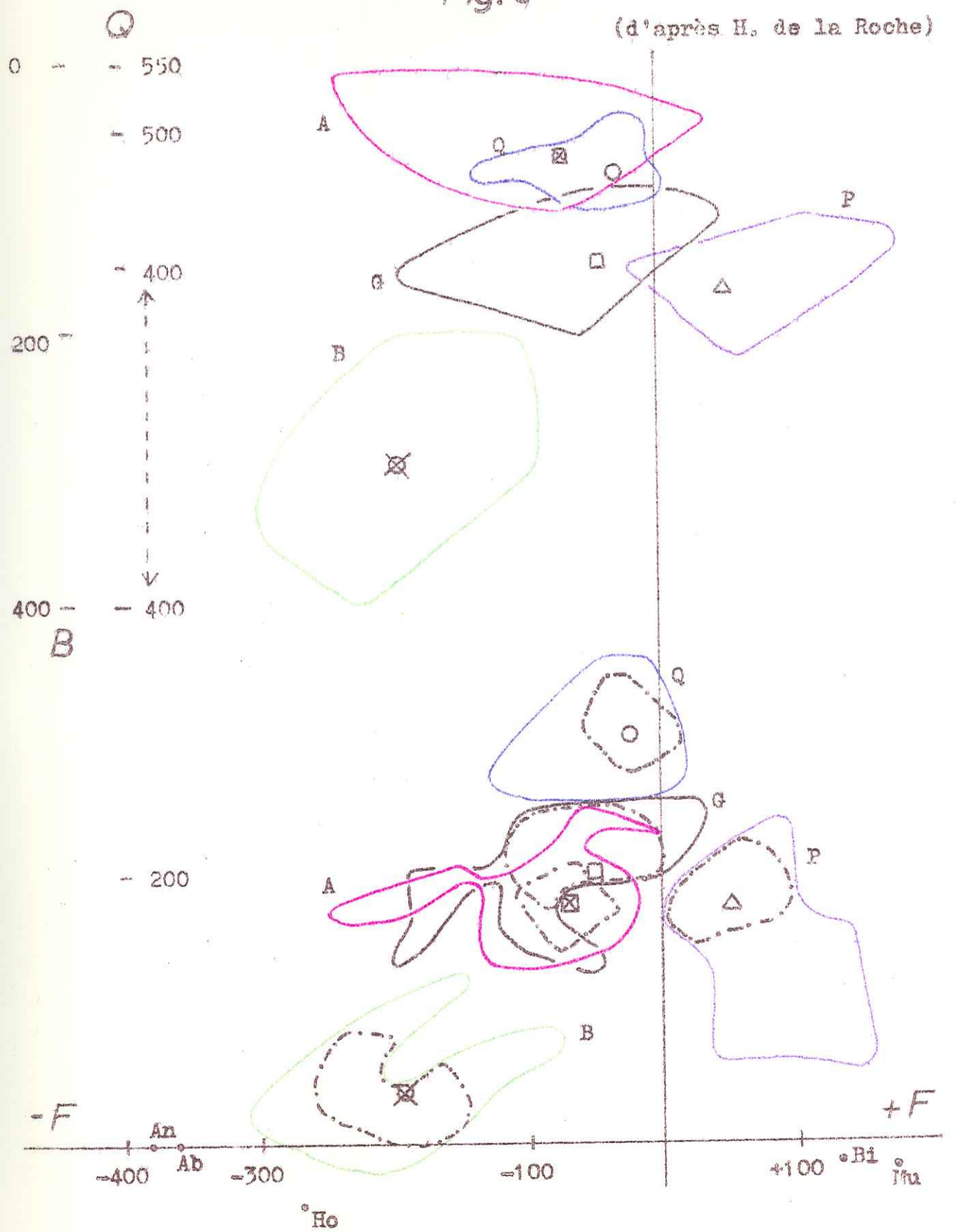
- △ du groupe chimique P
- du groupe chimique Q
- du groupe chimique G
- ⊠ du groupe chimique A
- ⊠ du groupe chimique B

x échantillon de P' resp. Q'
o échantillon de S resp. T
(voir texte)
(les cas ambigus sont omis)

PAR 01:3

Fig. 5

(d'après H. de la Roche)



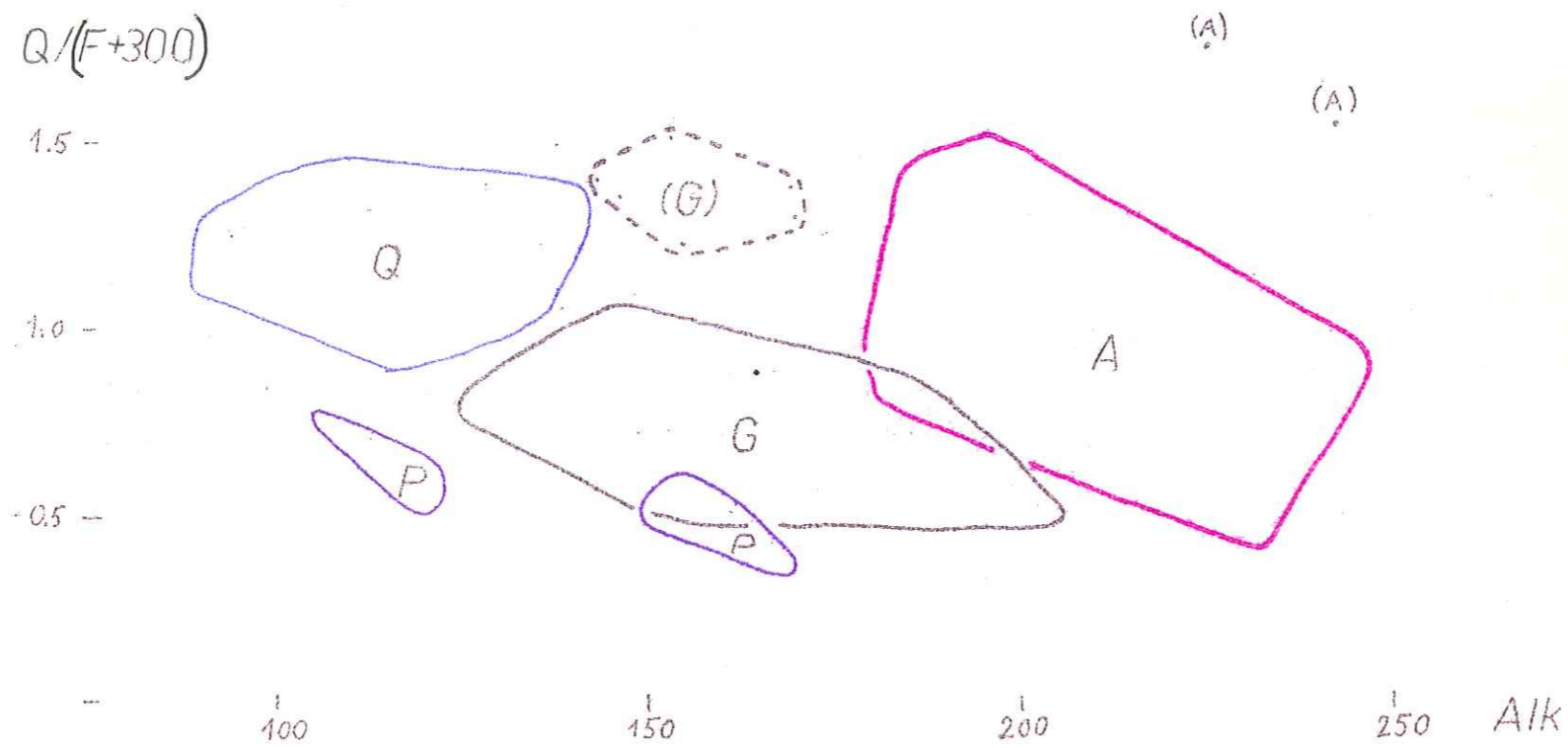
Les minéraux sont rapportés à l'échelle Q

○ Domaine des points compris dans $0,67 \sigma$

Points figuratifs	{	de P	△
		de Q	○
		de G	□
		de A	⊗
		de B	⊗

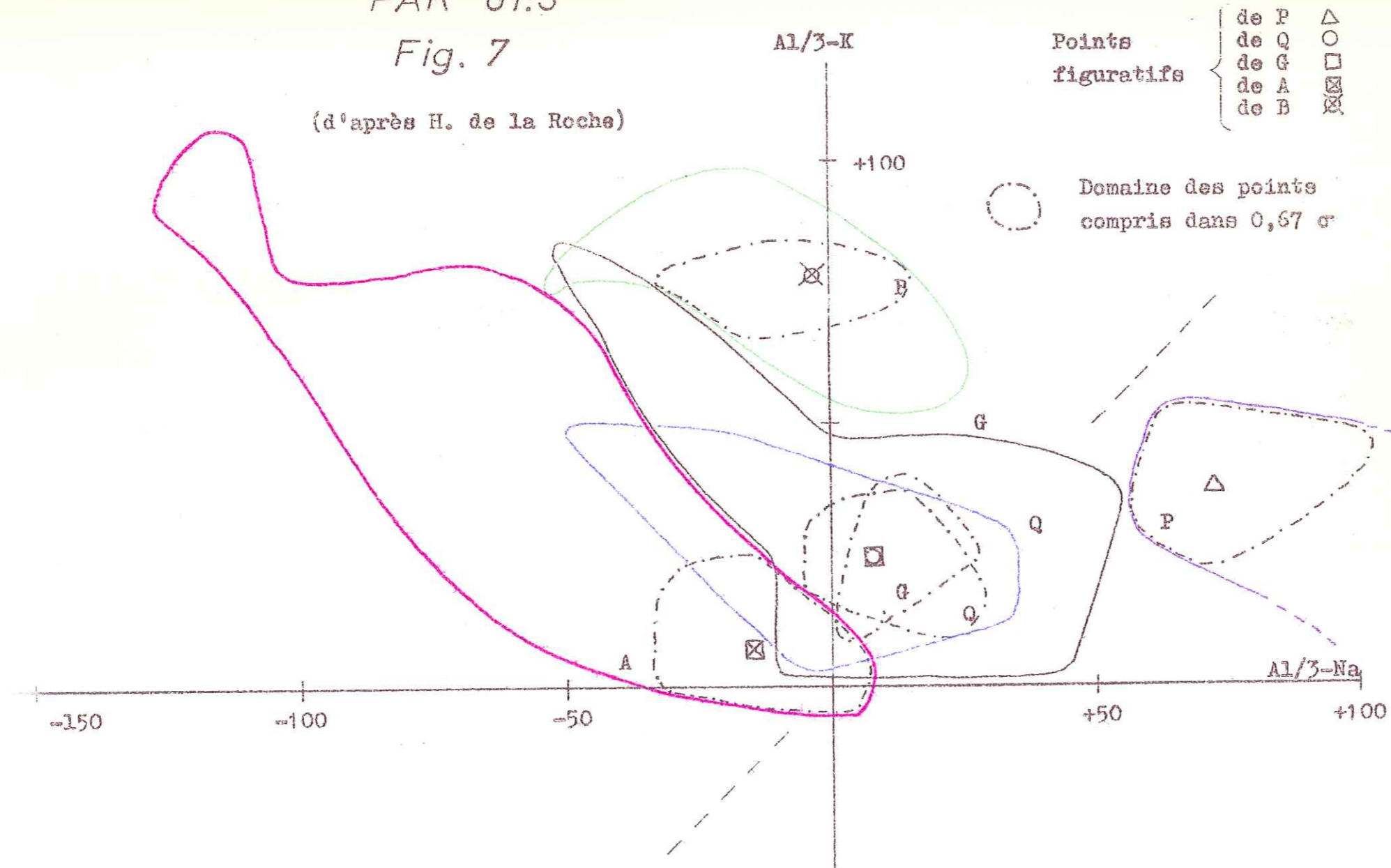
PAR 01:3 bis

Fig. 6



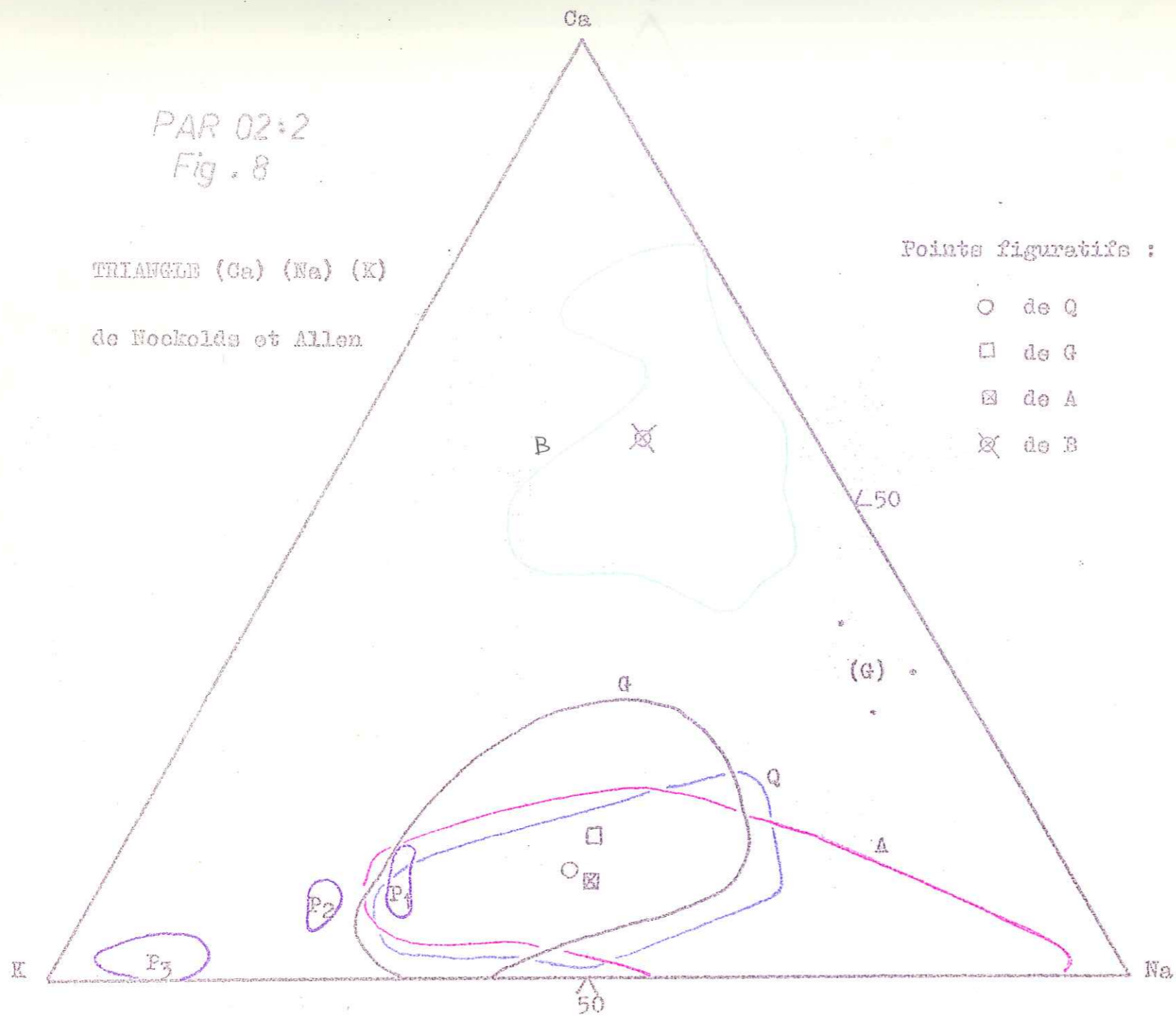
PAR 01:5
Fig. 7

(d'après H. de la Roche)



PAR 02:2
Fig. 8

TRIANGLE (Ca) (Na) (K)
de Nockolds et Allen



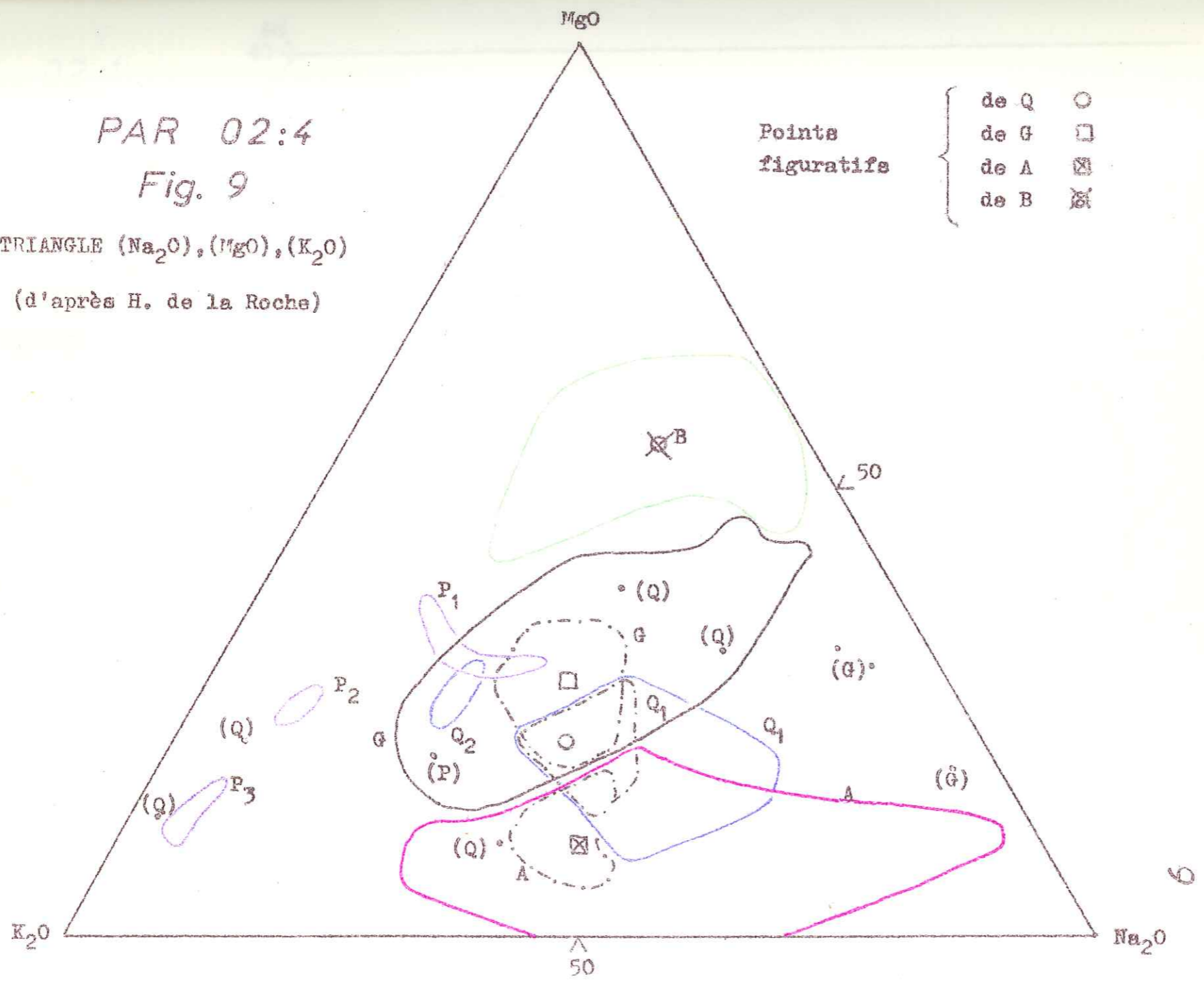
(1) (2) (3) (4) (5) (6) (7) (8) (9) (10) (11) (12) (13) (14) (15) (16) (17) (18) (19) (20) (21) (22) (23) (24) (25) (26) (27) (28) (29) (30) (31) (32) (33) (34) (35) (36) (37) (38) (39) (40) (41) (42) (43) (44) (45) (46) (47) (48) (49) (50) (51) (52) (53) (54) (55) (56) (57) (58) (59) (60) (61) (62) (63) (64) (65) (66) (67) (68) (69) (70) (71) (72) (73) (74) (75) (76) (77) (78) (79) (80) (81) (82) (83) (84) (85) (86) (87) (88) (89) (90) (91) (92) (93) (94) (95) (96) (97) (98) (99) (100)

100
 50
 0

PAR 02:4
 Fig. 9

TRIANGLE (Na₂O), (MgO), (K₂O)
 (d'après H. de la Roche)

Points figuratifs
 de Q ○
 de G □
 de A ⊠
 de B ⊞

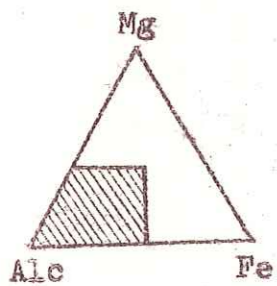


PAR 02:1

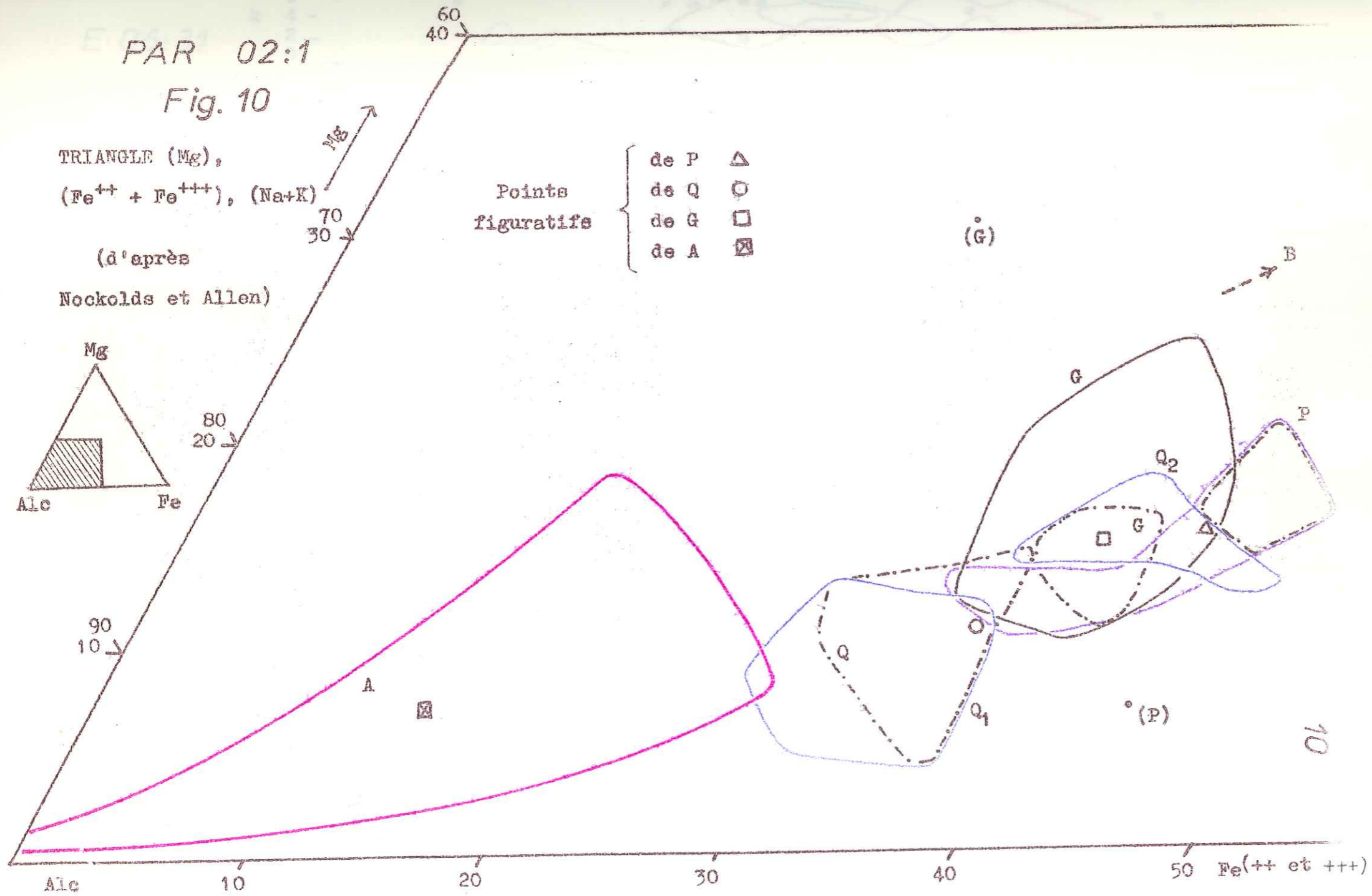
Fig. 10

TRIANGLE (Mg),
(Fe⁺⁺ + Fe⁺⁺⁺), (Na+K)

(d'après
Nockolds et Allen)



Points
figuratifs { de P \triangle
de Q \circ
de G \square
de A \boxtimes



10

E 06:31

Fig. 11

DIAGRAMME DE NIGGLI

(modifié)

membre :

- de P ▲
- de Q ○
- de G ■
- de A ×
- de B *

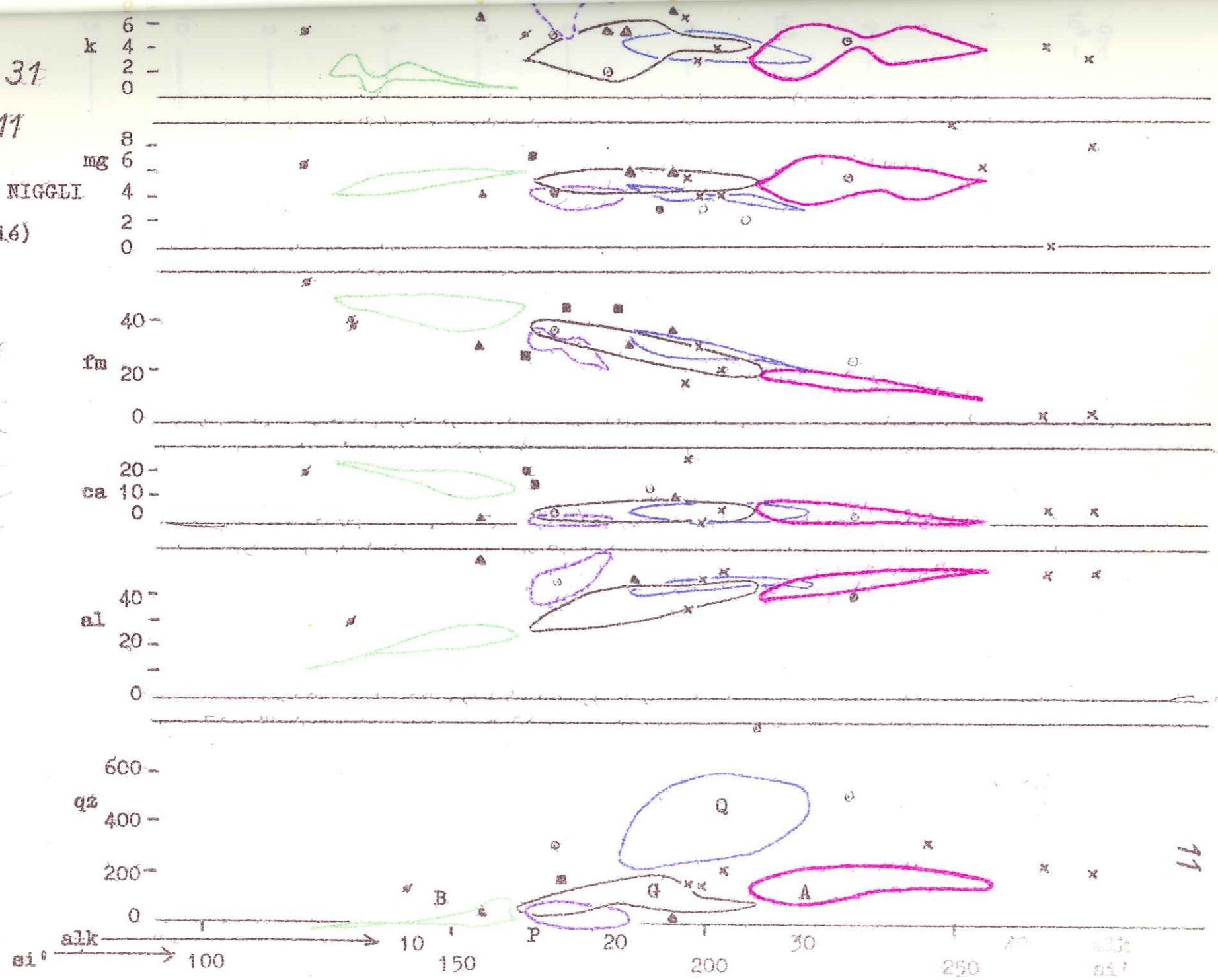


Fig. 12

COMPOSITIONS MOYENNES PAR RAPPORT A AL.

Groupe:	F	Q	G	A	B _g	B _c
10 ⁶		-ΣII -Si				
5			-ΣII -Si	-ΣII -Si	-ΣII	-ΣII
2	-ΣII -Si				-Si	-Si
10 ³					-ΣII	-ΣII
5		-ΣI	-ΣI	-ΣI	CFM	CFM
2	-ΣI	-Alc	-Alc	-Alc		
10 ²						
5	CFM = Alc	Na = CFM	CFM = Alc	Na	Mg = Alc Ca = Alc Na = Fe	Ca = Fe Na
2	K - Fe -	K - Fe -	Na - Fe = K Mg -	K - CFM -		K -
10 ¹	Mg - Na -	Mg -				
5				Fe = Mg		-K
2	Ca -	Ca -	Ca -	-Ca		
10						
5		-ΣII/ΣI	-ΣII/ΣI	-ΣII/ΣI		
2	-ΣII/ΣI				-ΣII/ΣI	-ΣII/ΣI
1						

Σ I: somme de tous éléments sauf Al et Si ; Σ II = Σ I + Si ;
Σ II / Σ I = degré siliceux

13/43

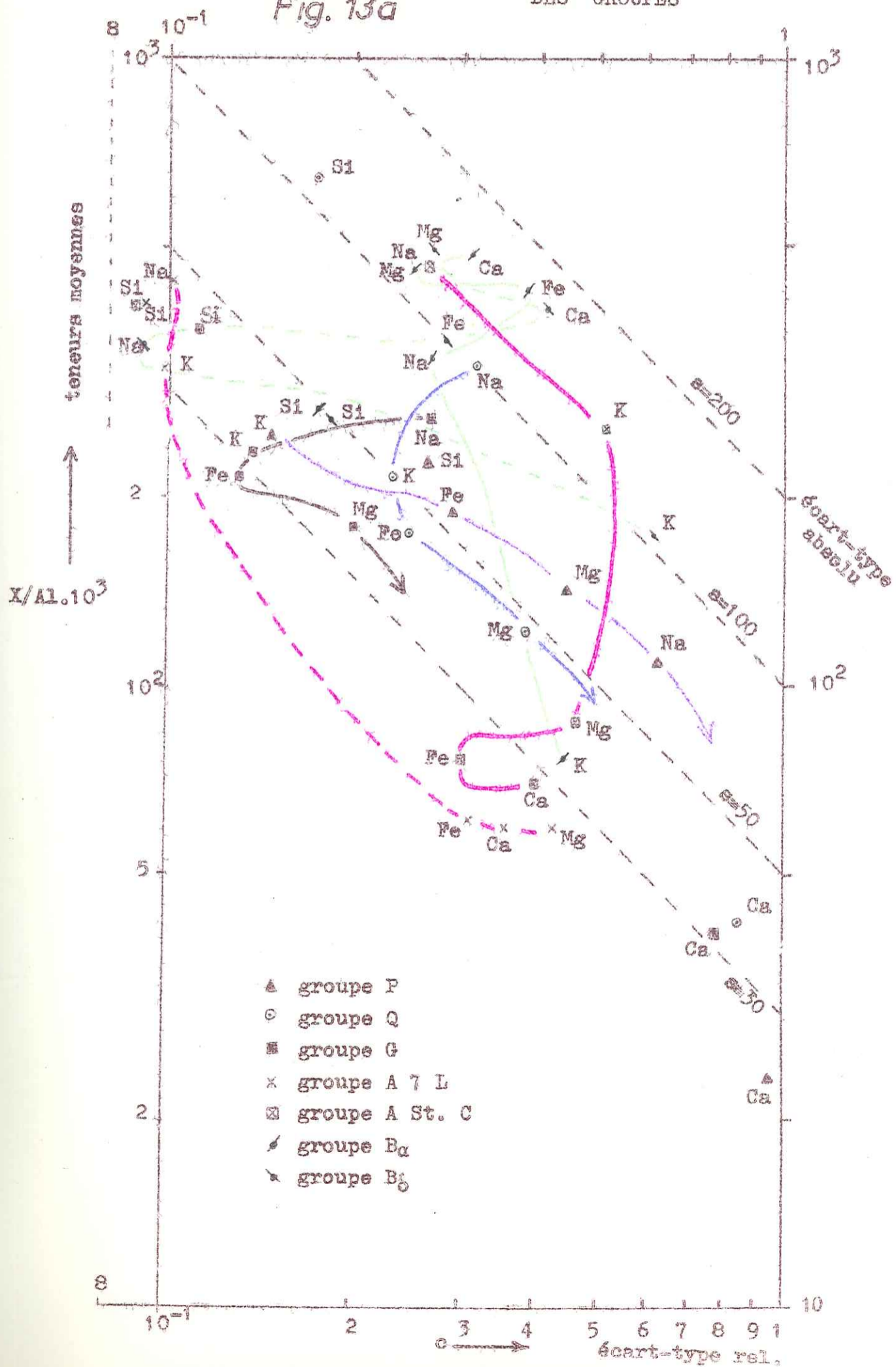
E 06:91a

ÉCARTS-TYPES

13a

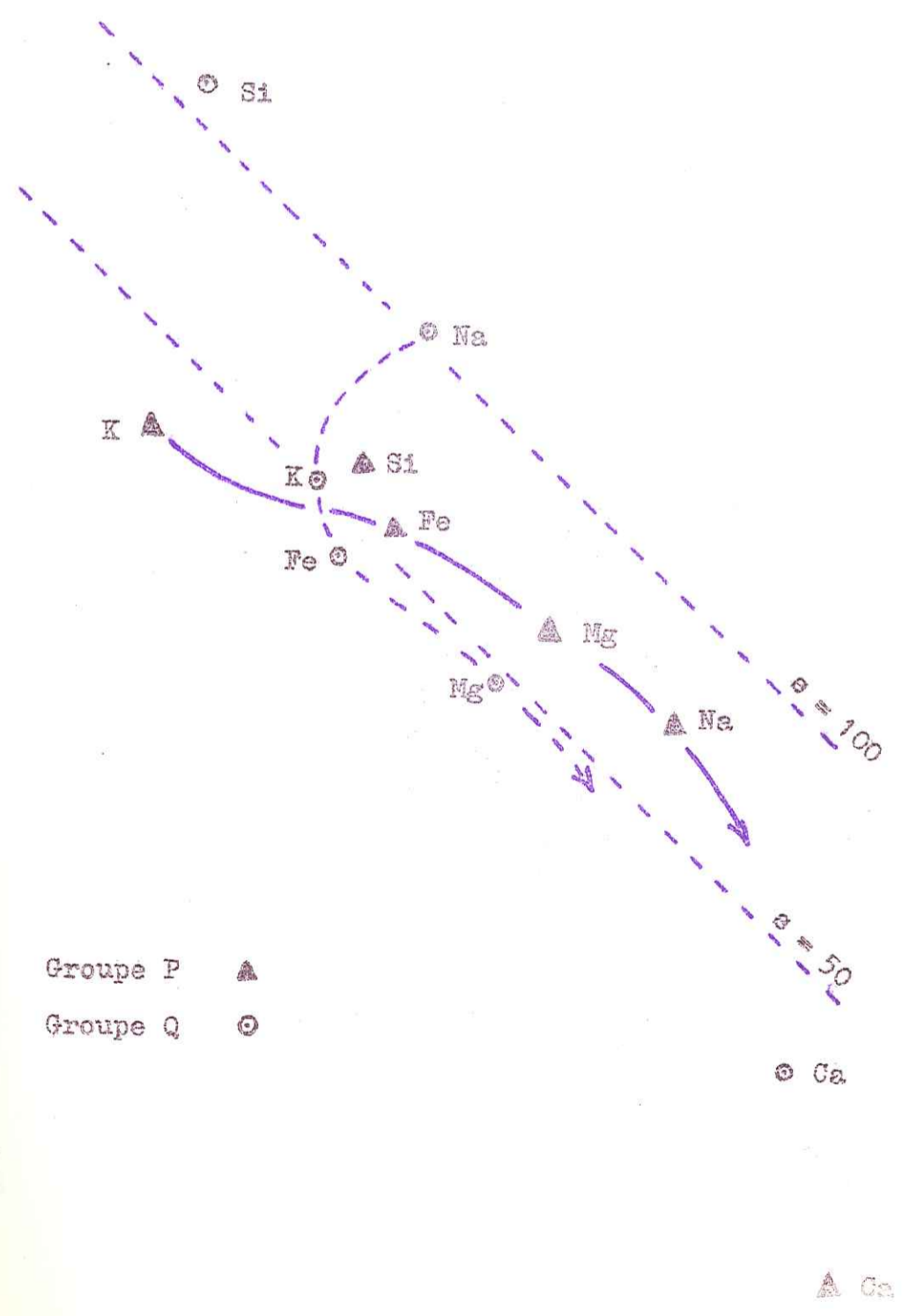
Fig. 13a

DES GROUPES



E 06 91 b
Fig. 13 b

ECARTS-TYPES DES GROUPES P ET Q
(SCHISTES)

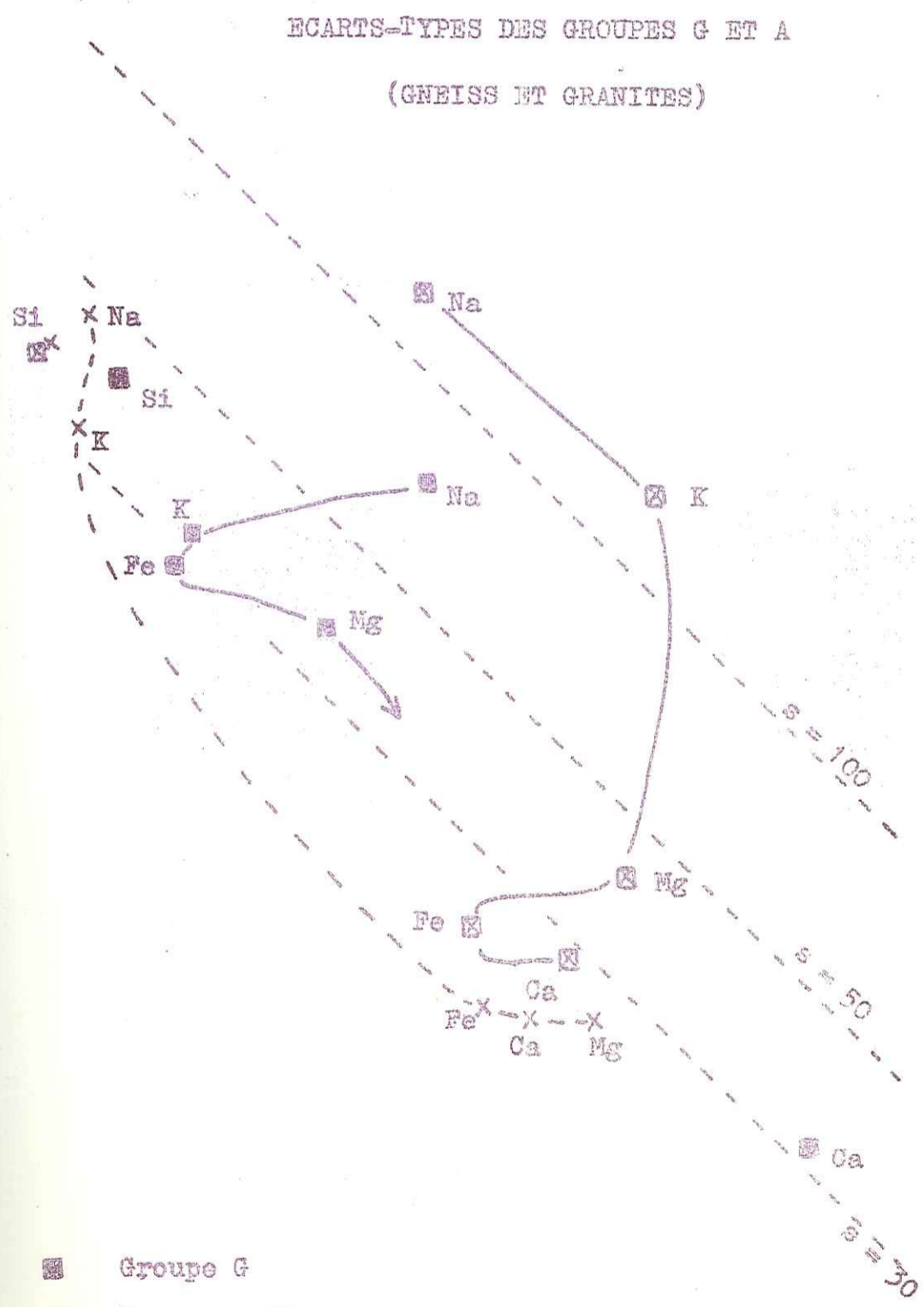


Groupe P ▲
Groupe Q ⊙

E 06:91 c

Fig. 13 c

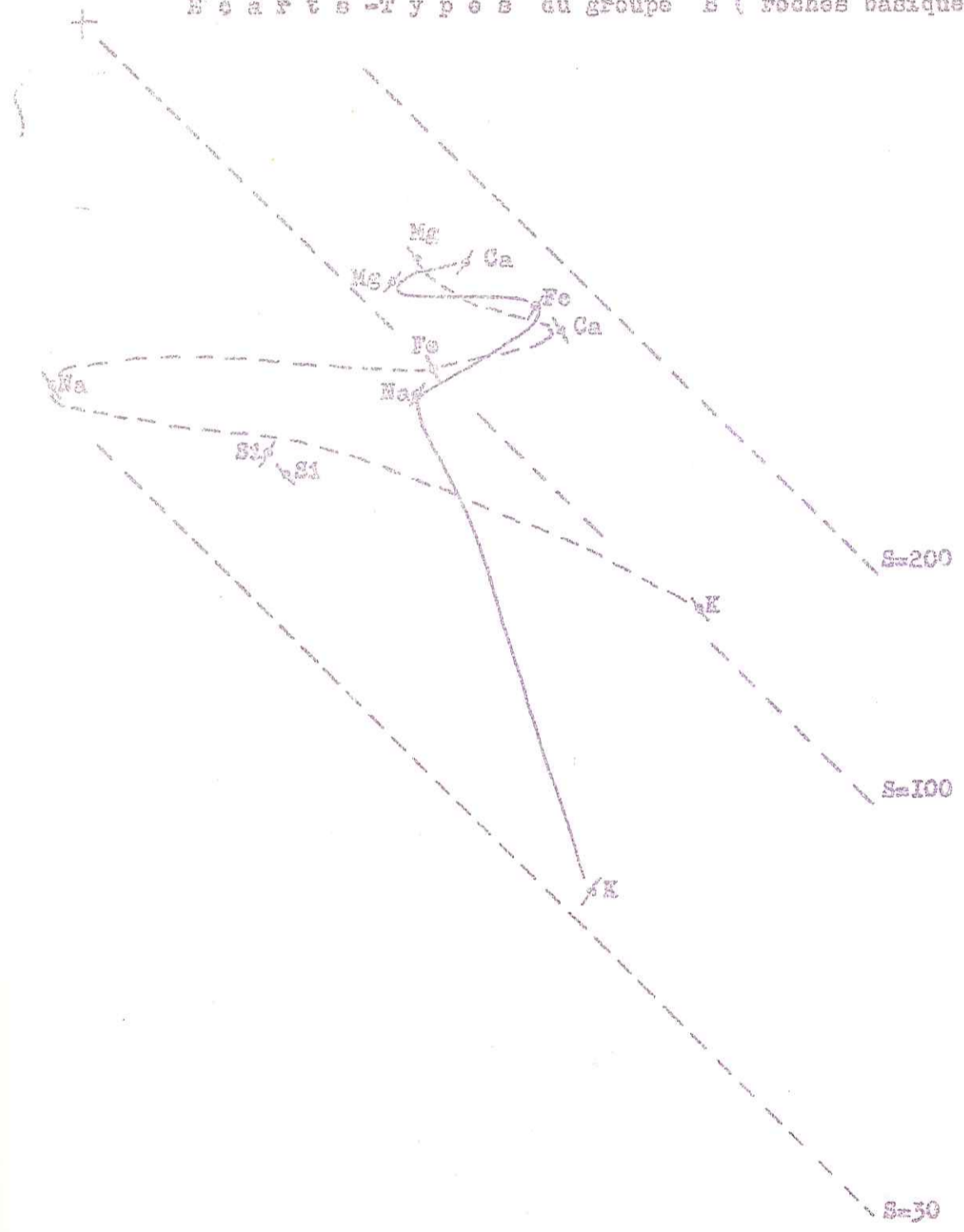
ECARTS-TYPES DES GROUPES G ET A
(GNEISS ET GRANITES)



- Groupe G
- X Groupe A 7L
- ⊠ Groupe A St.C

N 06 : 91 d.
Fig. 13 d.

Ecart s - Types du groupe B (roches basiques).

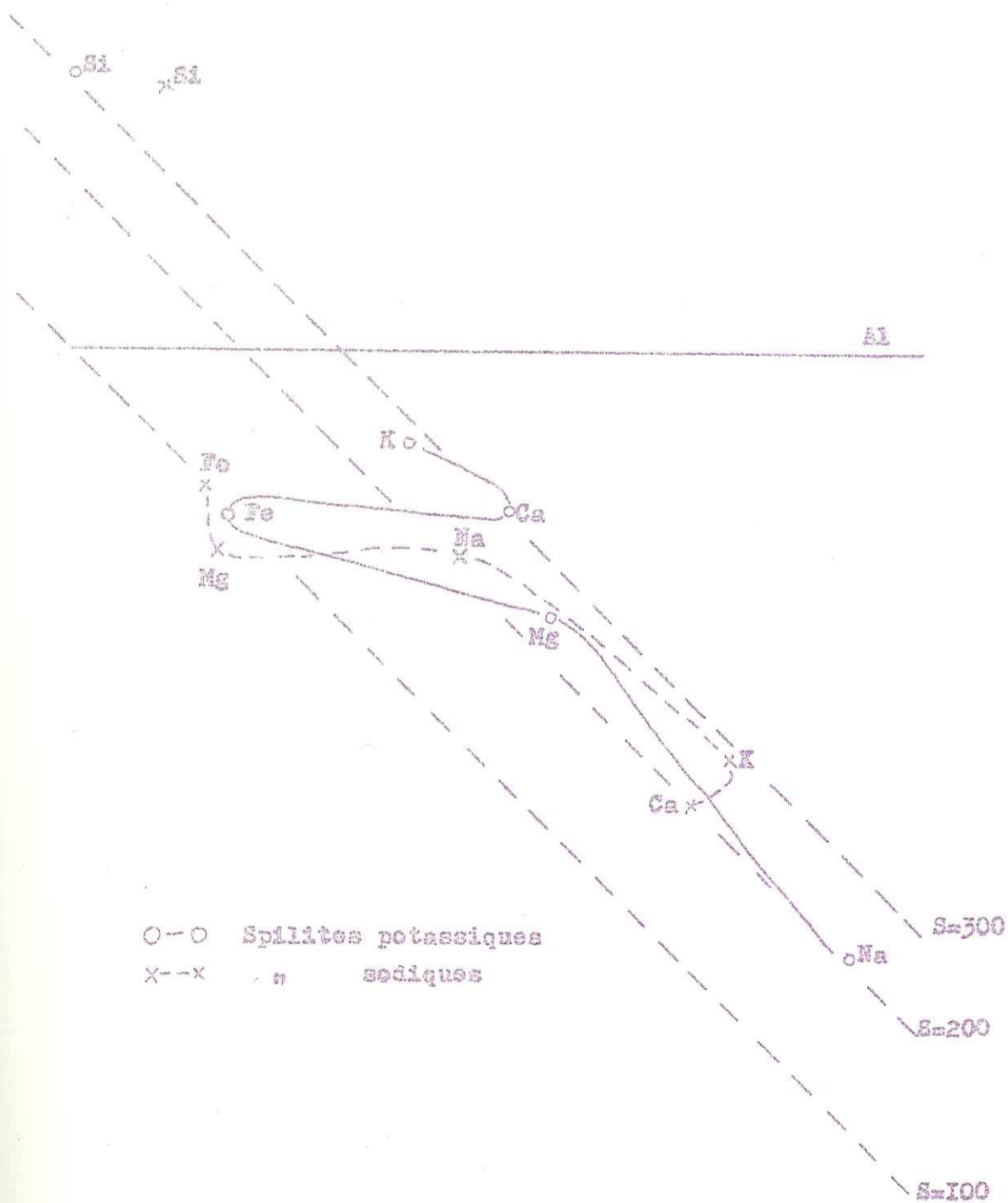


/	groupe	B
/	"	B

E 0 6 : 96

Fig. 13 e

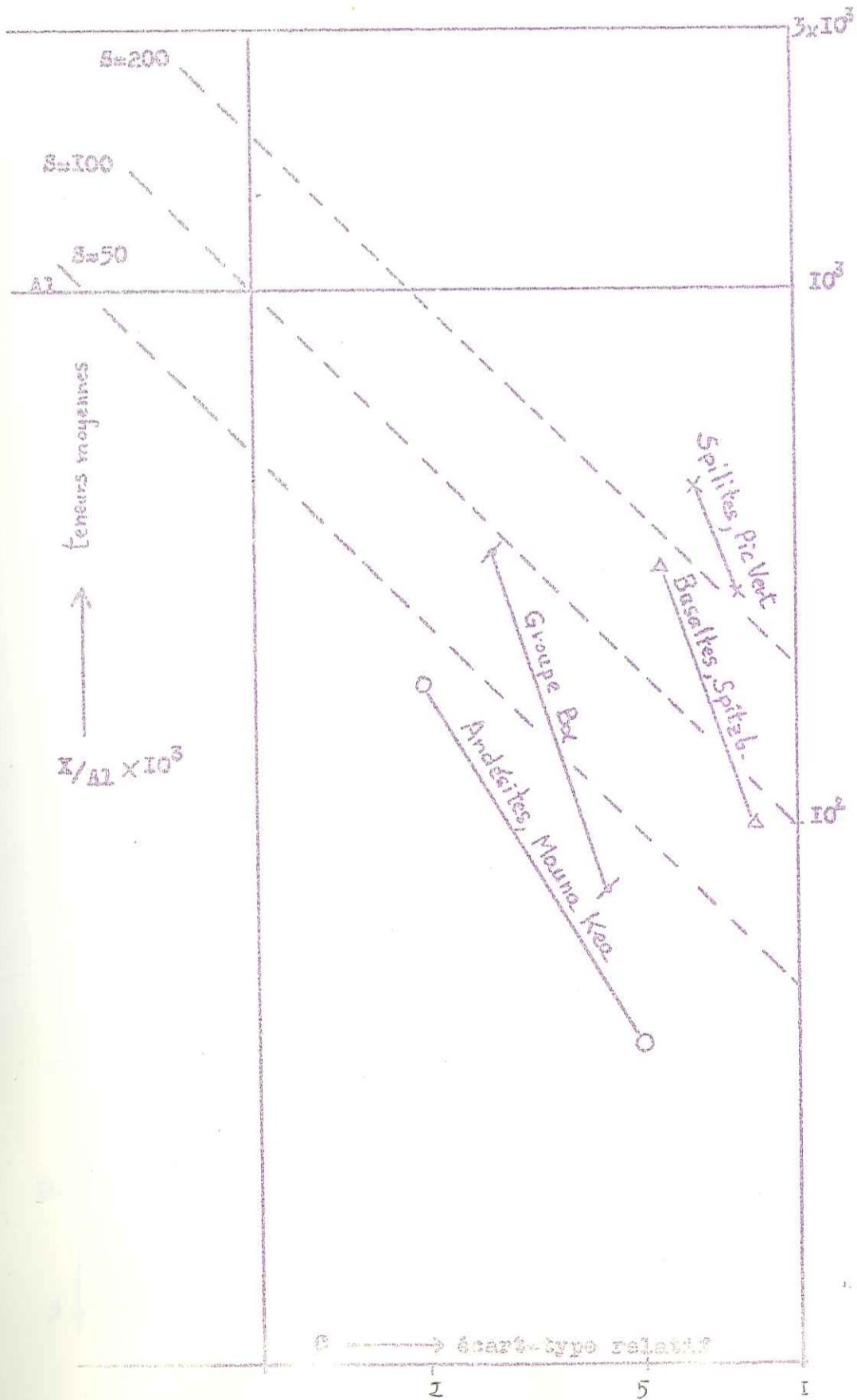
E C A R T E S - T Y P E S des S P I L I T E S du P I C V E R T (P e l v o u x)



E 06 : 97

Fig. 13 f.

ECARTS-TYPES de ROCHES VOLCANIQUES BASIQUES
et d'AMPHIBOLITES de BELLEDONNE.



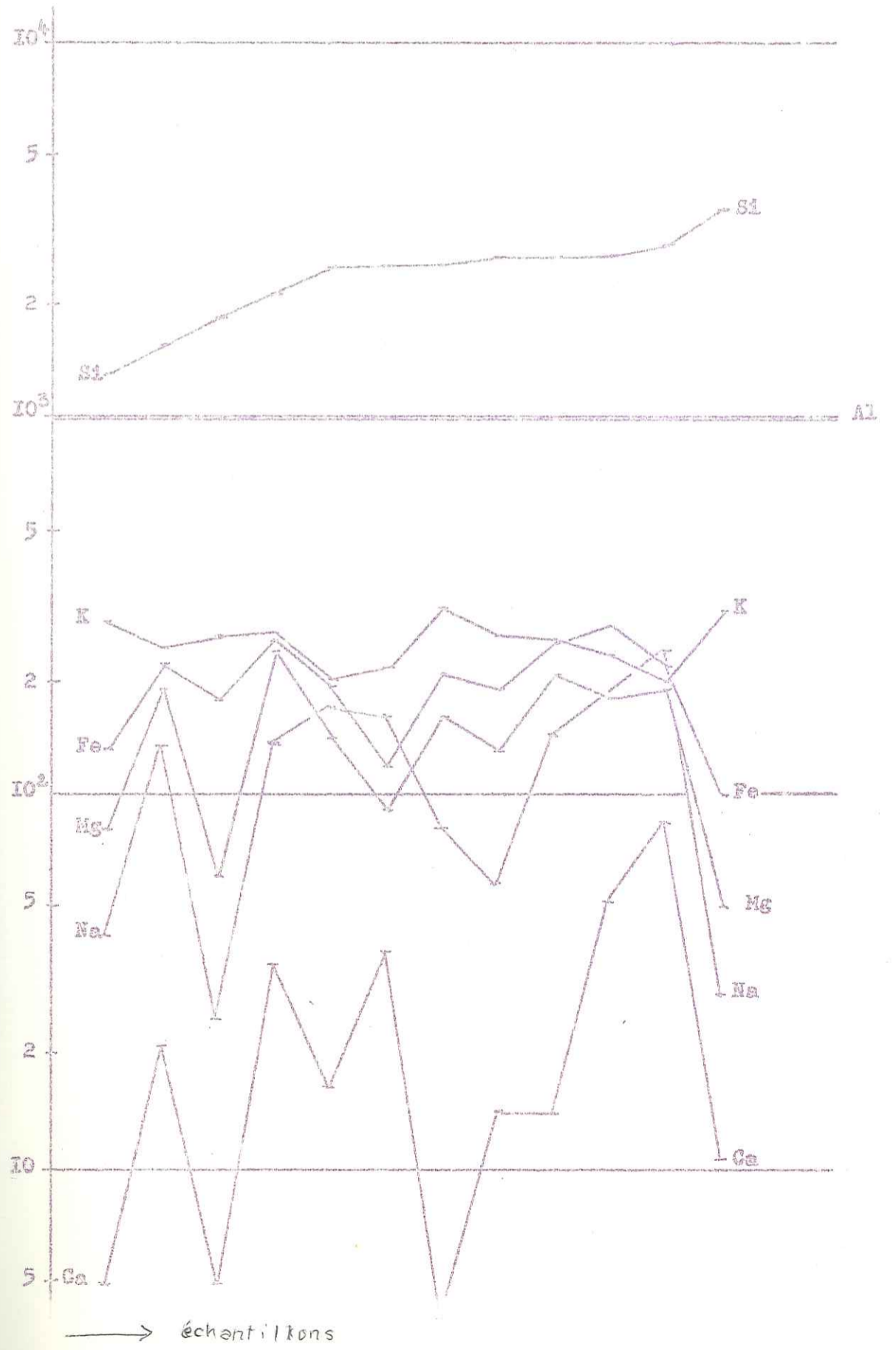
E 06 : 6I

Fig.: 14

14

Groupe P

$X/Al \times 10^3$

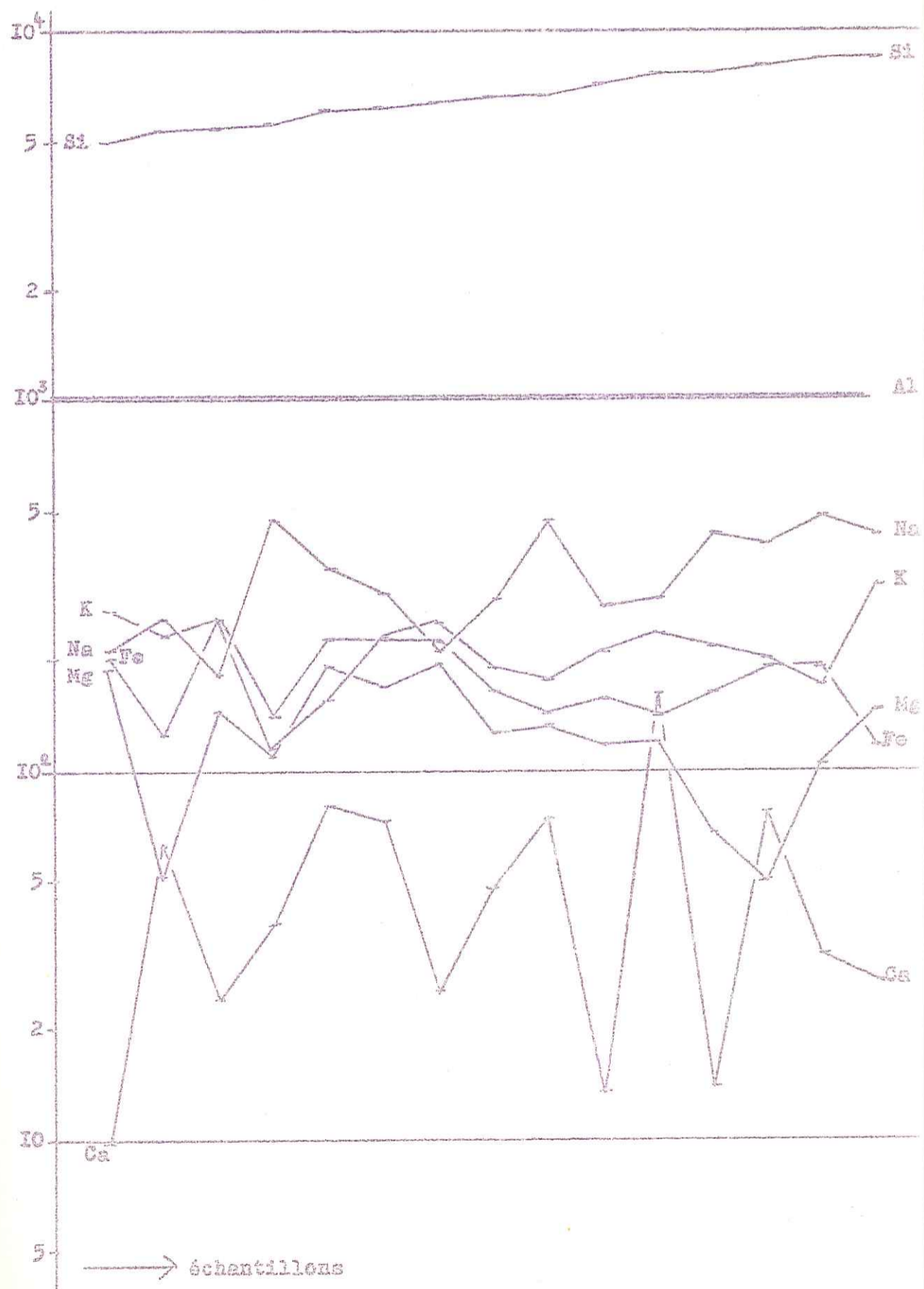


E 06: 62

Fig.: 15

Groupe Q

$X/Al \times 10^3$



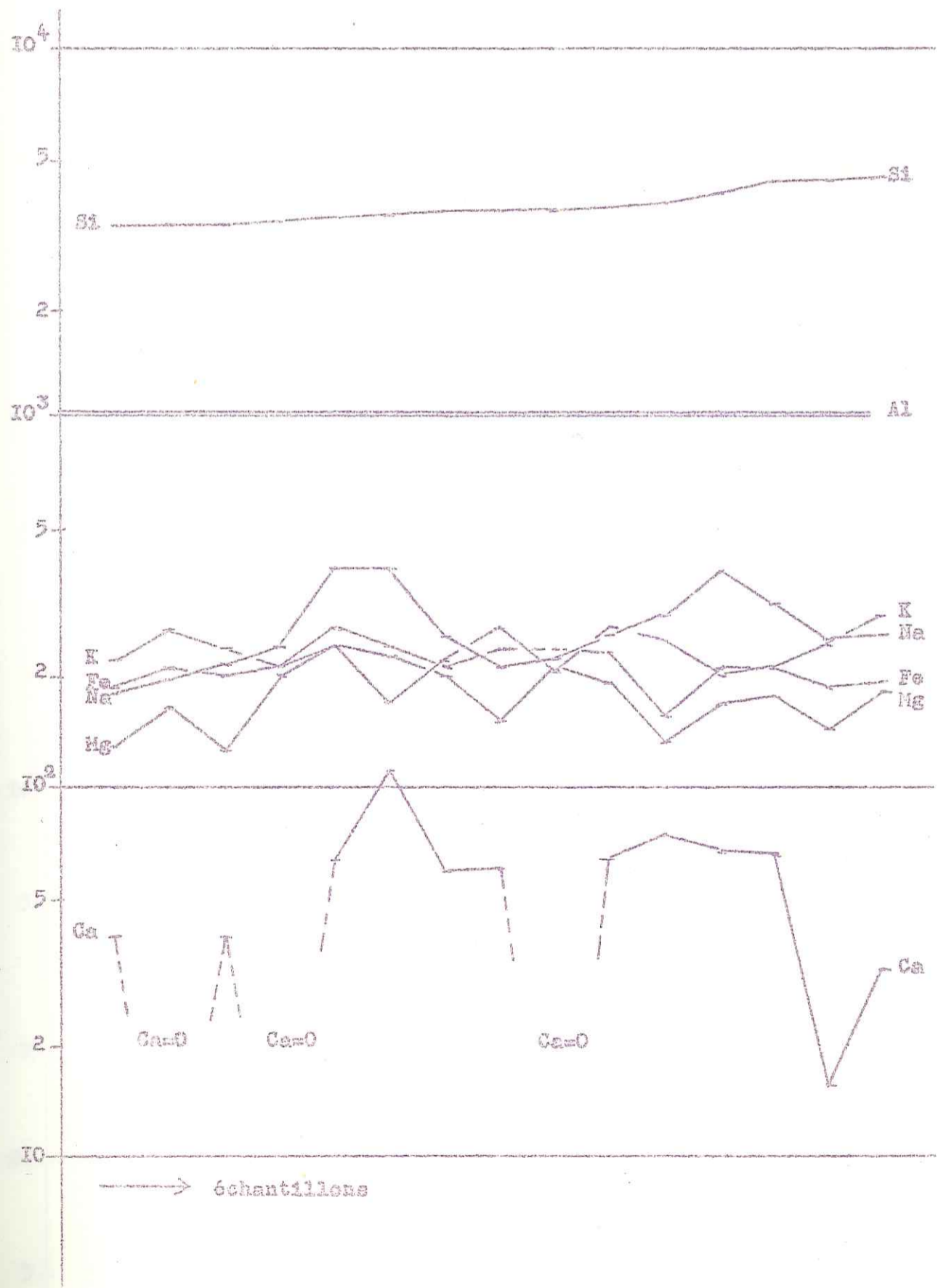
E 06: 63

Fig.: 16

16

Groupe G g

$X/Al \times 10^3$

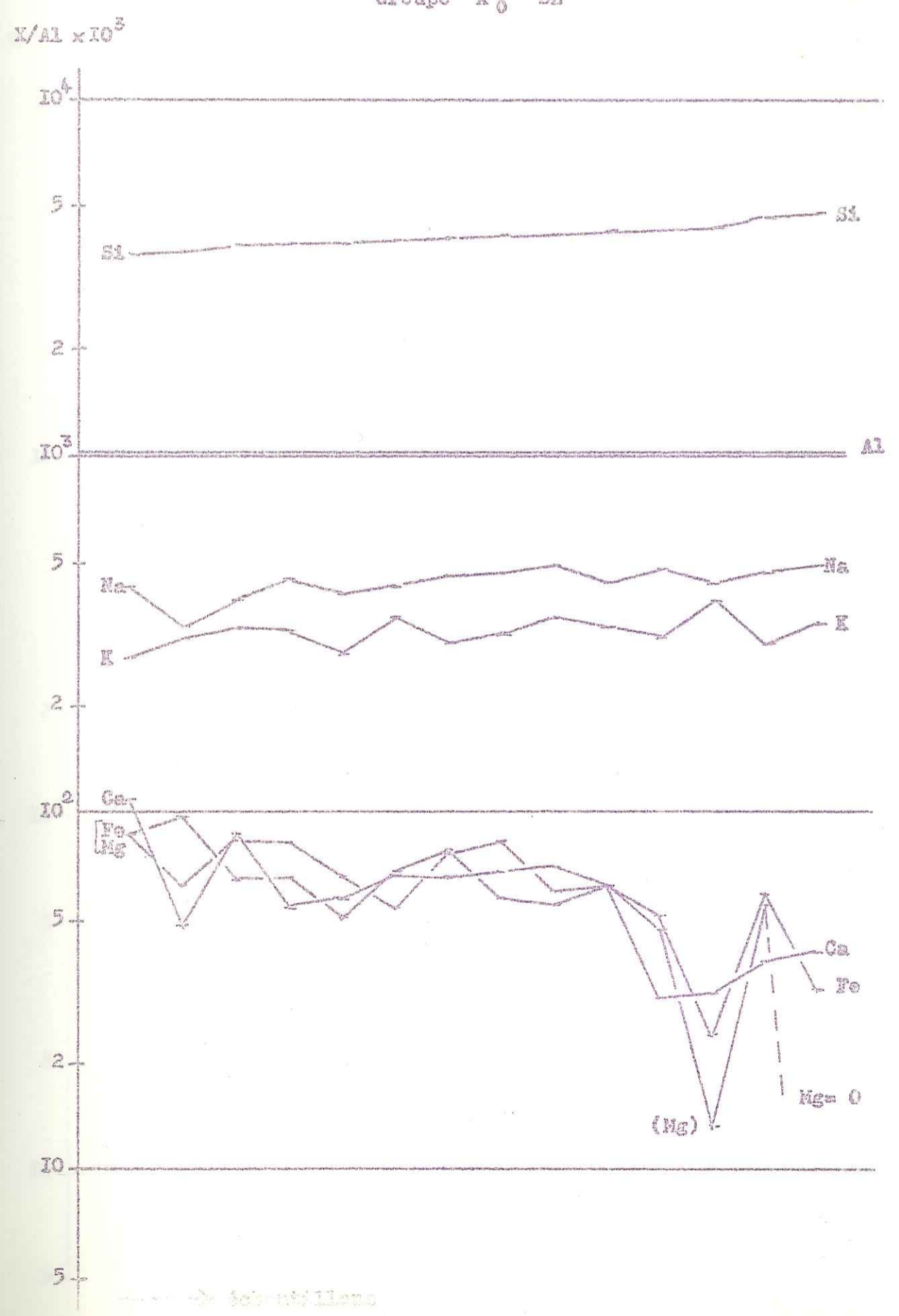


E 06r 64

Fig.: 17

17

Groupe A γ SL

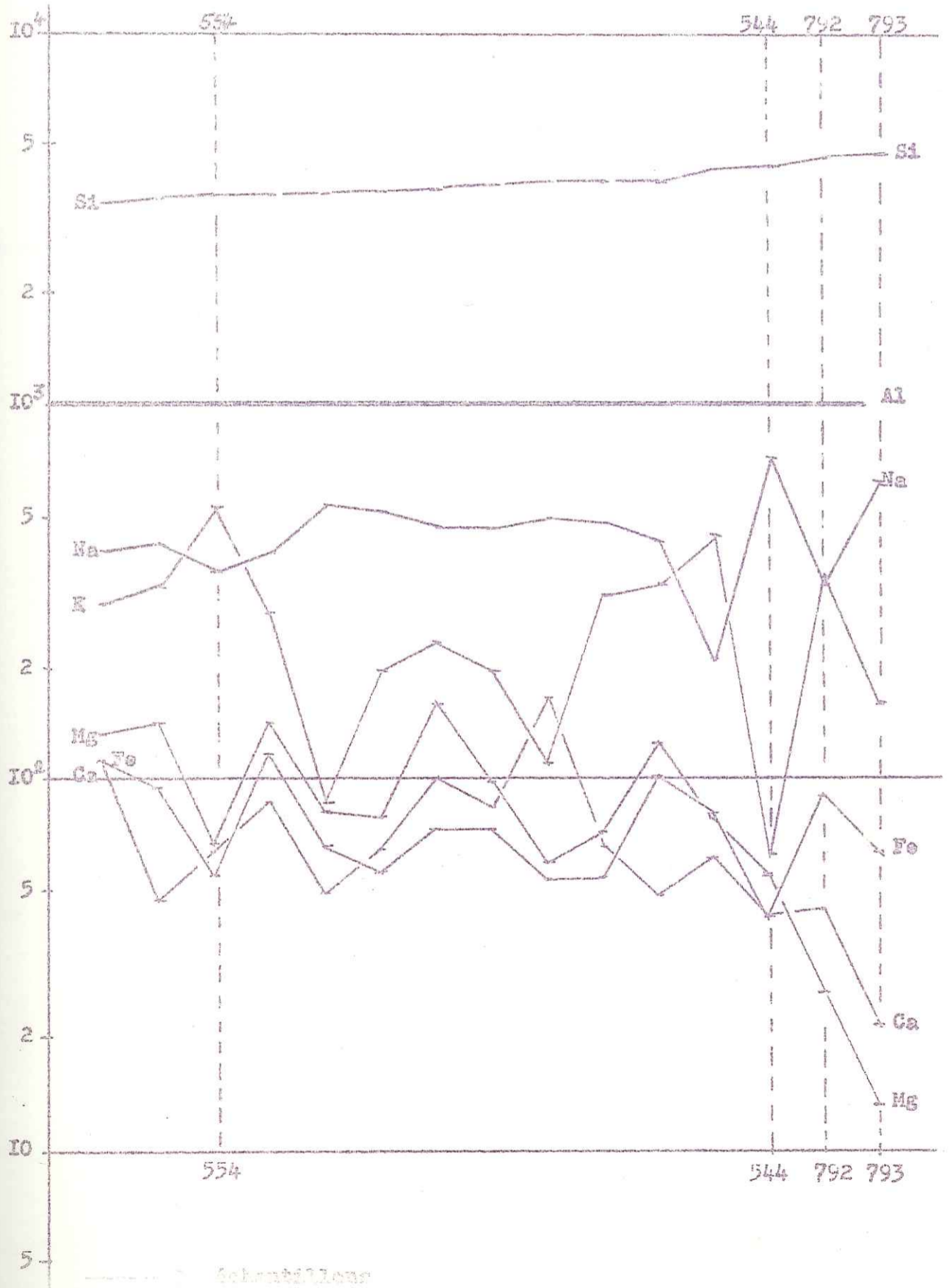


E 06: 65

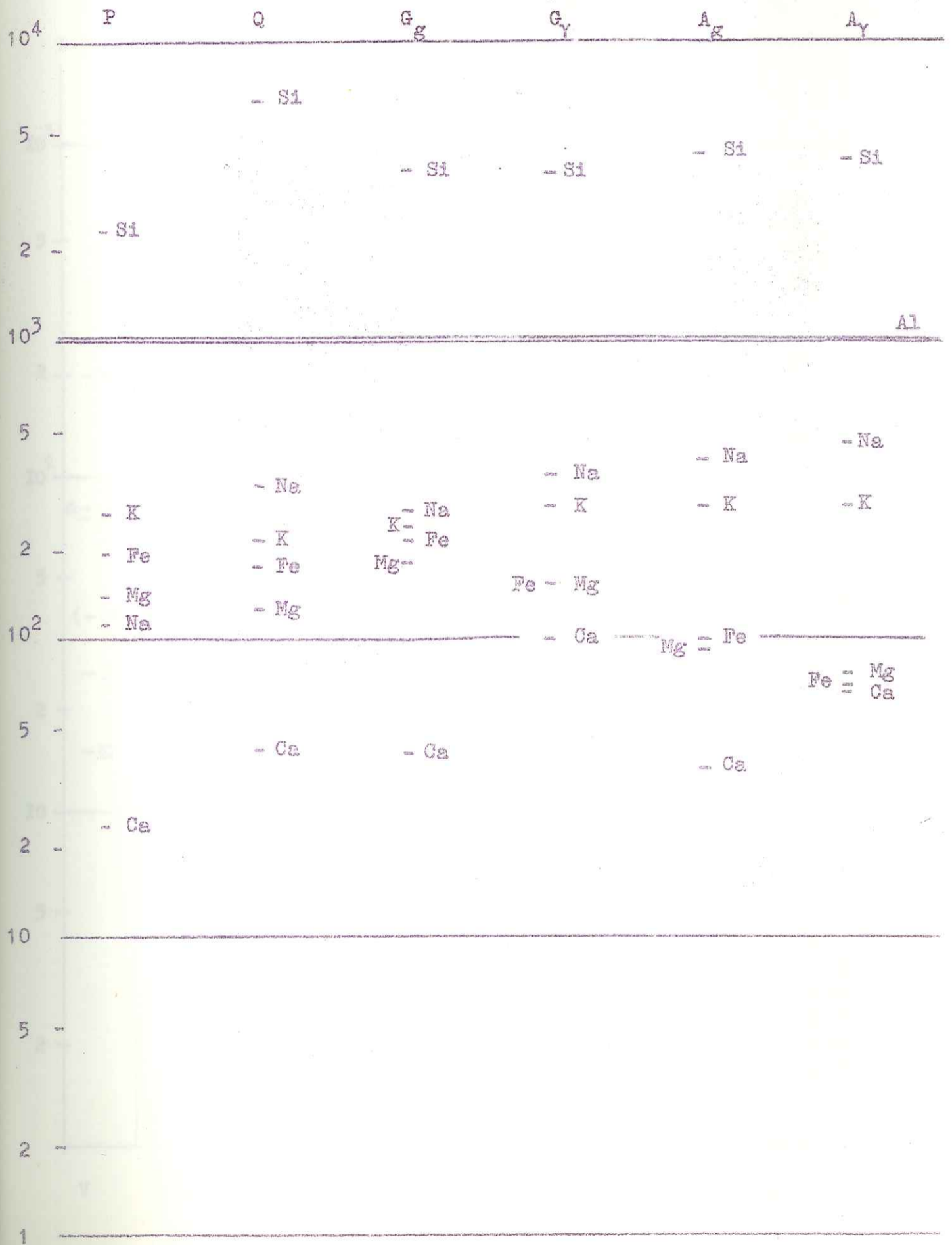
Fig.: 18

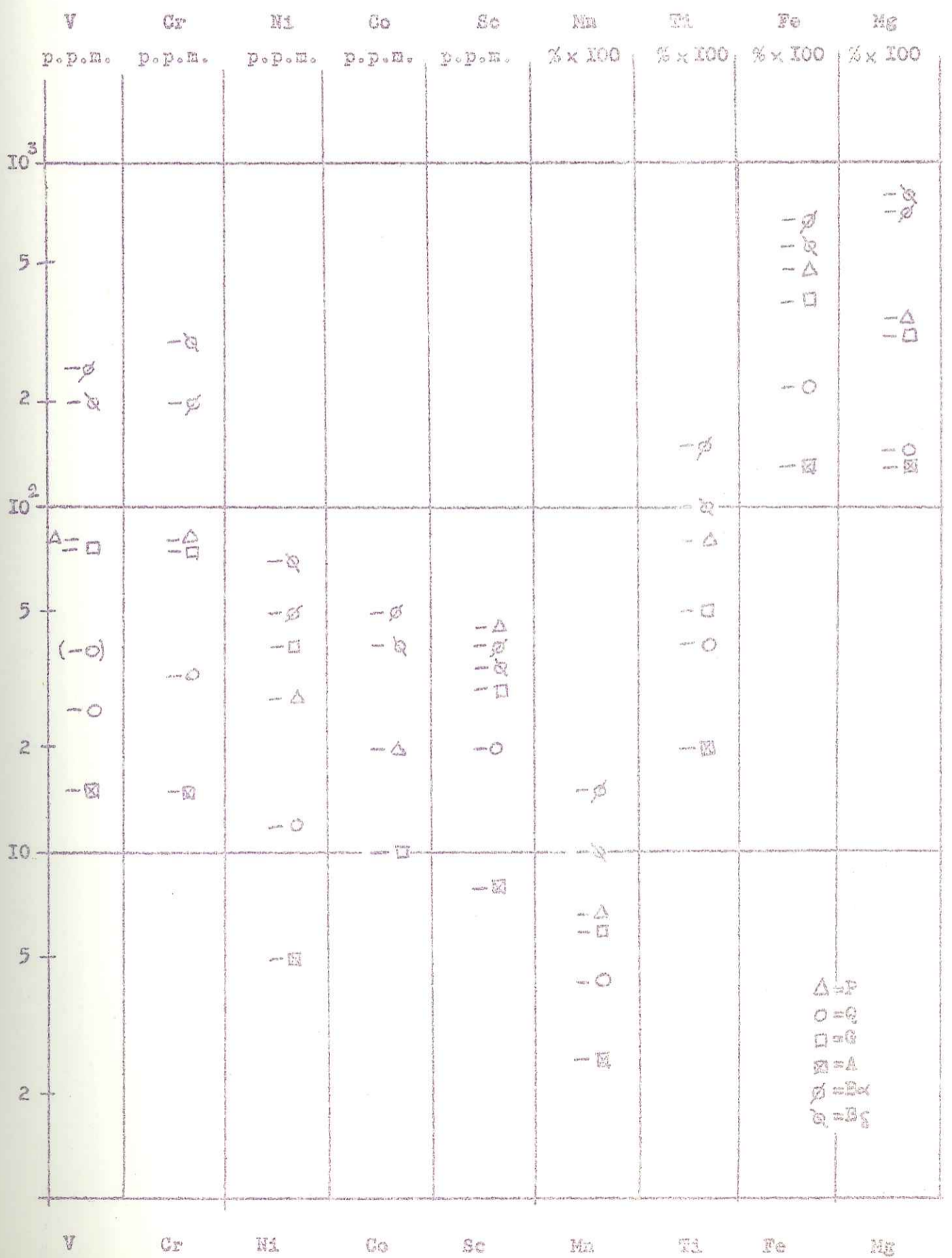
Groupe A g St. C

X/Al x 10³



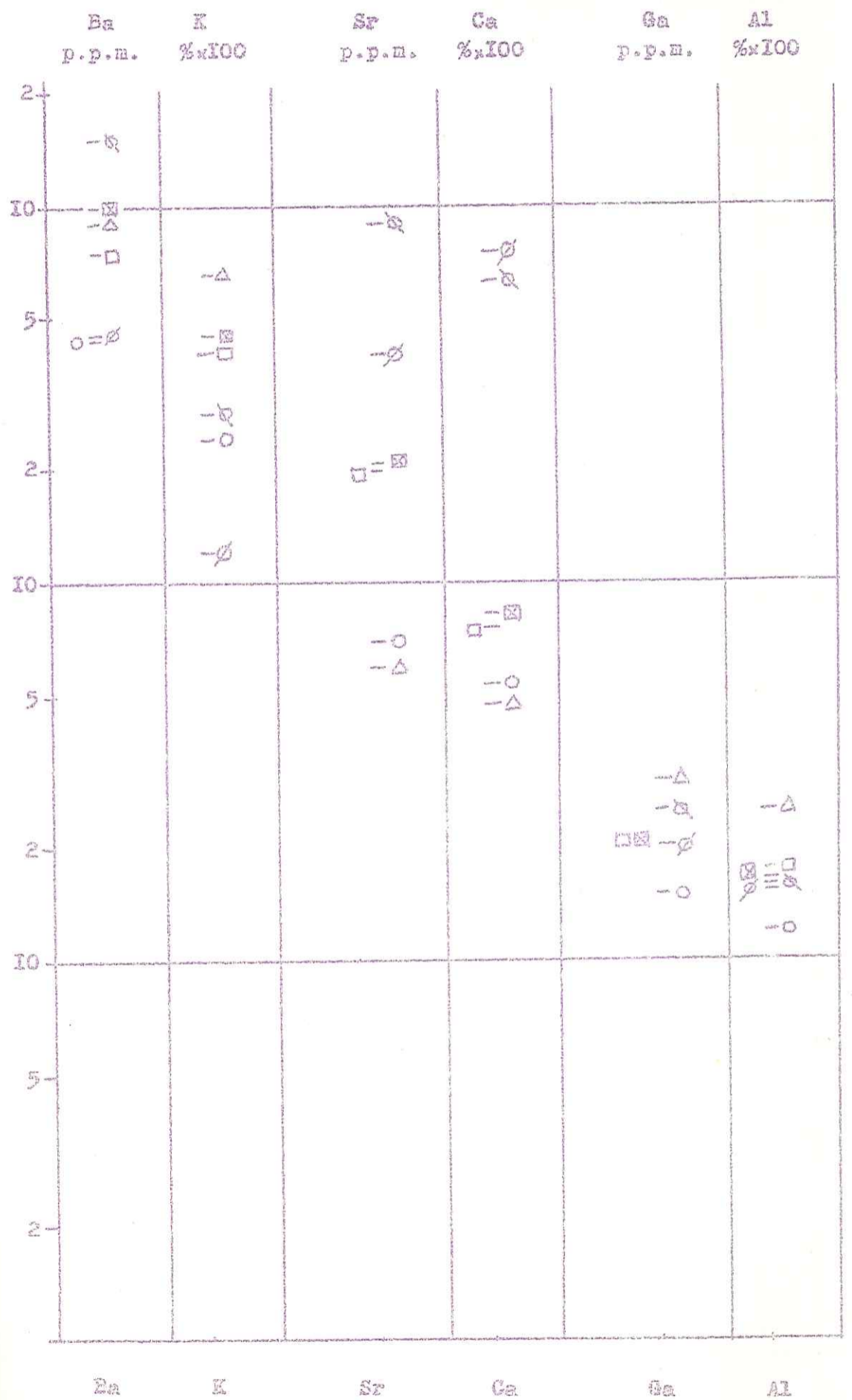
E 06:2 Fig. 19





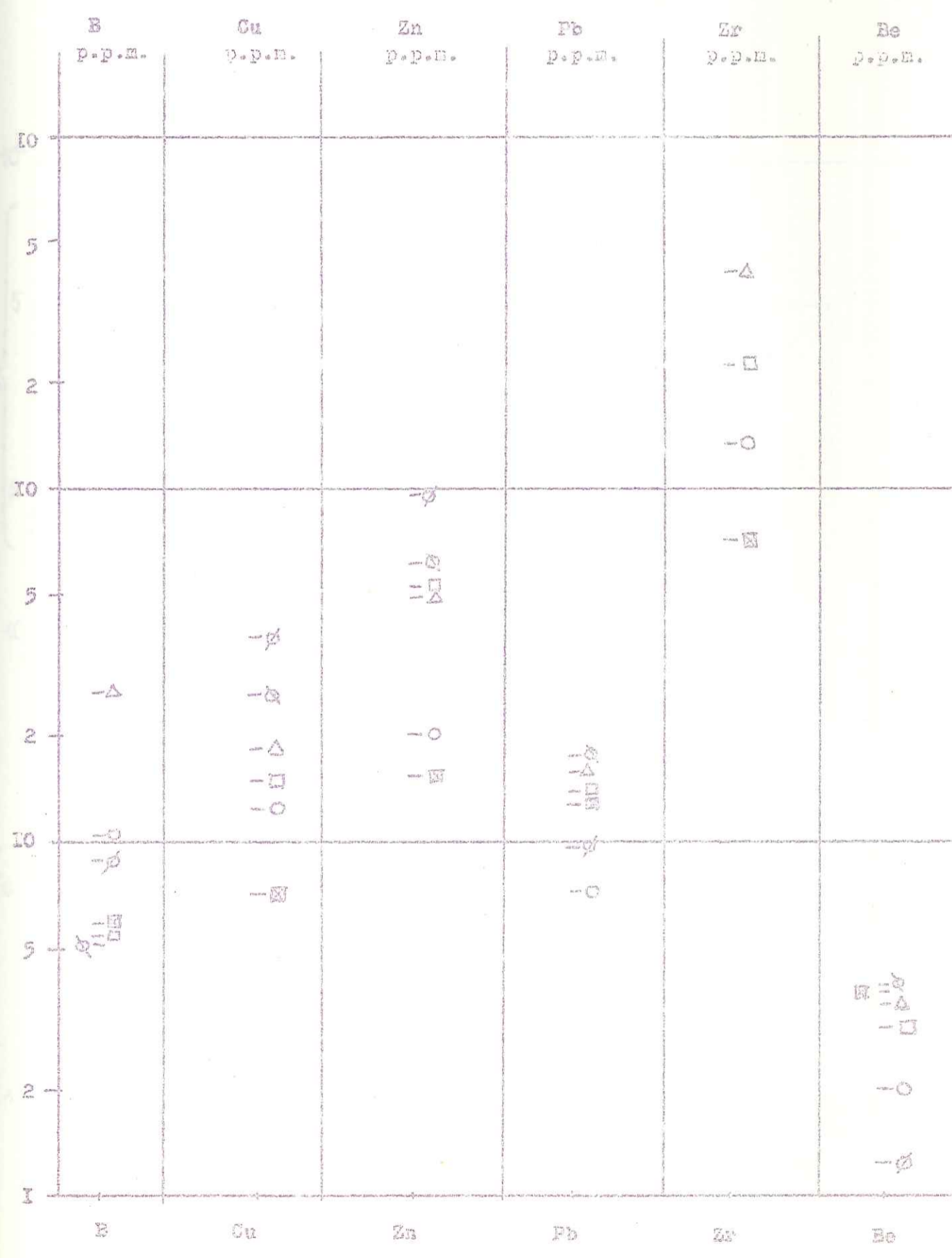
E T (II)

Fig. : 21

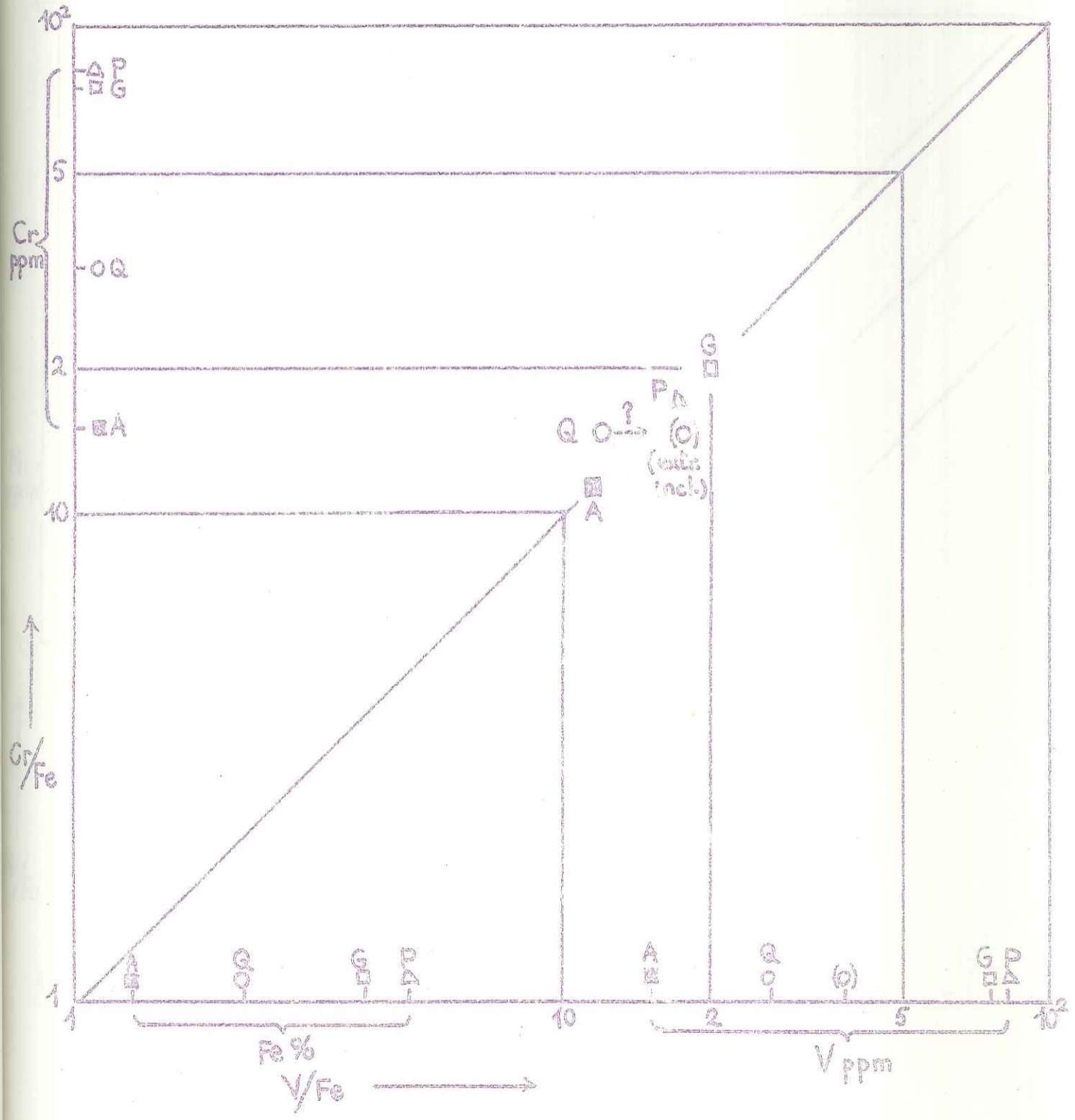


Legende: voir fig. 20

E. T. (III)
Fig.: 22

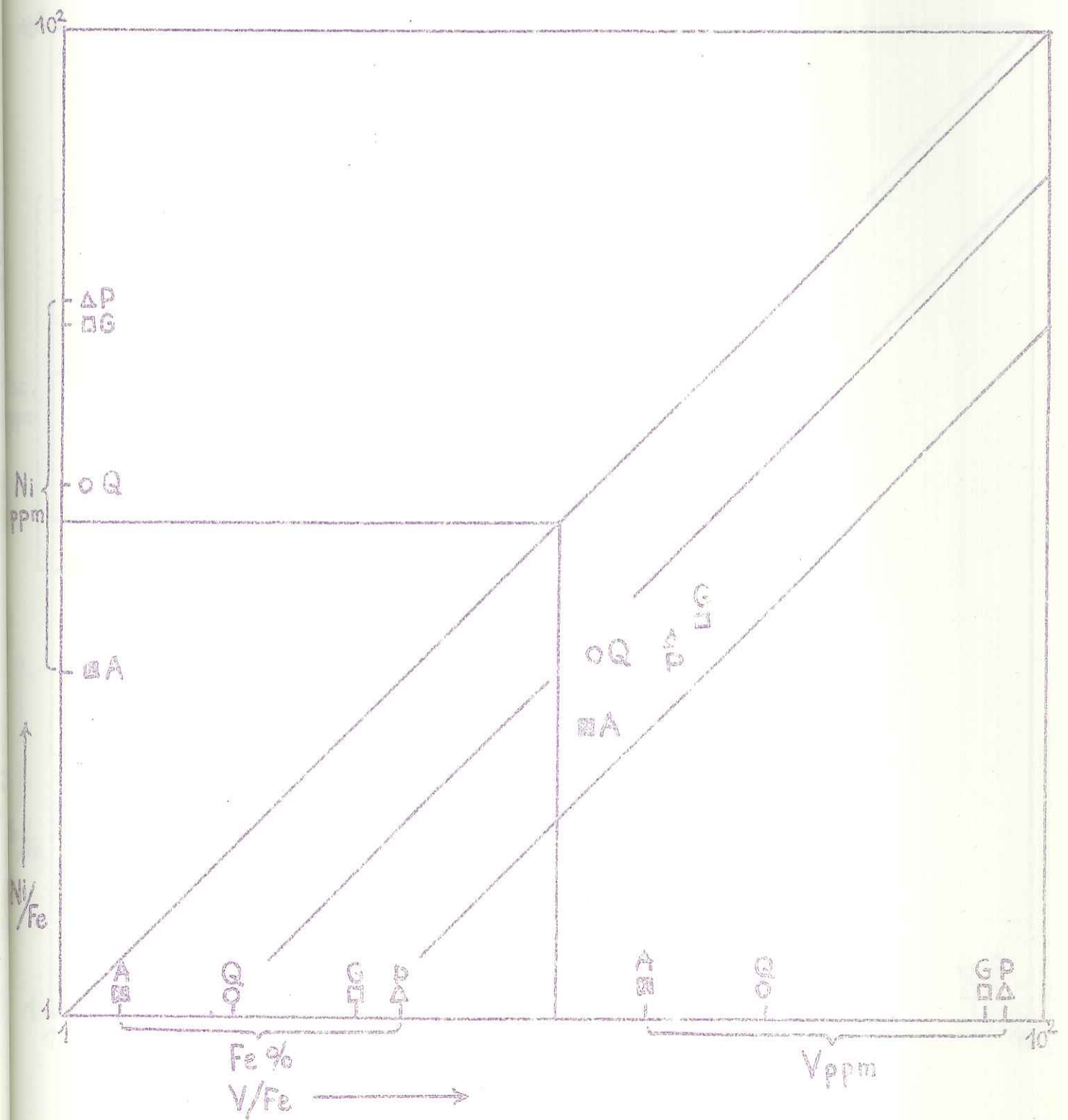


Cr/V, principal Fe
Fig. 24



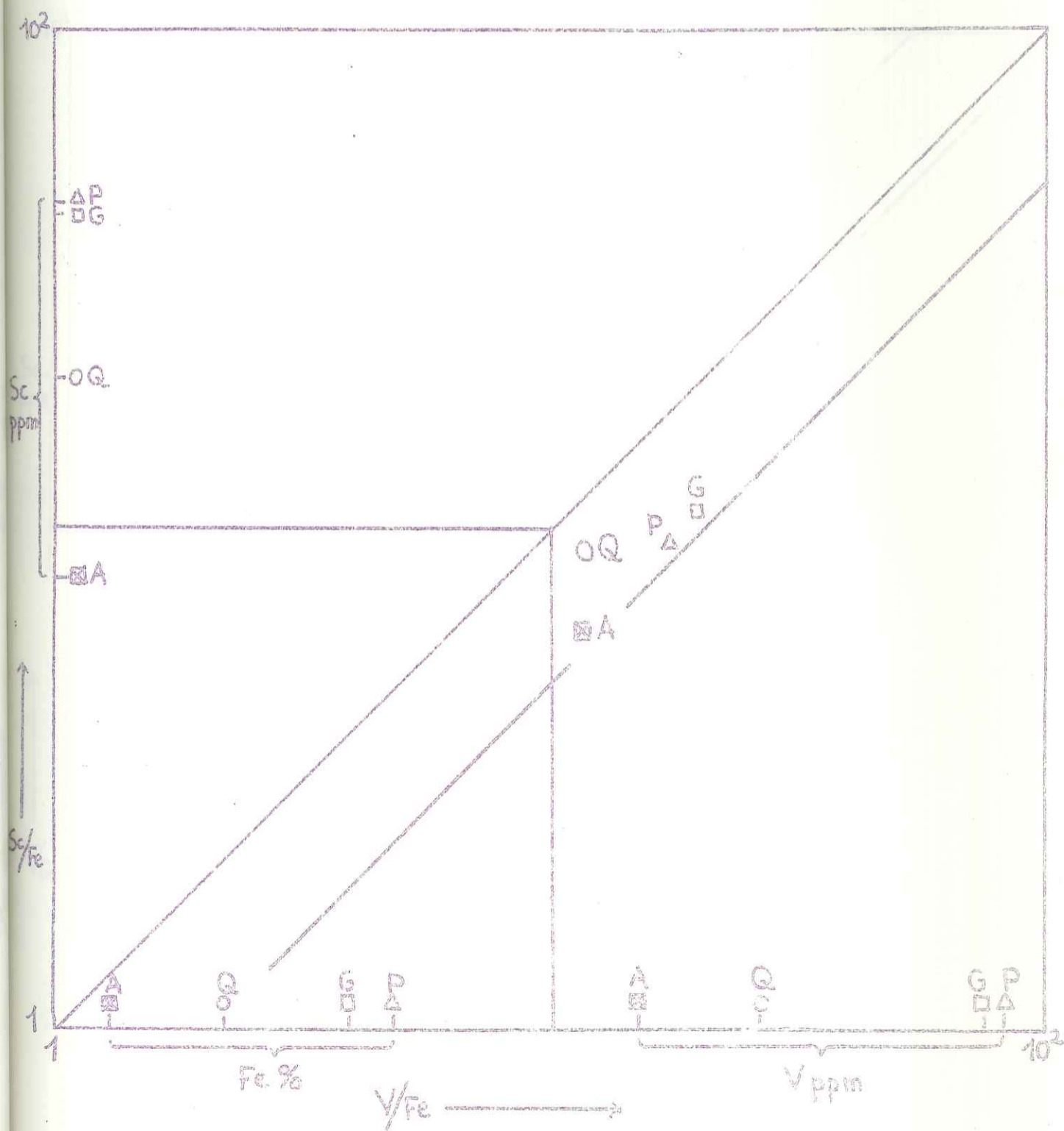
Ni/V, principal Fe

Fig. 25

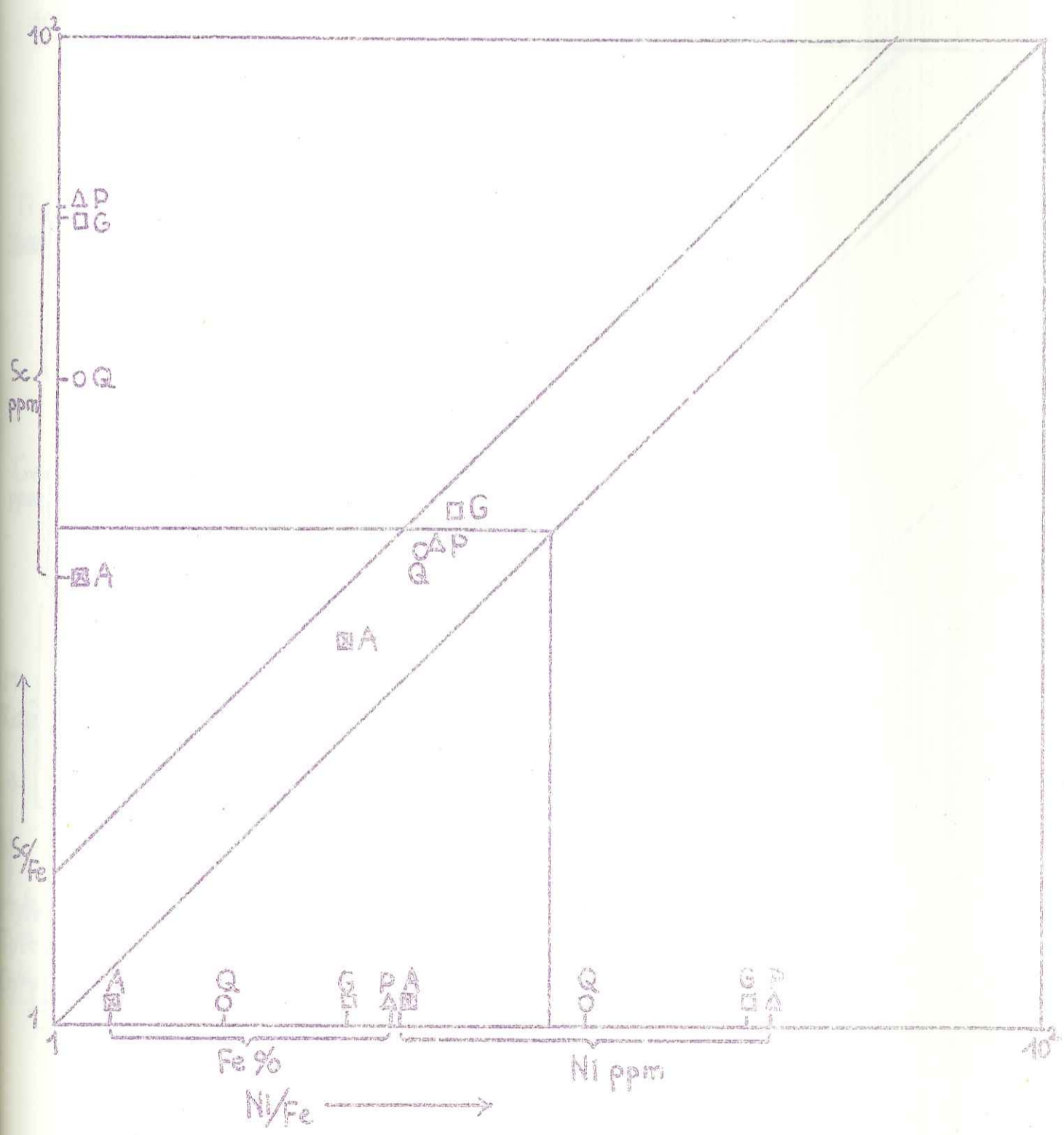


Sc/V, principal Fe

Fig. 26



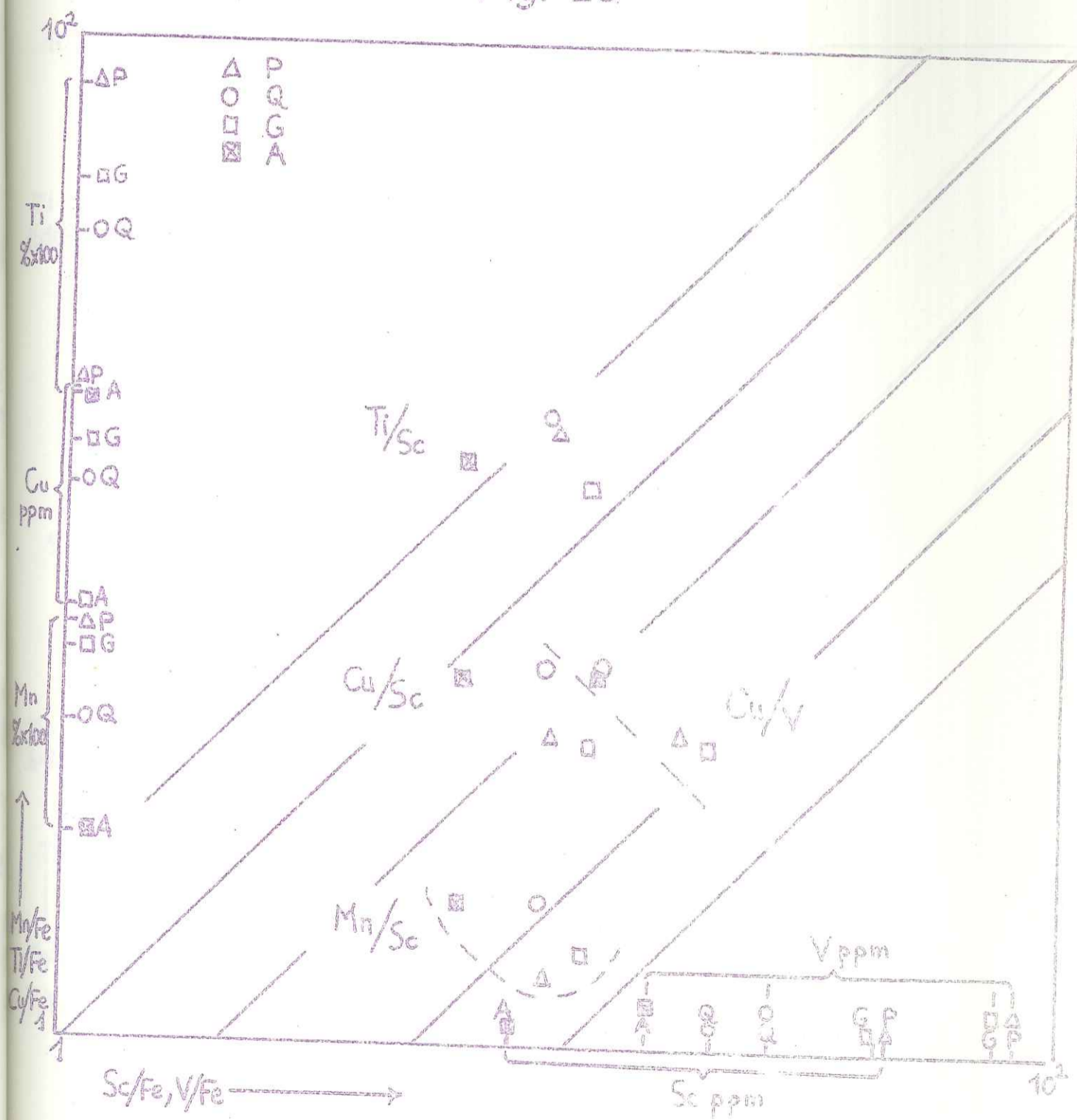
Sc/Ni, principal Fe
Fig. 27



Mn/Sc, Ti/Sc, Cu/Sc, Cu/V,

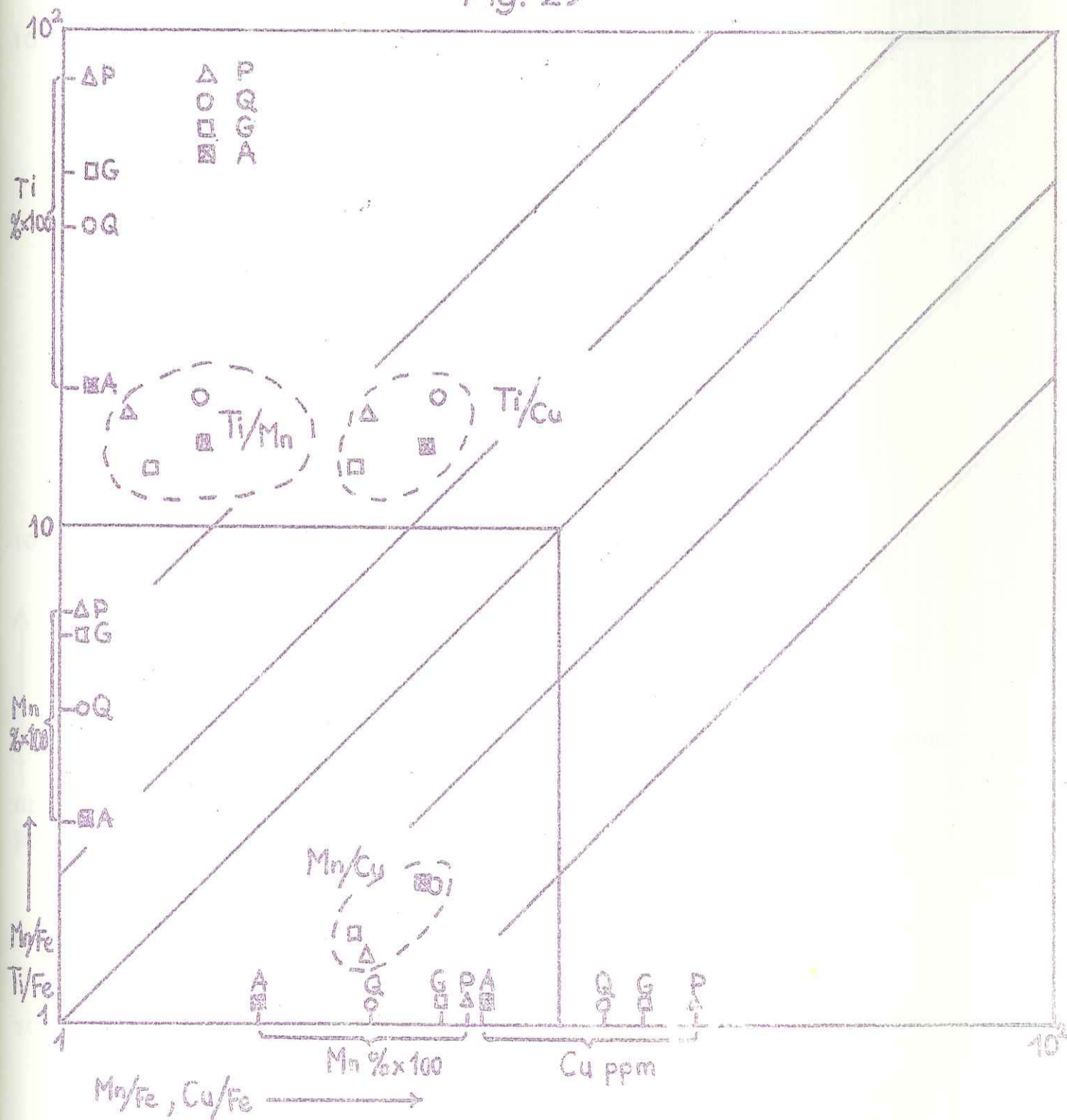
Principal Fe

Fig. 28

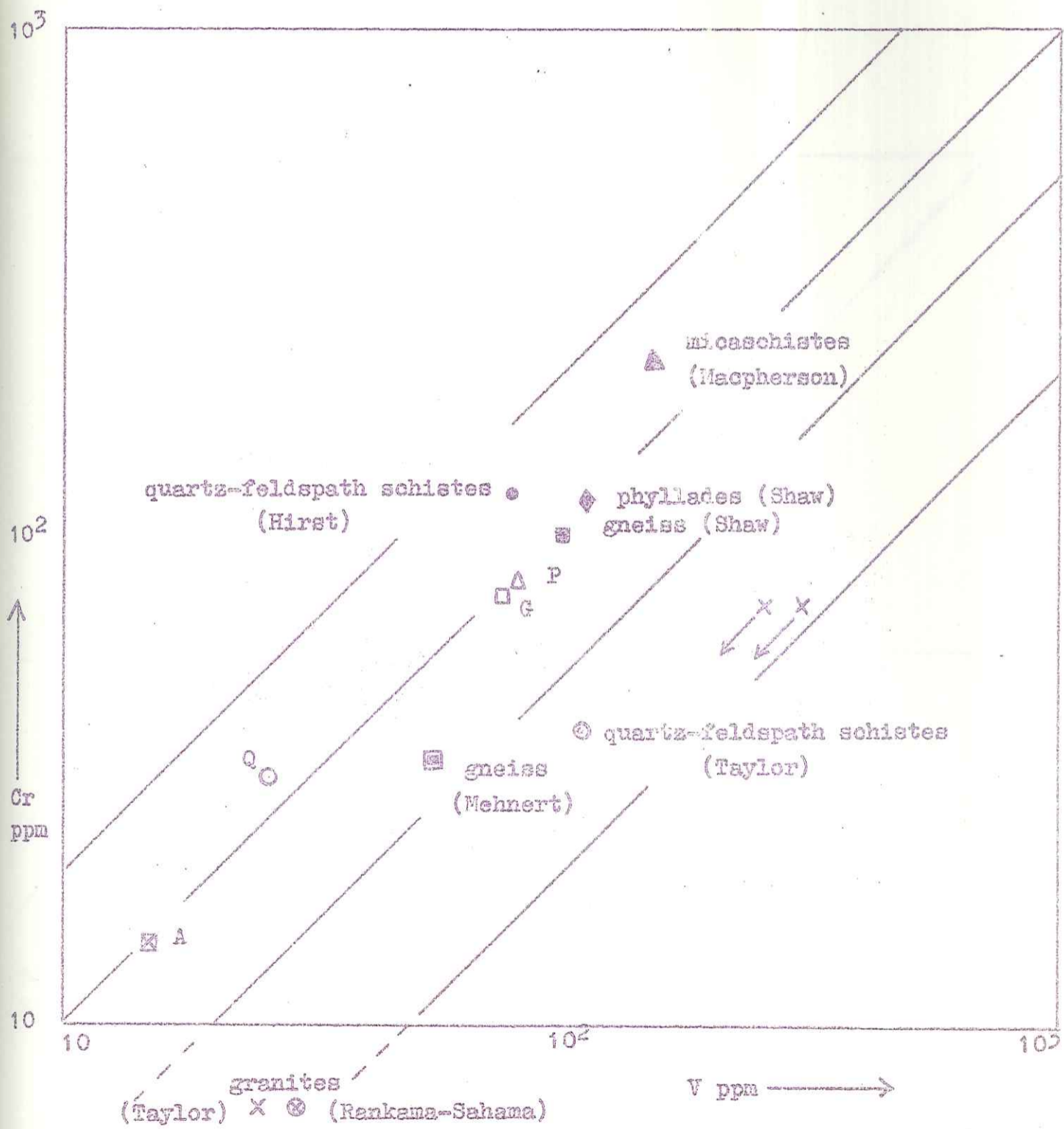


Ti/Mn, Mn/Cu,
Ti/Cu, Principal Fe

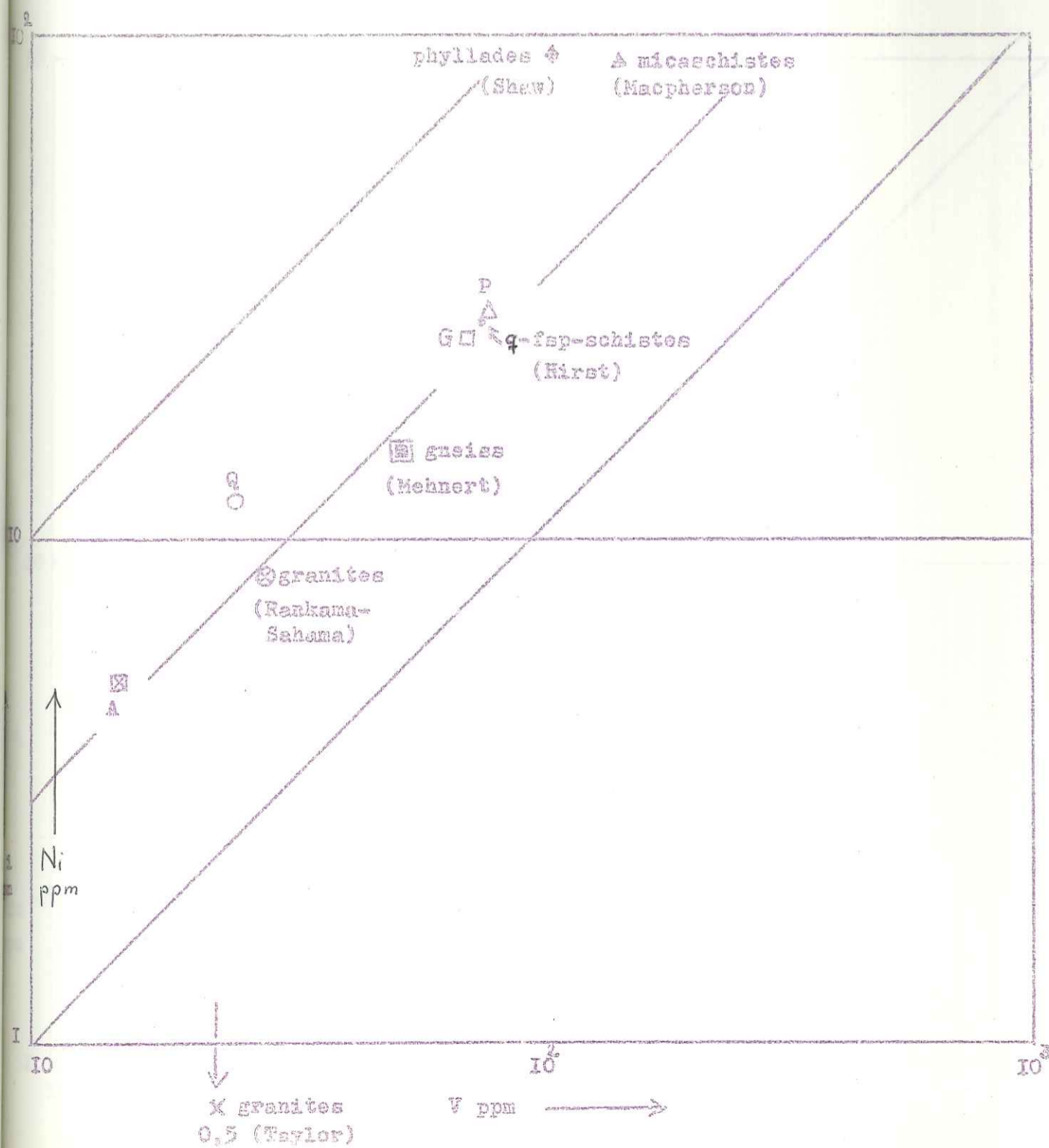
Fig. 29



Cr/V
Fig. 30

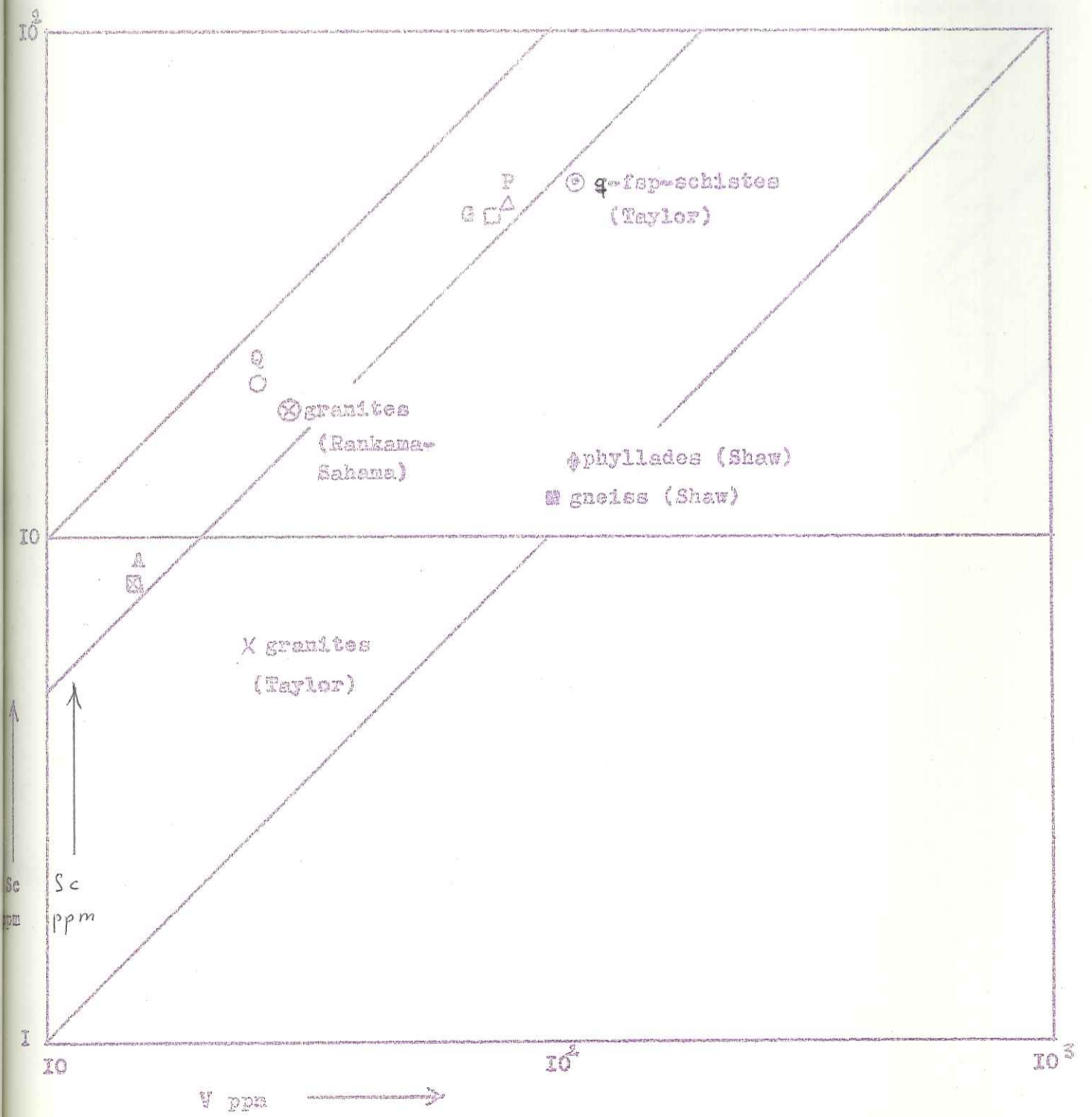


Ni / V
Fig. : 31



Sc / V

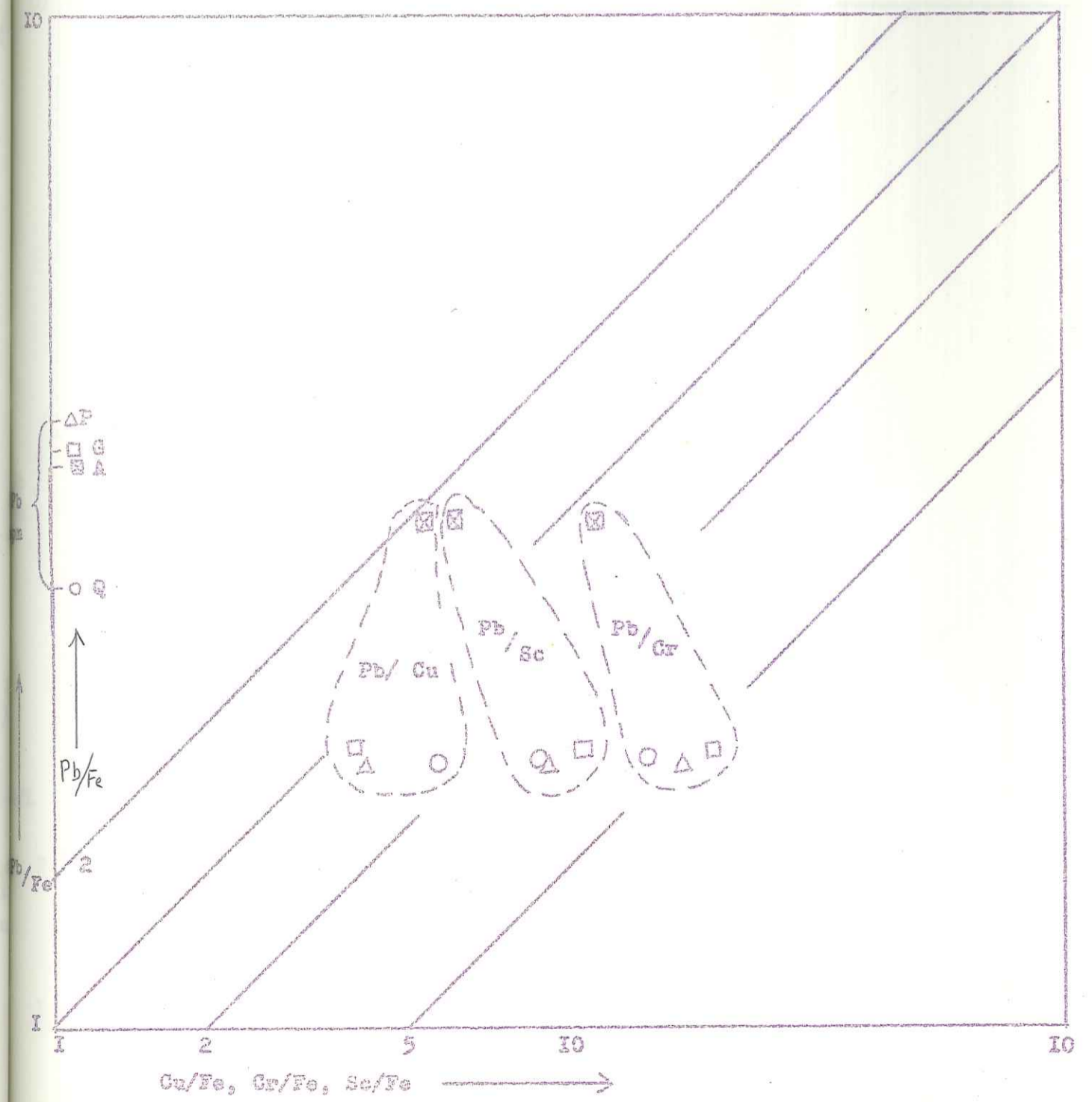
Fig.: 32



Pb/ Cu, Pb/ Cr, Pb/ Sc

Principala Fe

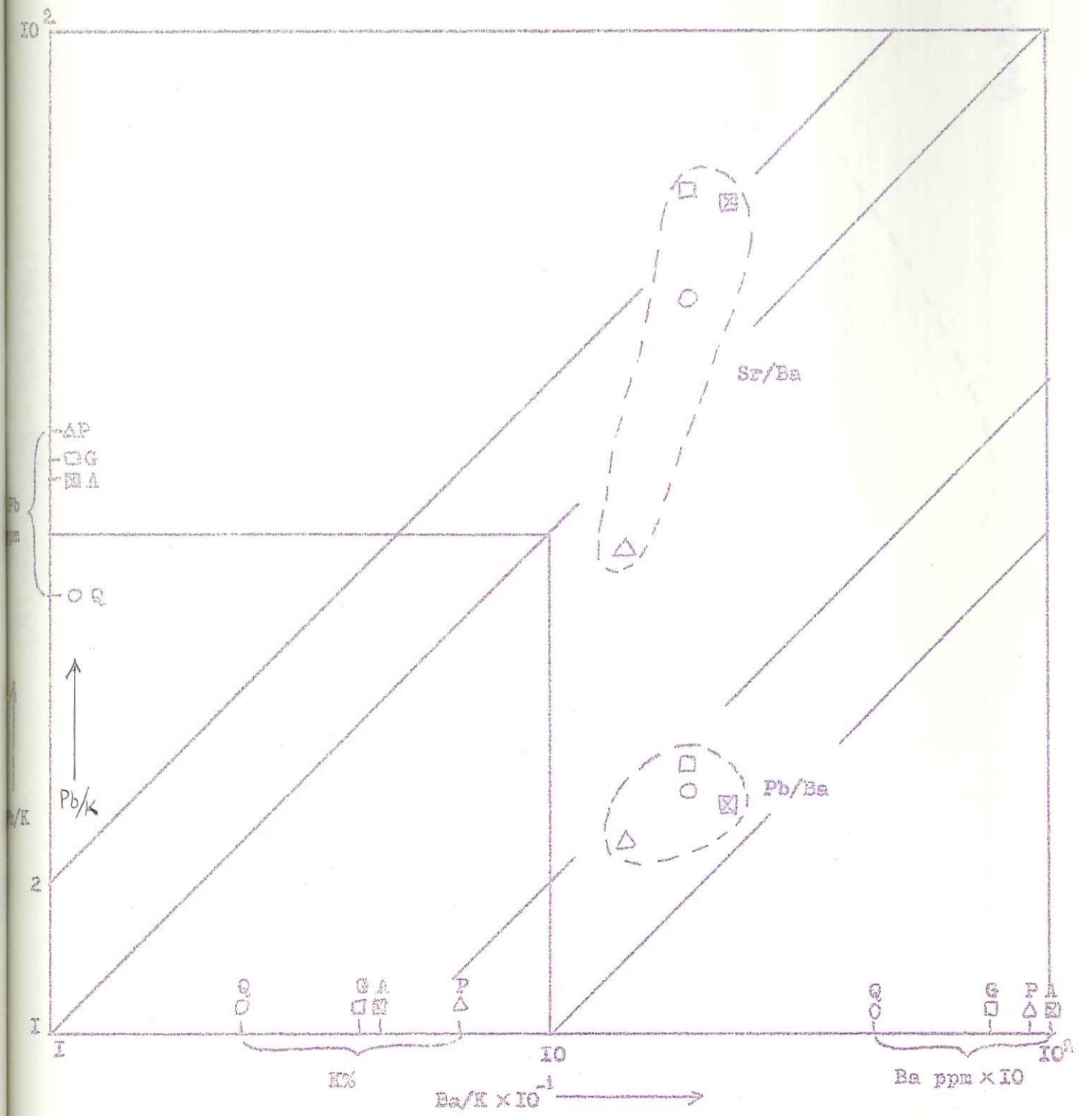
Fig.: 33



Pb/Ba, Sr/Ba

Principal K

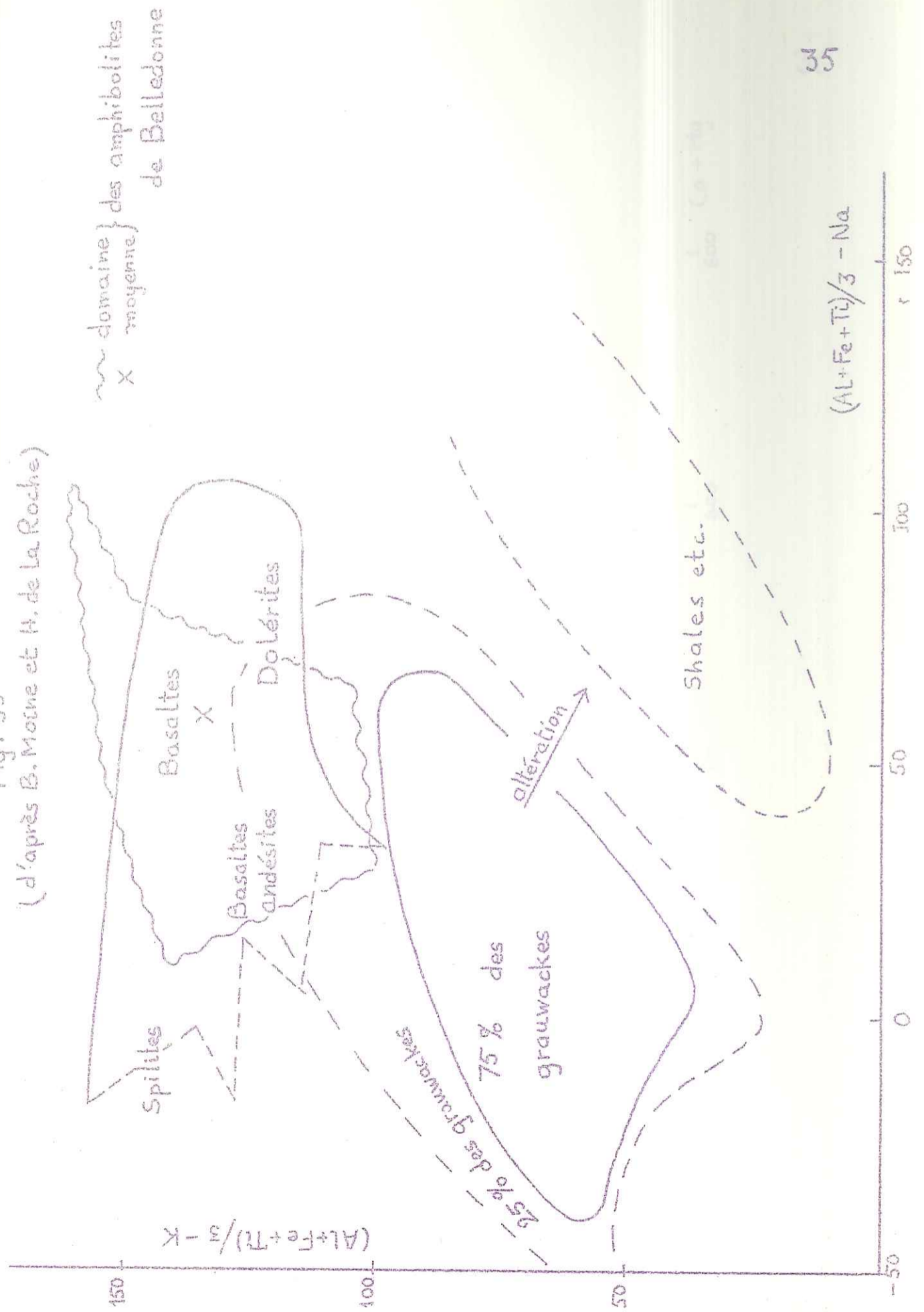
Fig. 34



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

Fig. 35

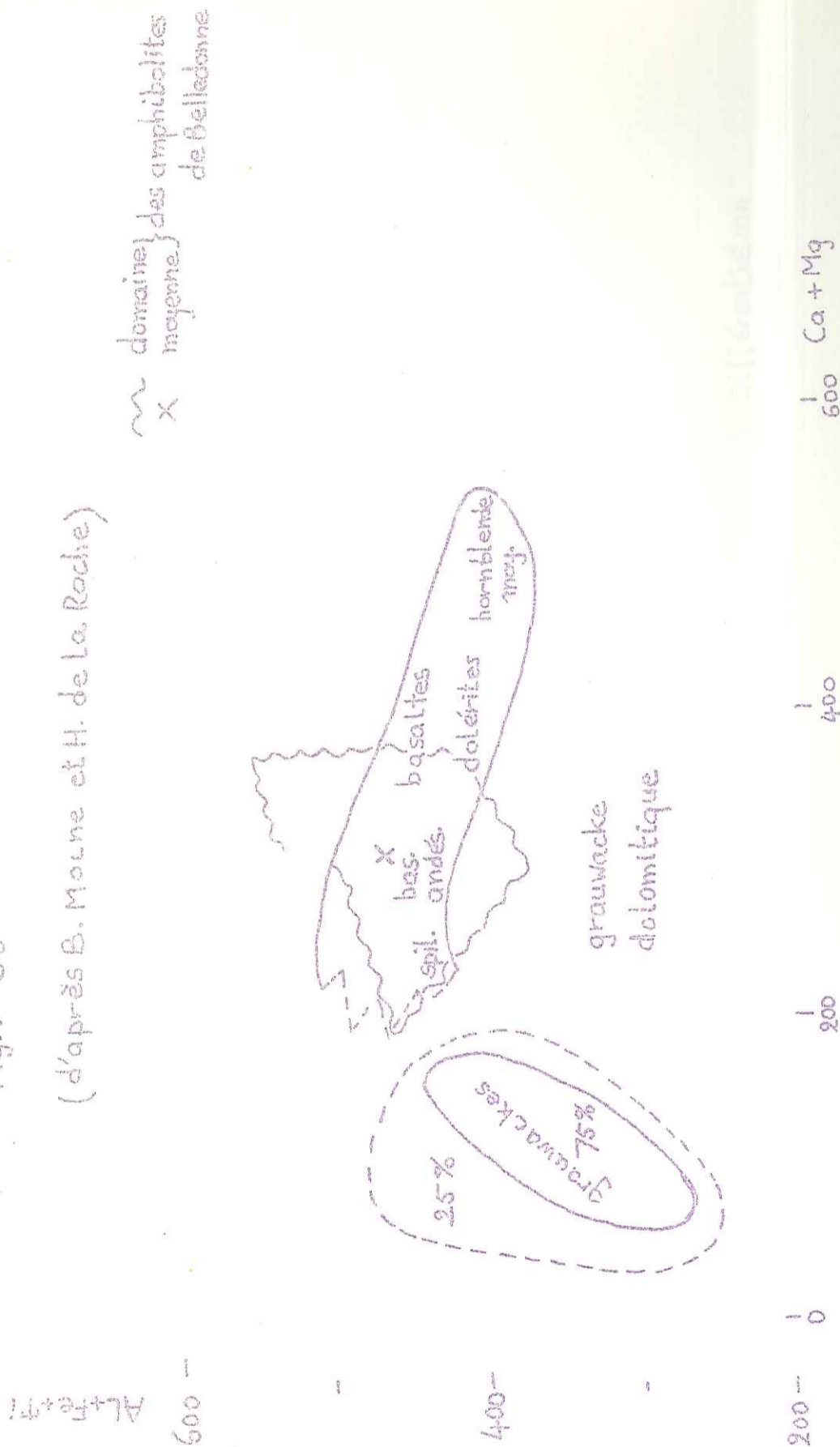
(d'après B. Motne et H. de La Roche)



(Al+Fe+Ti), (Ca, Mg)

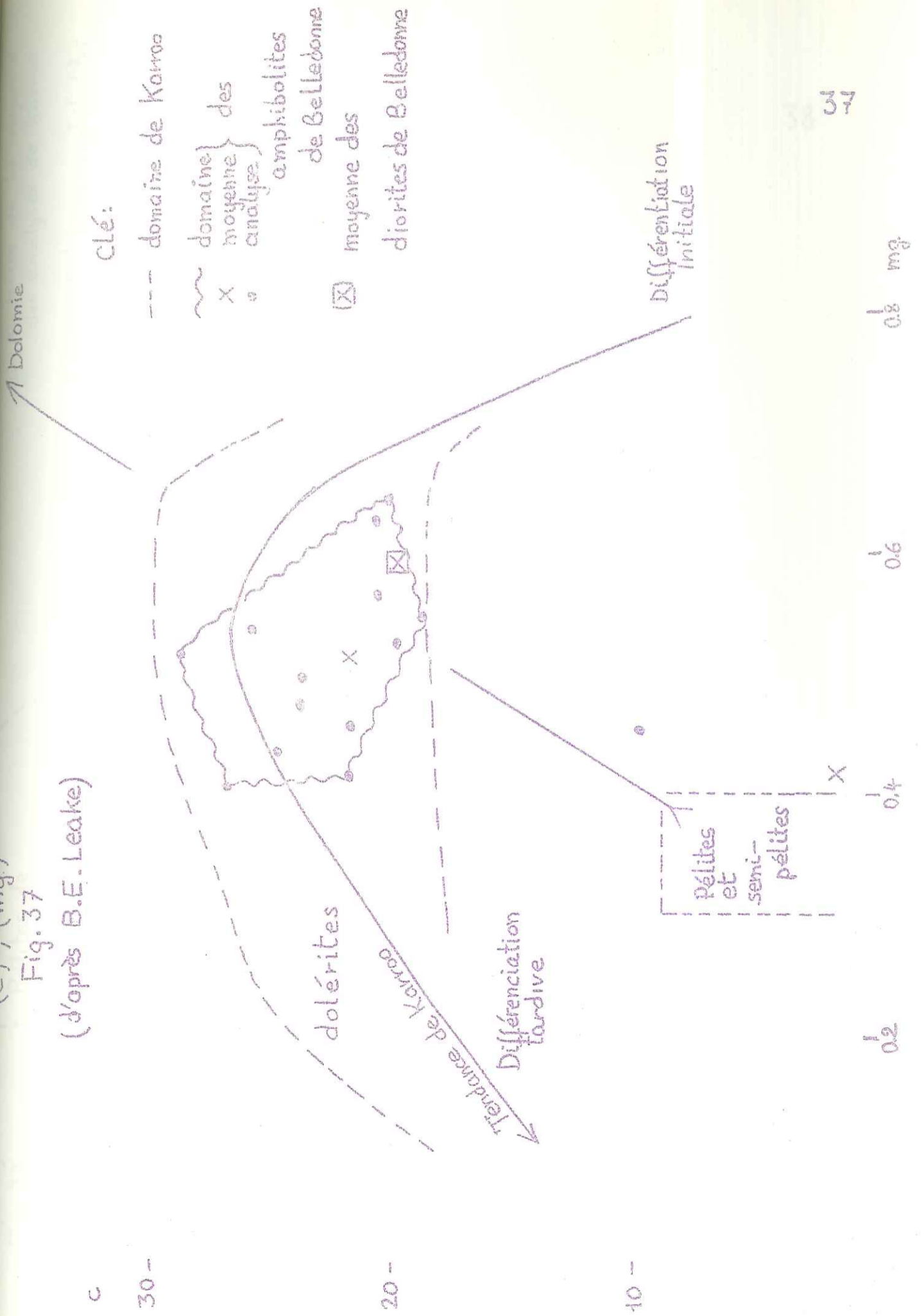
Fig. 36

(d'après B. Moine et H. de la Roche)



(c) / (mg)

Fig. 37
(d'après B.E. Leake)



(K), (mg)

Fig. 38
(d'après B.E. Leake)

K

0.6 -

Pétites de
Lillefont et
Conneinara

domaine de la majorité
des analyses de Karroo

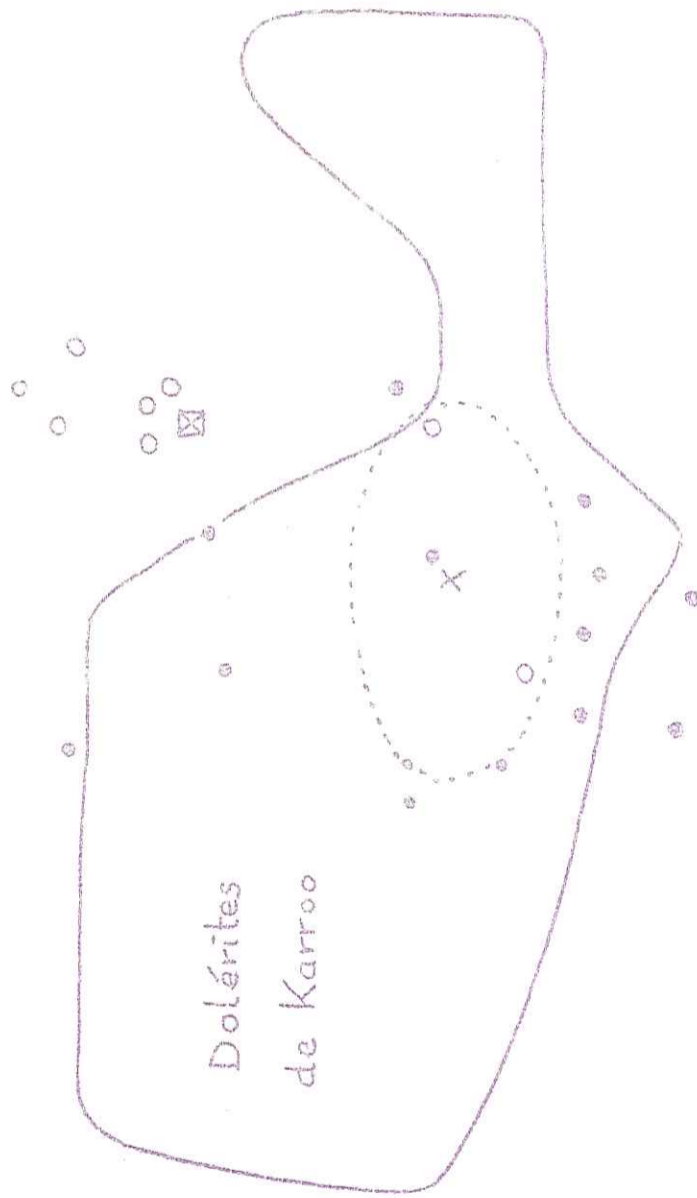
X ● } des amphibolites

⊠ ○ } des diorites

de Belledonne

0.4

0.2 -



(Ni) , (mg) et (Cr) , (mg)

Fig.: 39

(d'après P.C. van de Kamp)

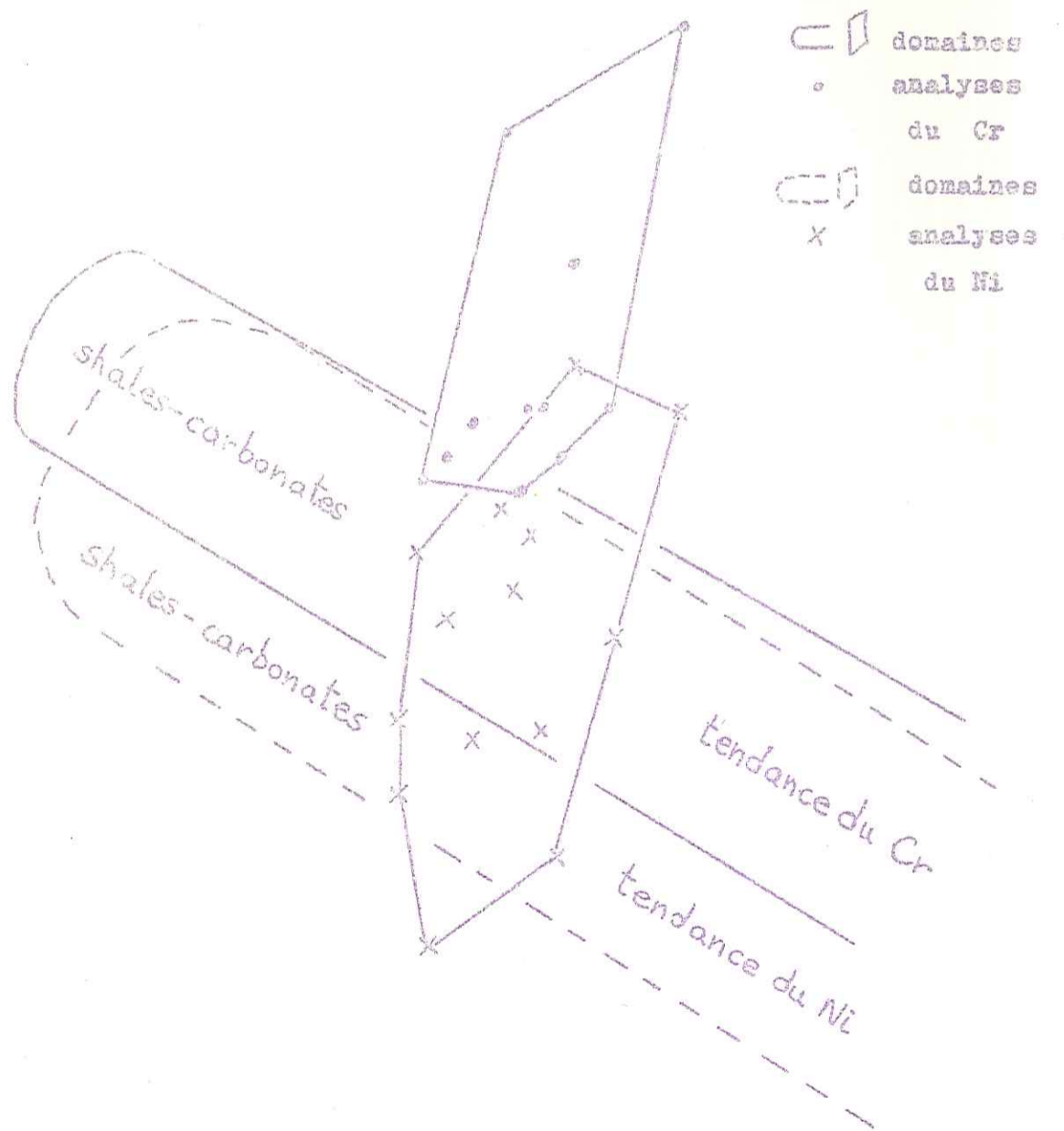
Cr
ppm
10³ —

10² —

10 —

1

0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0.7 mg. de Niggl



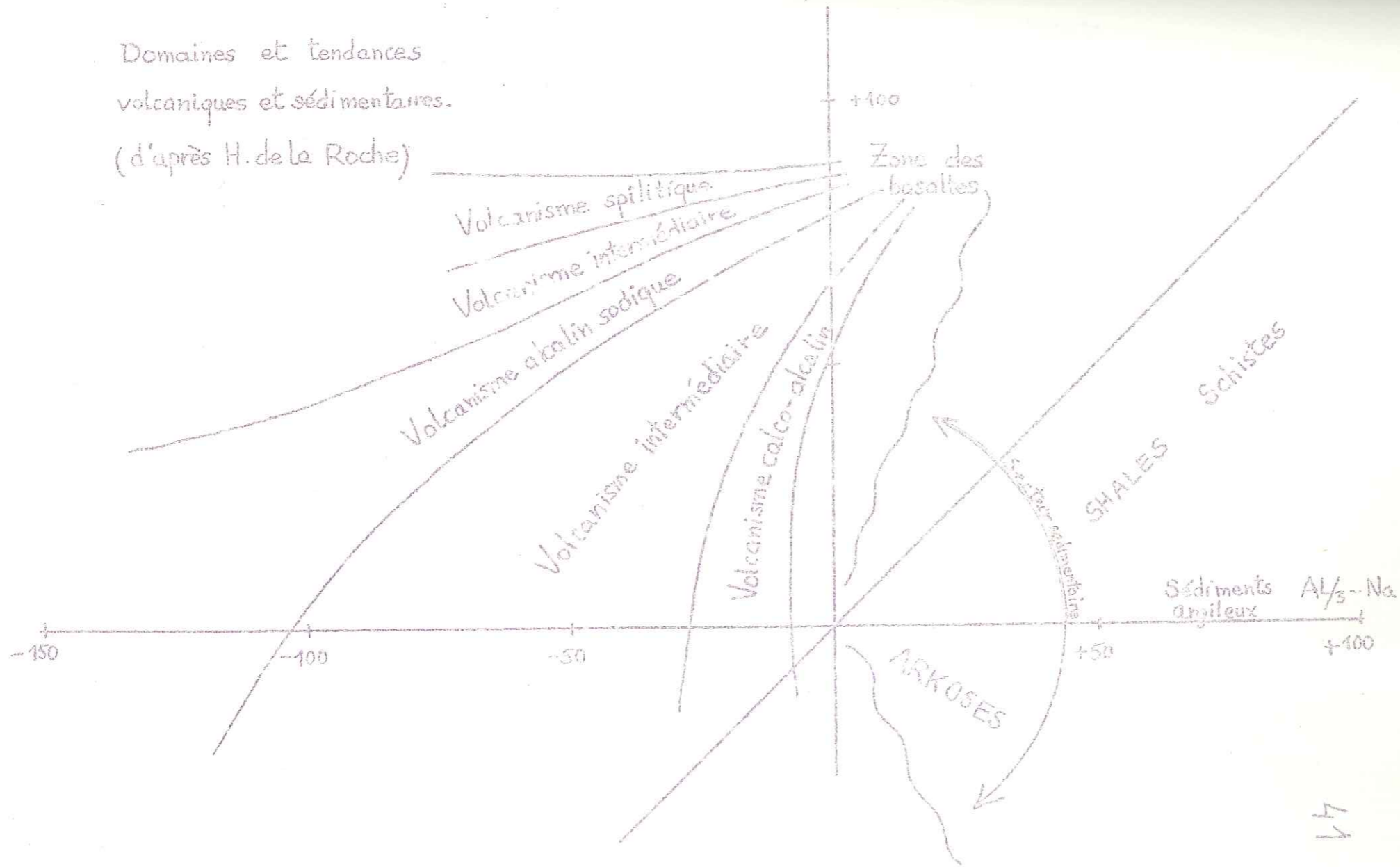
PAR 01:5

Fig. 41

Al_3-K

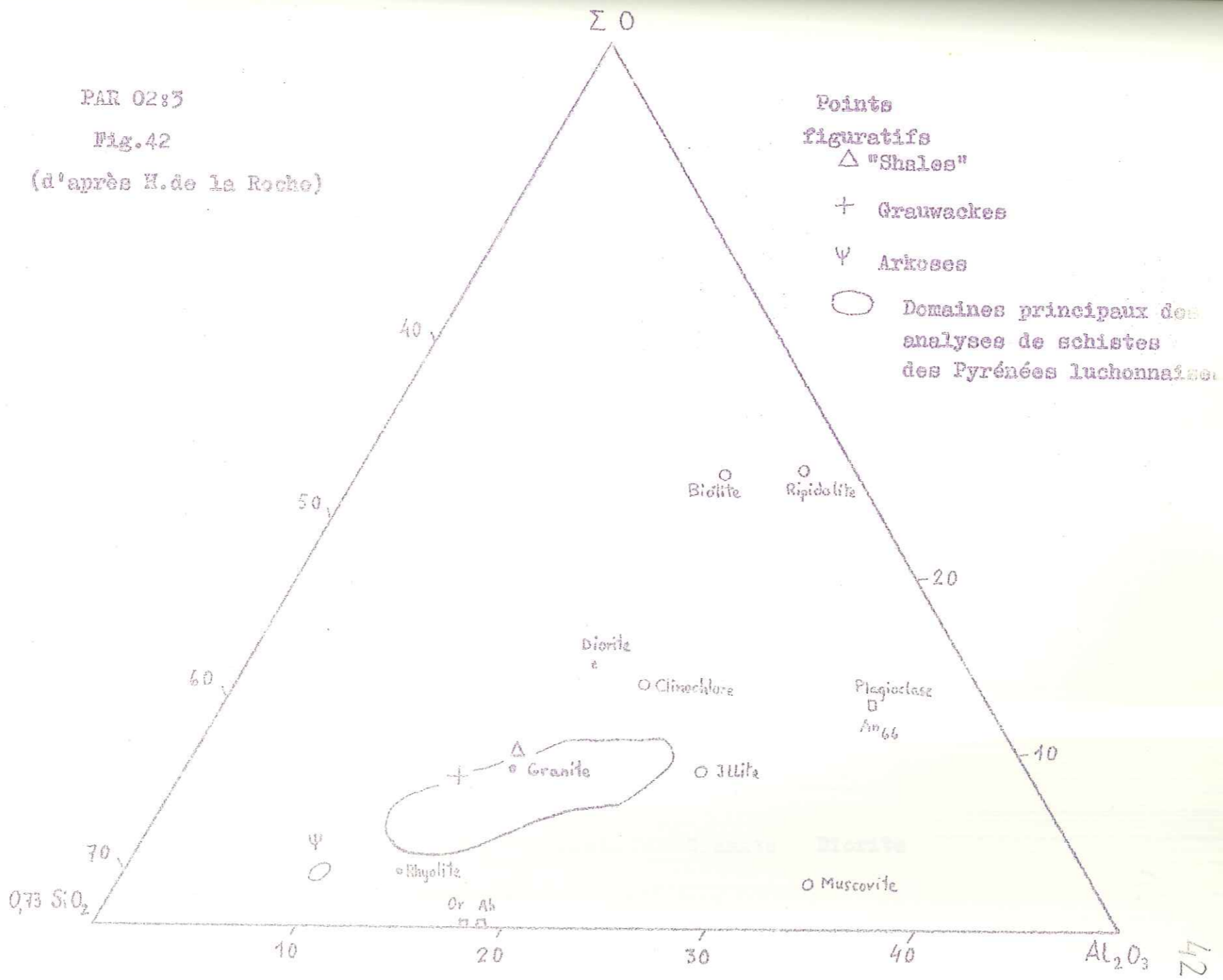
Domaines et tendances
volcaniques et sédimentaires.

(d'après H. de la Roche)



7

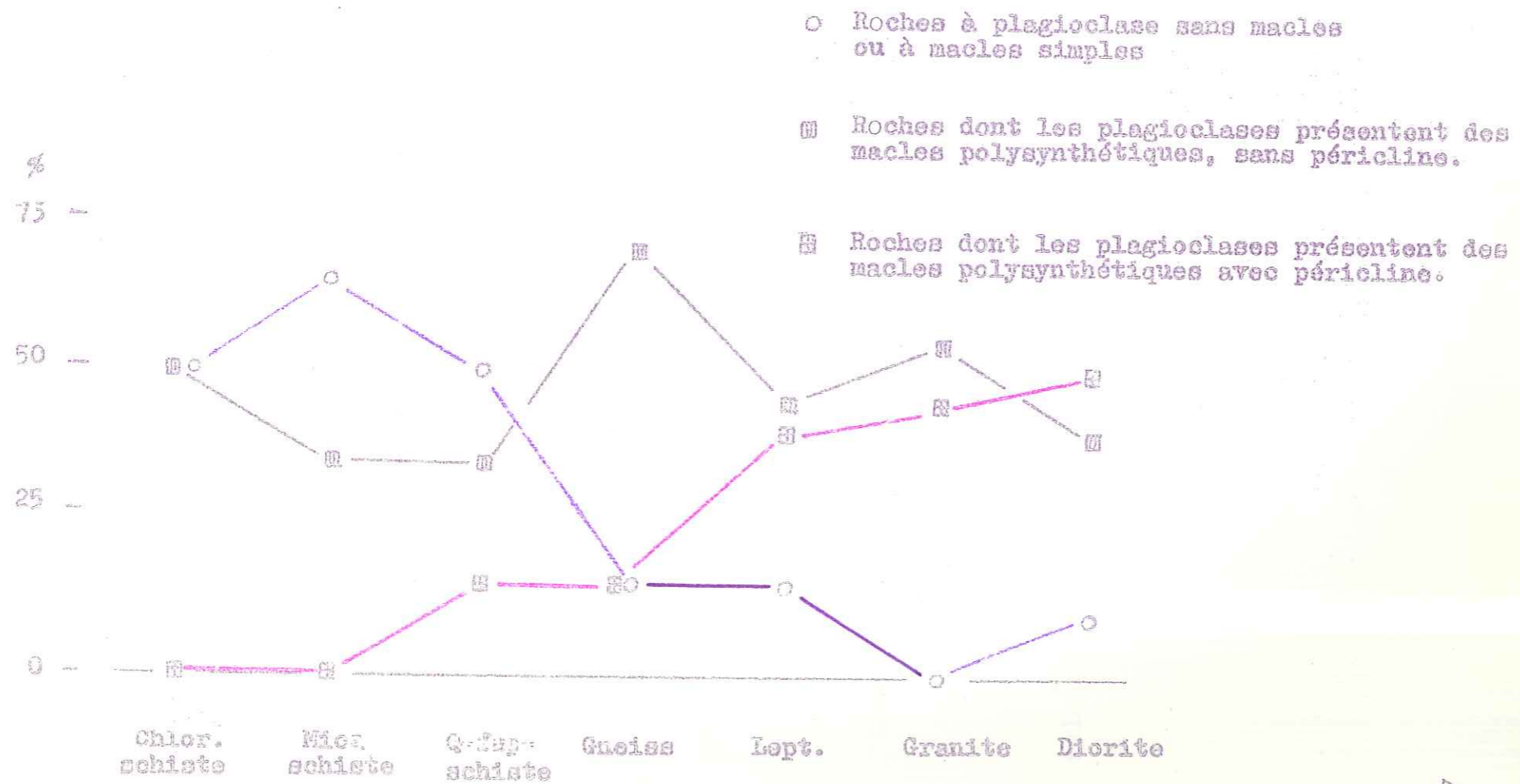
PAR 02:3
Fig.42
(d'après H. de la Roche)



FREQUENCE RELATIVE DES MACLES

Groupement pétrographique

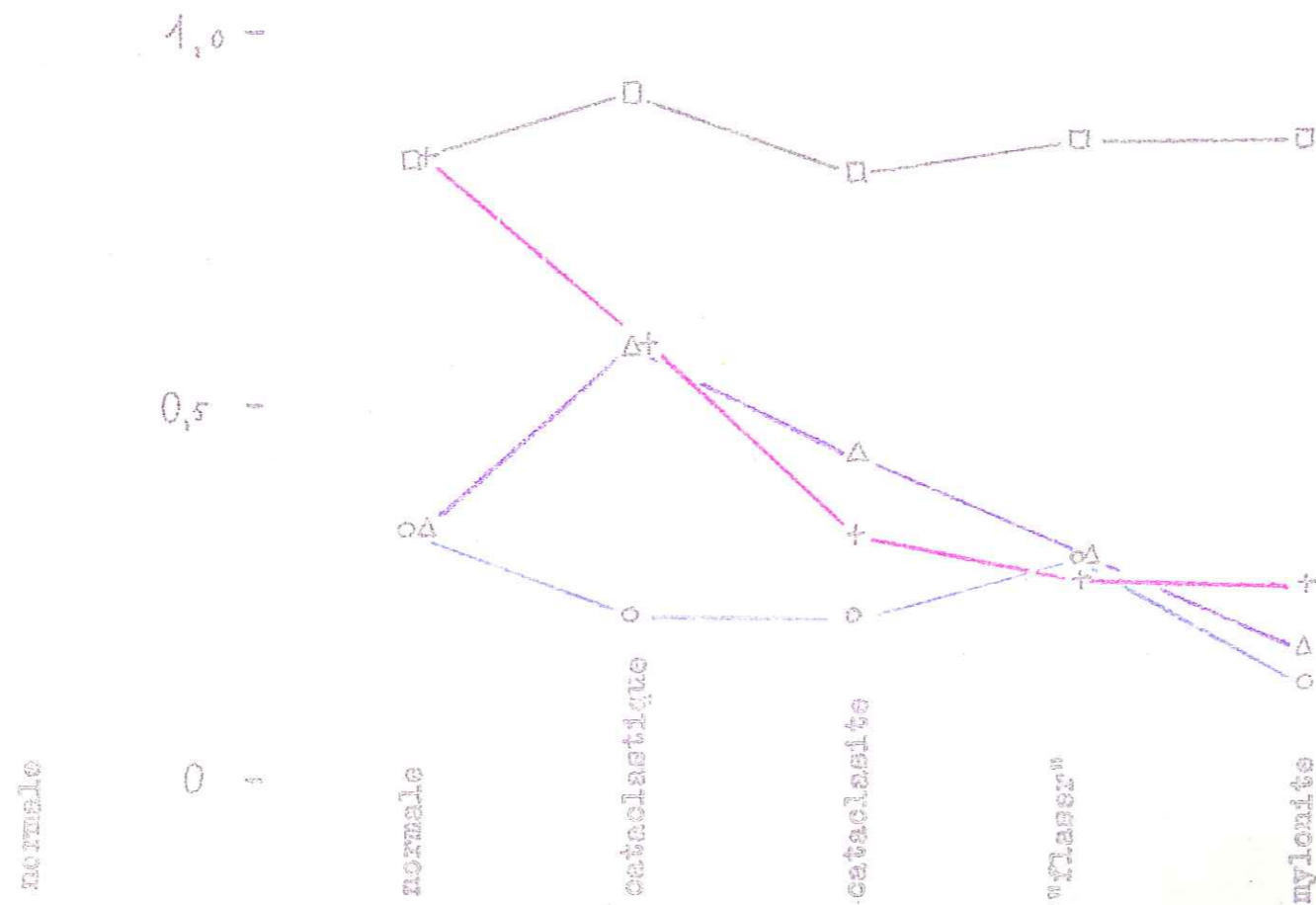
Fig. 43



FREQUENCE RELATIVE DES MACLES
 DANS LES ROCHES GNEISSIQUES ET GRANITIQUES
 Groupement par degré de cataclase

Fig.44

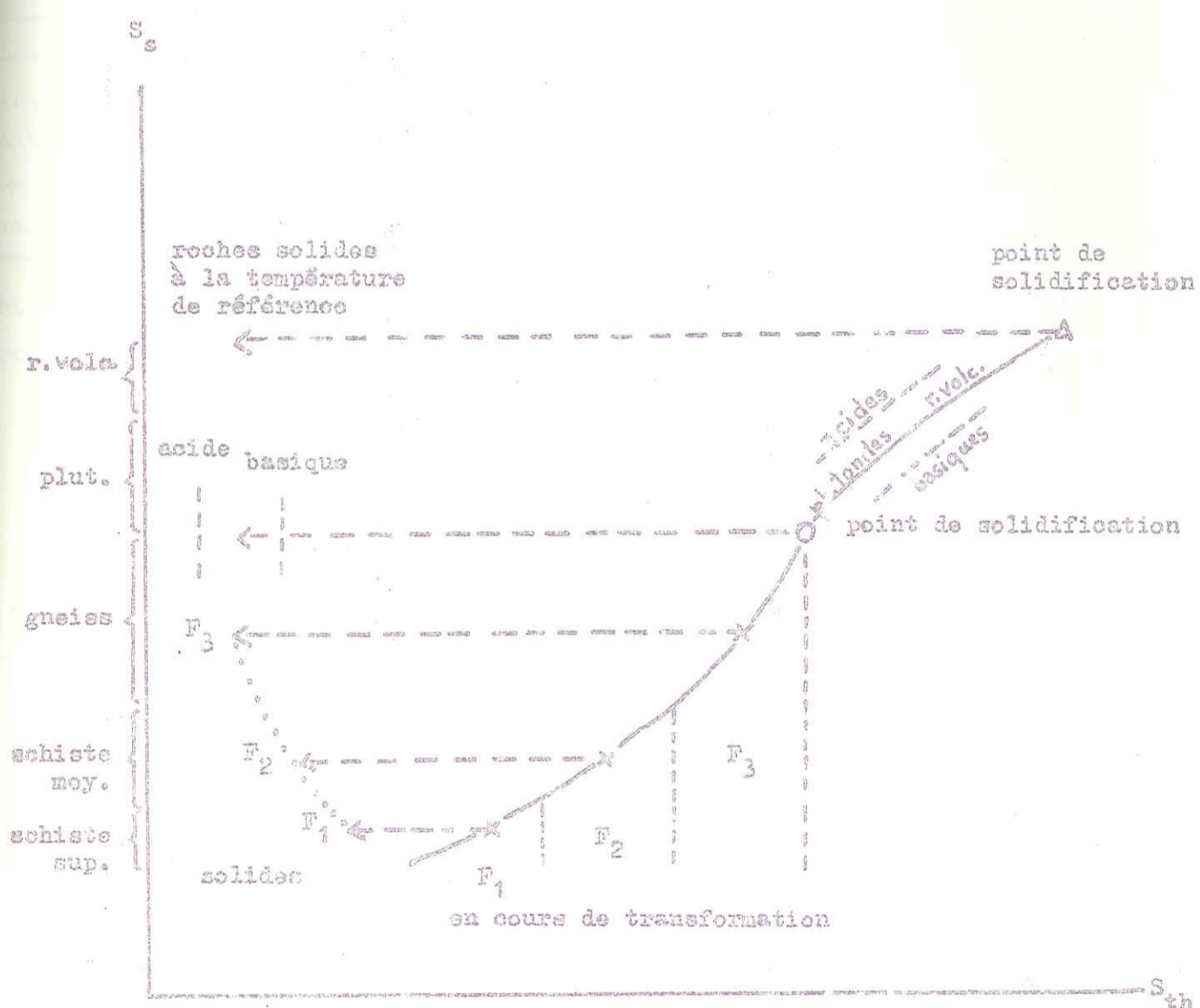
fréquence relative



Macles: □ polysynthétiques normales, en général de type albite, exceptionnellement de type péricline.
 ○ " diffuses " "
 △ " fragmentaires " "
 + combinaison de type albite et type péricline

Etats entropiques des roches

Fig. 45



Degrés de métamorphisme: $F_1 < F_2 < F_3$

x = schistes de différents degrés métamorphiques
 o = plutonite
 Δ = roche volcanique

\leftarrow - - - - refroidissement
 effet final du métamorphisme régional

S_c = état de configuration S_{th} = état thermique

ZONES

Fig.: 46

46

- Limite de la couverture secondaire
- " - zonale (contact)
- " - " - approximative
- " - " - interne dans zone
- //// roches basiques en forte proportion
- ++ zone de granite
- Z.m. - - médiane
- - latérale
- S.M. Synclinal médian
- ooo Conglomérat

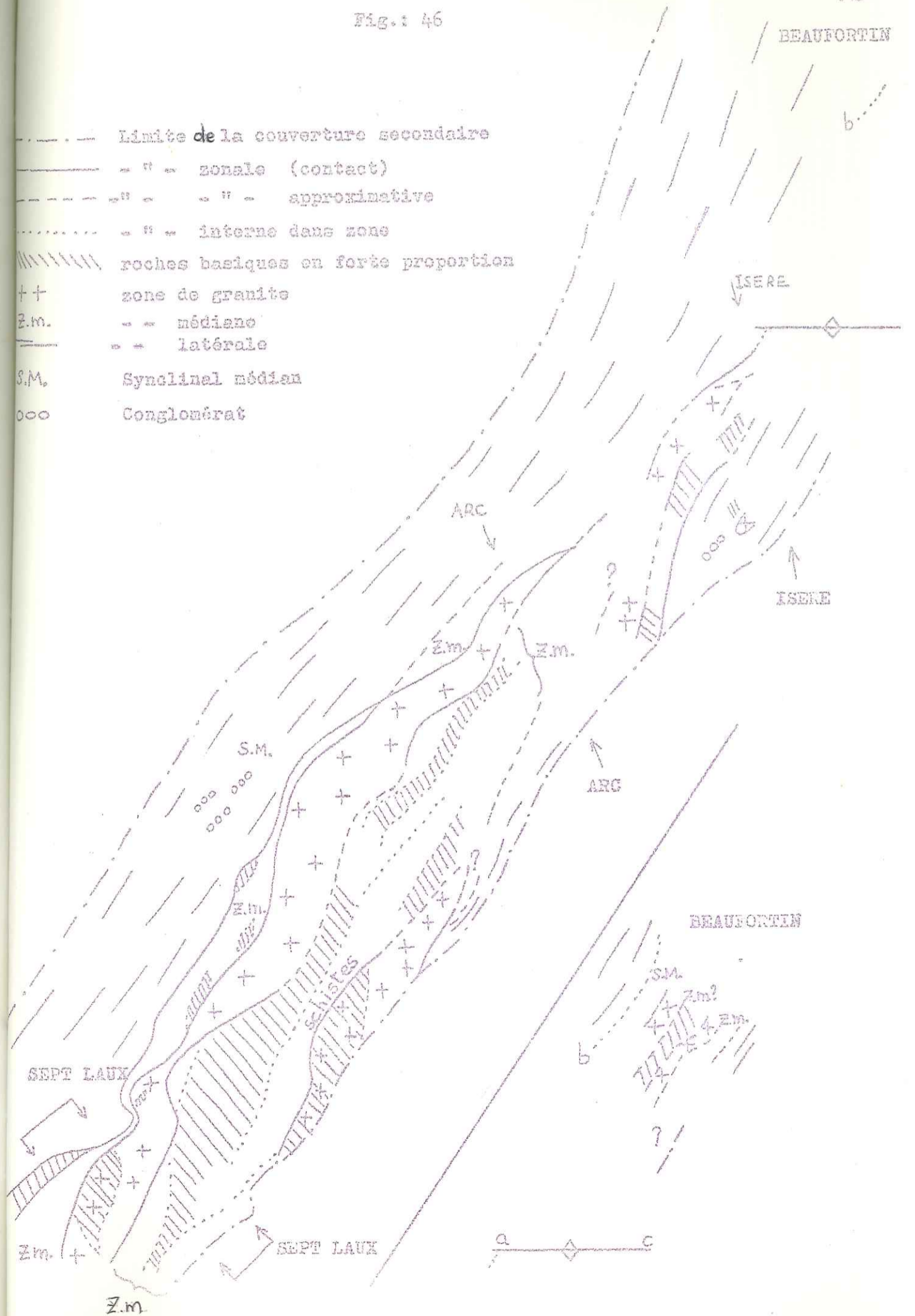
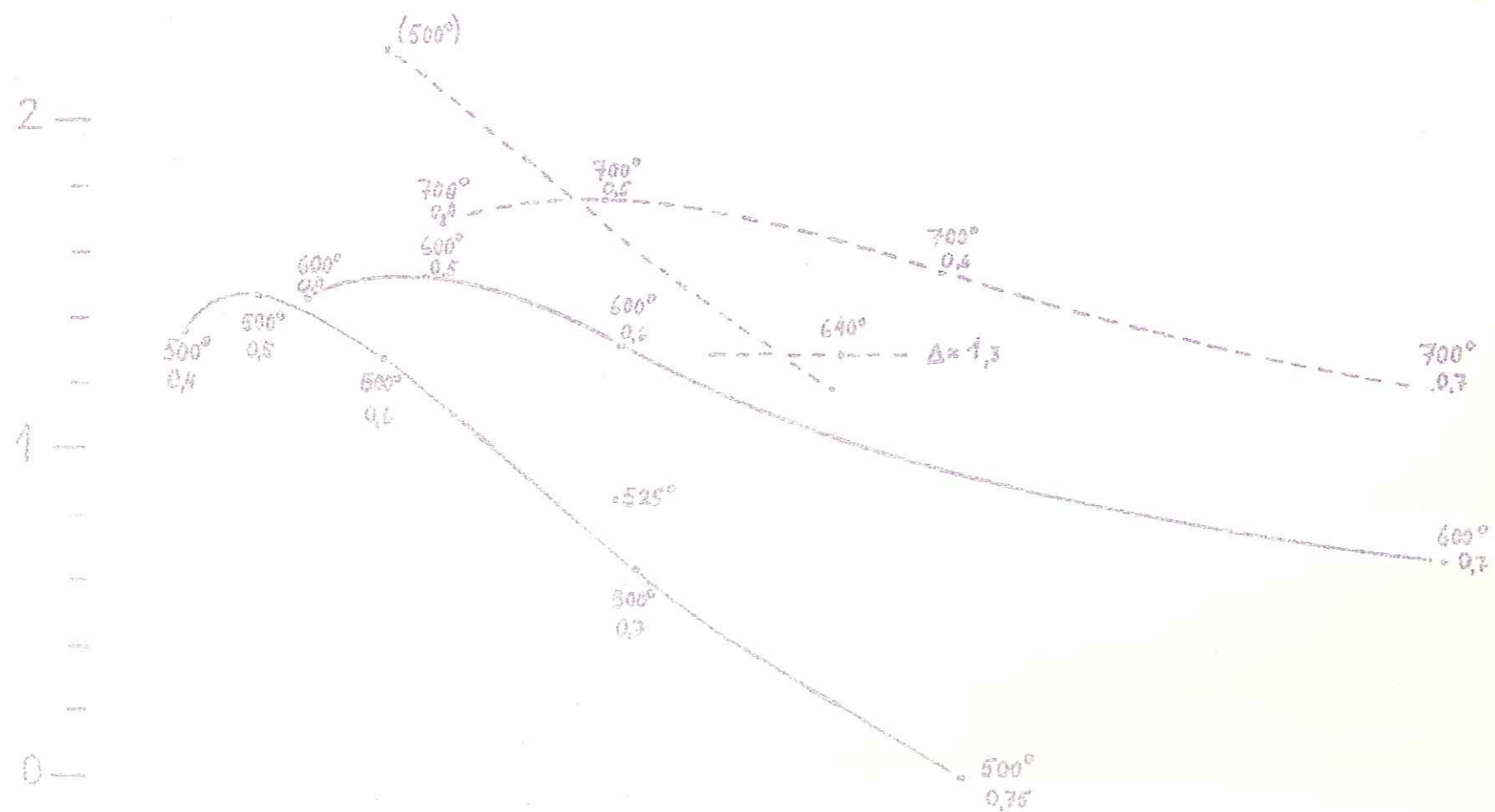


DIAGRAMME P1

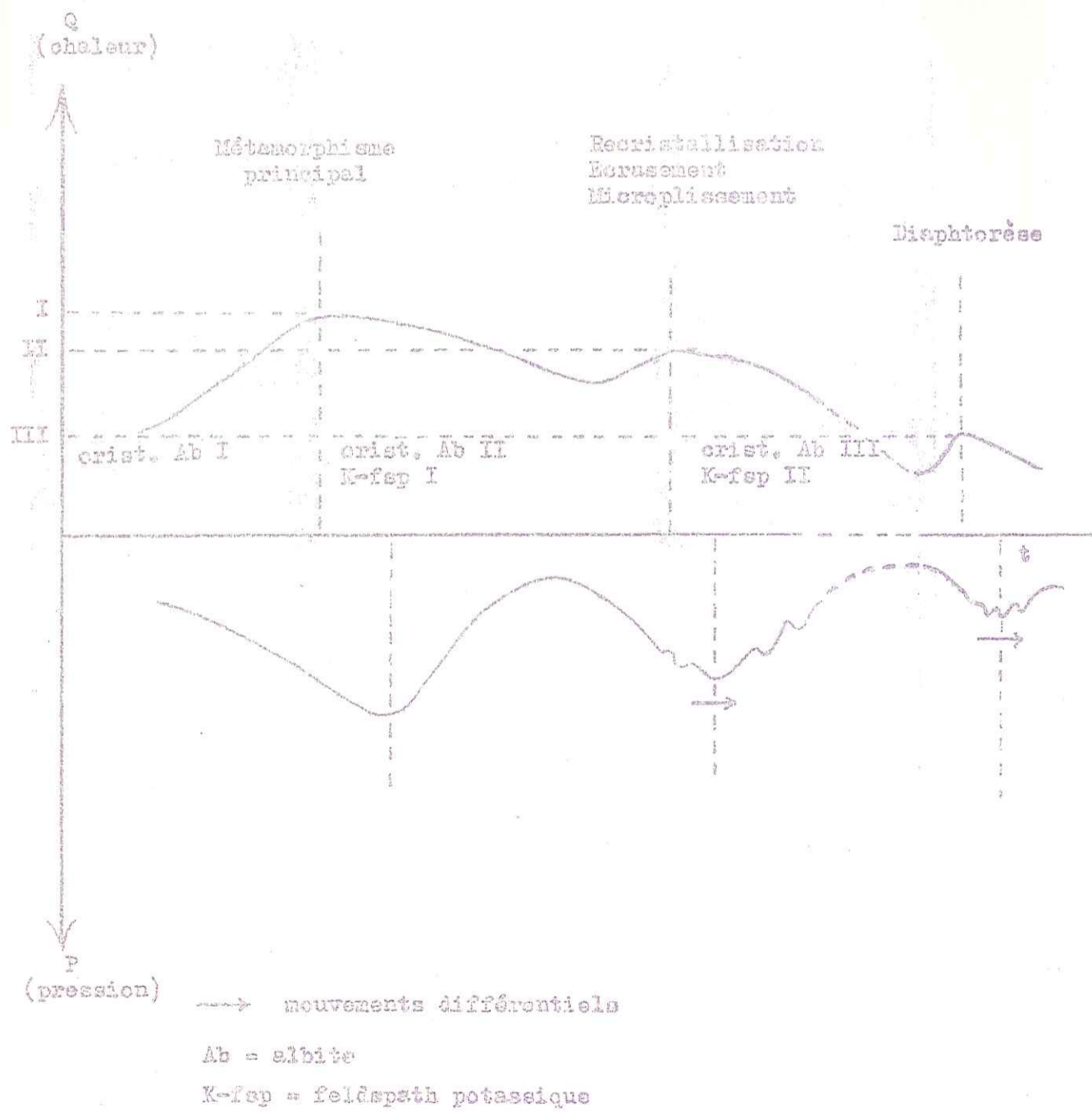
$$\Delta = \log K_{KCC} - \log K_{HCL}$$

Fig. 47



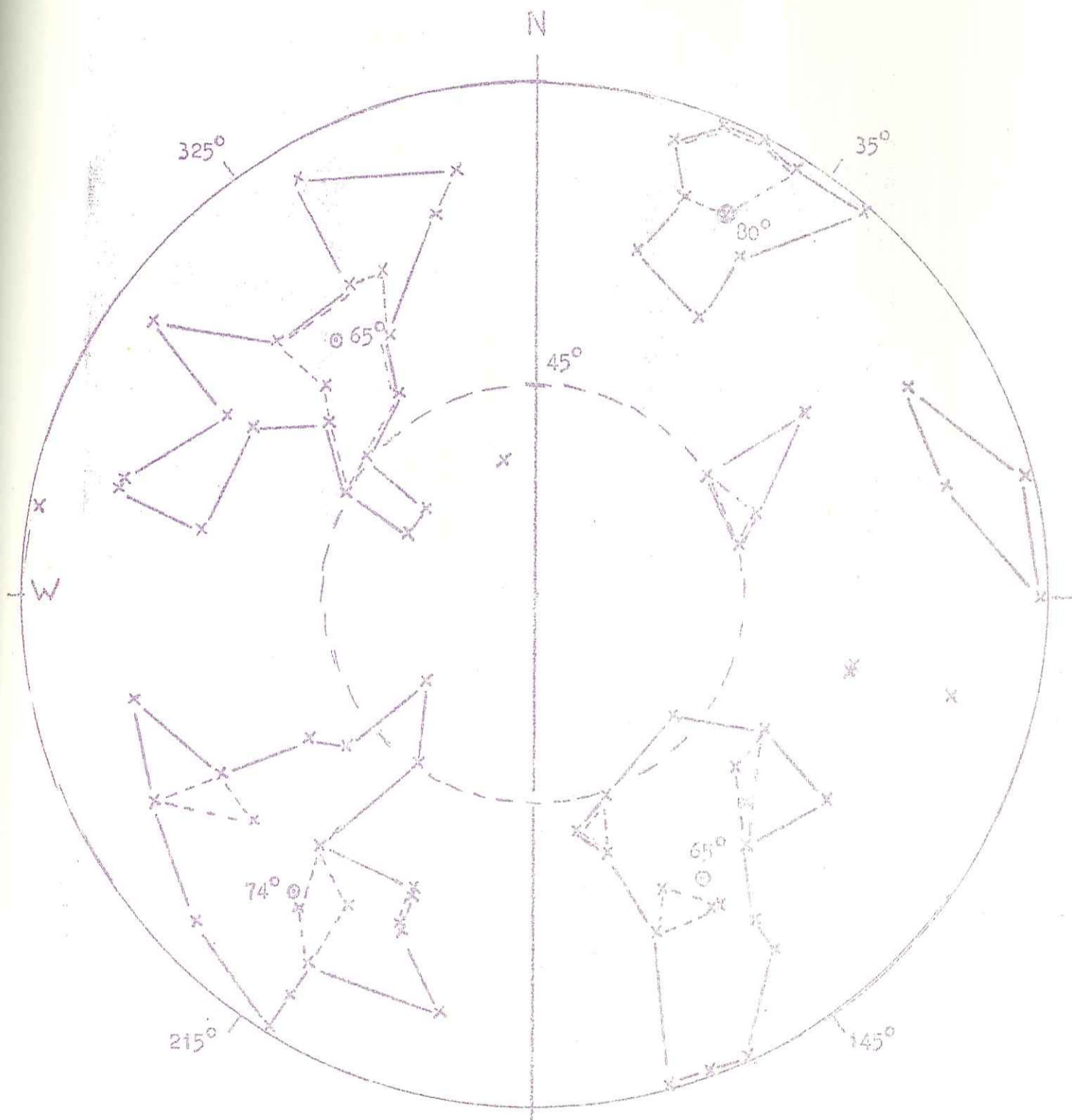
SCHEMA DES METAMORPHISMES

Fig.48



POLES DES PLANS DE DIACLASE DES GRANITES

Fig.49



Canevas de Wulff



Domaine des points à $\leq 20^\circ$ de distance angulaire de deux points voisins



De même, la distance angulaire étant $\leq 15^\circ$



Centre de gravité du domaine et l'angle de la normale au plan de diagenèse avec la verticale

Millions d'années

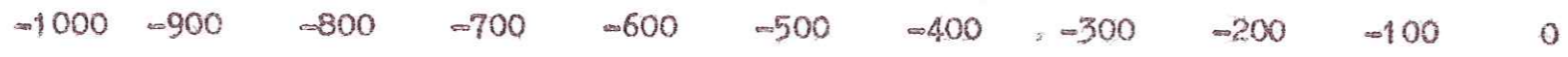


LE 20
DES ZIRCONS
INTERPRETATION DU TEMOIGNAGE

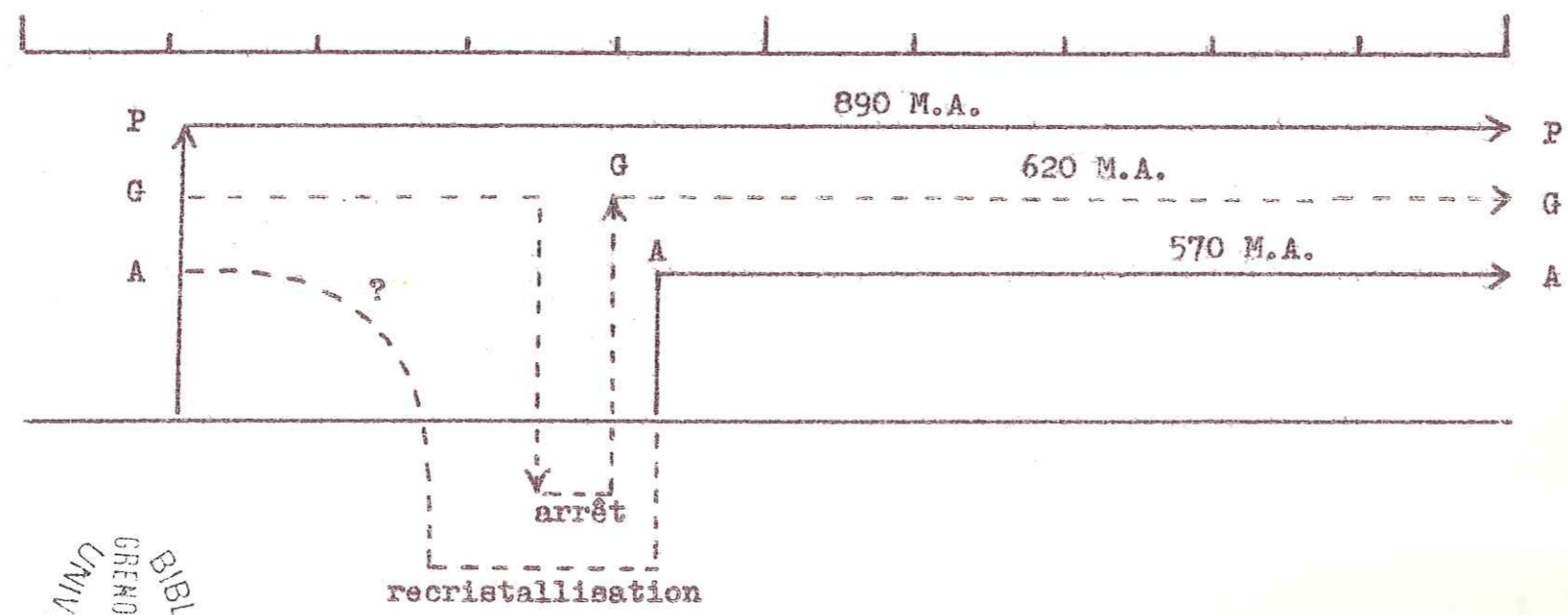
INTERPRETATION DU TEMOIGNAGE
DES ZIRCONS

Fig. 50

Millions d'années



Température critique

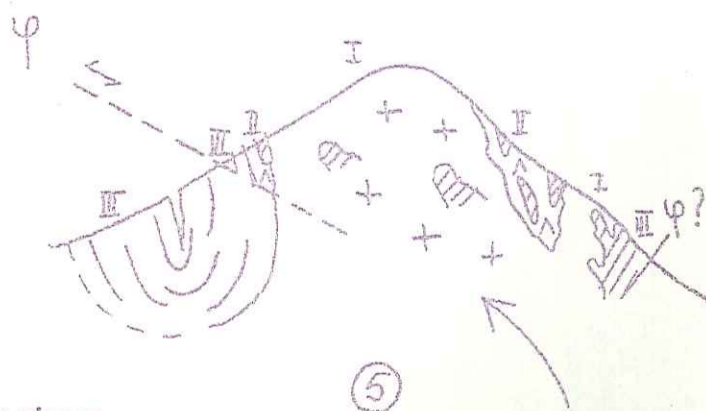
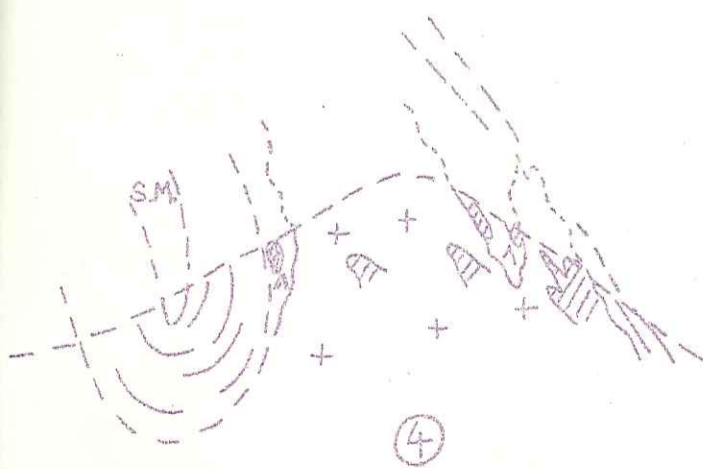
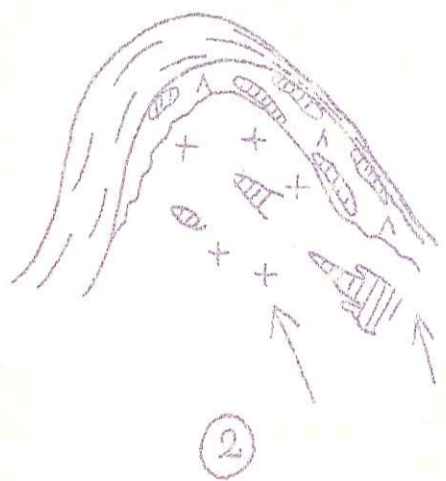
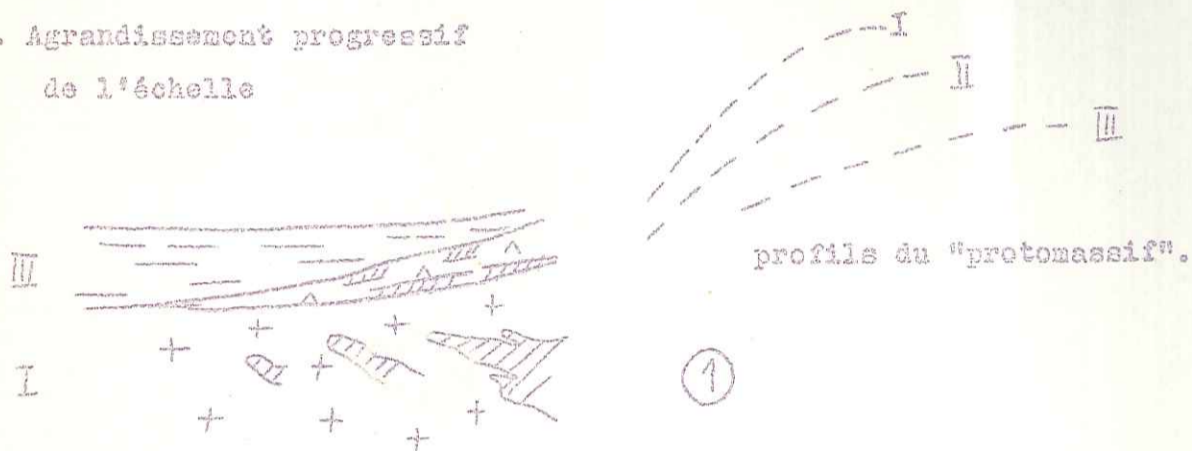


BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE SCIENCES
UNIVERSITAIRE

SCHEMA EVOLUTIF DE BELLEDORNE

Fig.: 51

N.B. Agrandissement progressif
de 1^{re} échelle



+ I Zone du granite
 A II Zone médiane
 —III —" latérale

corps basique
 S.M. Synclinal médian