



HAL
open science

**De la Vanoise au Massif du Grand Paradis : une
approche pétrographique et radiochronologique de la
signification géodynamique du métamorphisme de haute
pression**

Christian Chopin

► **To cite this version:**

Christian Chopin. De la Vanoise au Massif du Grand Paradis : une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Minéralogie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1979. Français. NNT: . tel-00720248

HAL Id: tel-00720248

<https://theses.hal.science/tel-00720248>

Submitted on 24 Jul 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.

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

PARIS 6

par

Christian CHOPIN

pour l'obtention du diplôme de docteur de 3^e cycle

spécialité : Géologie

mention : Pétrographie

sujet de la thèse

DE LA VANOISE AU MASSIF DU GRAND PARADIS

Une approche pétrographique et radiochronologique

de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression

Soutenue le 5 mars 1979 devant la Commission composée de :

G. GUITARD, Président

P. SALIOT, Rapporteur

J.R. KIENAST, Examineur

H. MALUSKI, Examineur

W. SCHREYER, Examineur

A M. Lemoine,

bien cordialement

Chopin

A Benoît, le compagnon de la première heure,
à Hermine, pour les moments heureux, et les autres,
à Christian, pour l'amitié, la clairvoyance et la rigueur,
aux camarades qui m'ont entouré et aidé, sur le terrain ou à l'Ecole,
à mon maître Jean Fiasson,
à la famille Coy,
à ma famille,
à vous donc, est dédié ce travail qui m'a souvent privé de votre compagnie.

Remerciements

Monsieur le Professeur Guitard a bien voulu accepter la direction de ce travail et délaissier un peu ses chères Pyrénées pour la Haute Maurienne ; c'est un grand honneur qu'il m'a fait. Avec gentillesse, il a guidé mes premiers pas de minéralogiste. Je me rappelle volontiers quelques moments passés auprès du microscope ; le monde aurait pu crouler autour de nous, plus rien ne comptait : nous tenions la galaxite!

Monsieur le Professeur Jauzein m'a accueilli au laboratoire de Géologie de l'Ecole normale, où j'ai bénéficié de sa confiance et de sa bienveillance. Ce travail lui doit d'avoir été accompli dans les meilleures conditions matérielles.

Monsieur le Professeur Schreyer m'a fait l'honneur d'accepter de juger ce travail. Il a bien voulu lire, en français, un long texte manuscrit et y faire de nombreuses remarques, dont la version définitive a largement bénéficié. Outre l'excellent accueil qu'il m'a réservé dans son laboratoire, l'intérêt qu'il a porté à ce travail et son enthousiasme ont été bienvenus pour réveiller les miens dans des moments pénibles. Je lui en suis très reconnaissant.

Pierre Saliot m'a proposé ce travail, deux ans après m'avoir fait découvrir la géologie telle qu'elle doit commencer : sur le terrain. J'ai été touché de ressentir parfois, derrière le rire de tous les instants, la responsabilité qu'il en éprouvait. Source inépuisable de bonne humeur et d'idées originales (dont mon "classicisme" a peu souvent tiré parti), il a été le meilleur des maîtres, celui qui sans jamais imposer même une orientation de travail, suggère sans cesse des voies nouvelles ou des manières originales d'aborder un problème, bien conscient que c'est en cherchant soi-même le problème et les moyens de le résoudre que l'on apprend. Mais plus qu'un maître, c'est surtout un délicieux compagnon de travail que je tiens à remercier pour tout ceci, et pour un si beau terrain!

Jean-Robert Kiénast a également participé à l'encadrement de ce travail. C'est lui qui m'a initié à l'analyse pétrographique. c'est lui encore qui m'a fait découvrir le Val d'Aoste. Pour ces jours heureux, pour son enthousiasme et sa rigueur, pour sa porte toujours ouverte, merci!

Que dire à Henri Maluski pour la collaboration idéale? Il m'a enseigné ses secrets et confié son appareillage. J'ai pu apprécier son dévouement et sa droiture ; qu'il trouve ici la preuve de ma gratitude et de toute mon estime.

Je ne saurais oublier ici les compagnons de travail, dont la compétence et le dévouement ont été bien souvent sollicités, en particulier lors de mes

débuts dans la microanalyse ou la microthermométrie. Les pannes du lundi matin resteront célèbres... Avec Bruno Goffé la coexistence est toujours restée pacifique (et fructueuse), tant qu'il ne s'agissait pas de galettes bretonnes ! Il m'arrive d'oublier que je lui dois sans doute d'être encore de ce monde. Sacrée machine... Saint-Clair Dujon, notre bien aimé caïman / confesseur (-analyste) a en outre constitué un "comité de lecture" apprécié. Je ne peux citer ici tous les autres, qu'ils veuillent bien m'en excuser.

Madame Labrousse Le Brun a réalisé la frappe patiente de nombreux tableaux. Mesdemoiselles Gaudin et Saint-Raymond ont assuré la dactylographie du manuscrit en réussissant à concilier la rapidité et leur goût du travail bien fait, tout cela avec le sourire. Elles ont toute mon estime et, pour cette précieuse collaboration, ma gratitude.

La perfection est également du quotidien chez Madame Picot pour les analyses chimiques, chez Mademoiselle Couratier et son équipe du laboratoire photographique, chez Monsieur Cassareuil pour les lames minces.

A tous merci.

RESUME

L'étude réalisée en Haute Maurienne (Alpes françaises) détaille le passage de la zone briançonnaise interne (Vanoise) à la zone piémontaise externe (Schistes lustrés) et au massif cristallin du Grand Paradis.

Cadre géologique

Dans les Schistes lustrés, trois unités tectoniques superposées sont distinguées.

- L'unité inférieure, typiquement océanique. Associée à des serpentinites en écailles kilométriques, une mince série (250 m) probablement déposée sur elles comporte : des marbres à minéraux reposant sur les serpentinites, des calcschistes où sont intercalés des bancs de quartzites phylliteux (radio-larites) à concentrations manganésifères et lentilles de metabasaltes à "pillows".

- L'unité intermédiaire (d'épaisseur apparente 1500 m) est caractérisée par l'interstratification de bancs de gneiss albitiques et de prasinites dans une série de calcschistes et de pélites carbonées.

- L'unité supérieure semble exclusivement constituée de pélites carbonées et de calcschistes.

Elle repose sur les écailles de la Vanoise interne et sur l'unité intermédiaire. Cette dernière plonge vers l'Ouest sous les deux ensembles précédents et est en général séparée du massif du Grand Paradis par l'unité inférieure.

Dans les trois unités, le métamorphisme est de haute pression (HP), de basse température dans l'unité supérieure où la lawsonite est présente, mais nettement plus chaud dans l'unité inférieure et le socle Grand Paradis (cf. infra), auxquels l'étude minéralogique et pétrographique est exclusivement consacrée.

Minéralogie

- L'étendue des solutions solides entre phengite/muscovite, paragonite et margarite est précisée dans les paragenèses typomorphes et rétomorphiques.

- Dans la margarite, une nouvelle substitution ($\text{NaMg}_{0,5} \rightleftharpoons \text{Ca}$) est mise en évidence, qui rend compte de son chimisme.

- Dans le chloritoïde, les teneurs en magnésiochloritoïde sont très élevées (13 à 52%). Il est montré que la substitution Fe^{3+}/Al est effective et strictement dépendante de l'état d'oxydation du système. Elle en constitue donc un excellent indicateur.

- Le talc contient jusqu'à 12,5% de FeO , ce qui est exceptionnel. Dans le socle, sa teneur en Al_2O_3 est 0,4%, dans les Schistes lustrés, 0,1%.

- Il est montré que l'incorporation de Mg par le chloritoïde et de Fe par le talc croît fortement avec la pression.

L'étude du partage des éléments entre minéraux montre que :

- l'équilibre chimique était atteint dans les paragenèses typomorphes ;
- talc, chloritoïde et glaucophane y étaient trois phases costables ;
- l'écart à l'idéalité de la solution solide entre pôles ferreux et magnésien dans ces trois minéraux est inférieur à l'incertitude analytique ;
- il existe une nuance de métamorphisme entre l'unité inférieure et le socle Grand Paradis, sans différence qualitative des paragenèses, la pression étant plus forte dans le socle. Ceci est confirmé de deux façons indépendantes par la teneur en Al du talc et le contrôle chimique de l'apparition du grenat dans les roches.

Pétrographie

Cette étude apporte plusieurs nouveautés théoriques.

• Dans le système $Si-Al-Mg-Fe-O-H$:

- La déstabilisation progressive de chlorite + quartz au profit de talc + almandin, puis talc + chloritoïde est mise en évidence. Elle prélude à l'apparition de talc + disthène, qui est effectivement observée çà et là dans un domaine plus interne. Ceci montre pour la première fois les étapes d'un passage progressif aux "whiteschists" ; le rôle du chloritoïde magnésien y est capital.

- La pseudomorphose sélective des chloritoïdes les plus magnésiens en corindon + chlorite confirme l'intérêt de la substitution Fe/Mg dans ce minéral comme indicateur de gradient métamorphique.

• Dans le système $Si-Al-Mg-Na-O-H$:

- Une déstabilisation de l'association glaucophane + quartz est observée pour la première fois, fournissant talc + albite. Elle définit pratiquement la limite thermique supérieure du faciès "schistes bleus", que précise l'é-

tude des inclusions fluides et de la miscibilité des carbonates manganésifères : entre 450°C et 490°C pour des pressions de 5 à 6 kb.

- Talc et paragonite ont été observés en contact mutuel dans le socle. L'analyse théorique du système purement magnésien prévoit que cette association y est limitée à des pressions supérieures à 10,5 kb (si $P_{H_2O} = P_S$). Les substitutions étant faibles dans les minéraux mis en jeu (ce qui n'est pas le cas pour talc-phengite, paragenèse commune dans la zone étudiée), il s'agit bien d'une nouvelle association caractéristique de HP.

- La combinaison de ces deux données dans l'analyse du système Si-Al-Mg-Na-O-H permet d'y expliciter complètement les relations de phases et rend alors compte des observations faites dans les domaines de HP. De plus, elle montre directement le rôle majeur de la phase fluide dans la signification de ces paragenèses.

• Dans le système Si-Al-Ca-O-H :

A l'échelle de la chaîne, entre un domaine occidental (Vanoise) à lawsonite et un domaine oriental (Val d'Aoste) où apparaît sporadiquement zoïsite + disthène, il est mis en évidence un domaine à margarite + quartz (Grand Paradis). C'est la première confirmation naturelle des travaux de Nitsch (1972, 1974). Une confrontation critique des données expérimentales, pétrographiques et théoriques met en doute la signification barométrique (Chatterjee, 1976) de margarite + quartz : une redétermination de la courbe margarite + quartz \pm zoïsite + disthène + H_2O est nécessaire.

• Les réactions rétro-morphiques :

Problématiques dans un système fermé homogène, elles s'expliquent immédiatement en termes de potentiels chimiques. La mobilité des éléments est en effet très contrastée : Al et Si sont inertes, Mg et surtout Na et K très mobiles.

Le domaine étudié, malgré la présence de glaucophane, de jadéite + quartz et de phengites très substituées (Si 3,6), se distingue donc nettement des "schistes bleus" classiques, à lawsonite, par la déstabilisation de la chlorite, l'abondance du grenat, du talc et du chloritoïde magnésien, la présence de margarite et la présence d'associations éclogitiques... D'où la notion de "schistes bleus de haute température". Une étude critique des baromètres disponibles montre qu'en l'absence de nouvelles données expérimentales, la pression de formation des paragenèses typomorphes ne peut être évaluée.

Tout au plus devait-elle dépasser 6 kb (pour des températures proches de 450°C).

Ceci distingue donc radicalement le Grand Paradis de la Vanoise (à métamorphisme de basse température).

Radiochronologie

Cette importante saute de métamorphisme est confirmée par l'étude radiochronologique (méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$). Les minéraux datés dans l'unité inférieure et le socle Grand Paradis indiquent 60-75 M.A. (fin Crétacé supérieur), alors qu'en Vanoise, le métamorphisme de HP est notoirement post-paléocène (critères paléontologiques).

Les âges obtenus en Vanoise (38-40 M.A.) se retrouvent sur la plupart des micas datés dans l'unité inférieure et le socle. Il est démontré ici que l'âge de cette culmination thermique est celui de la rétro-morphose qui affecte l'ensemble des unités.

Des résultats d'intérêt plus méthodologique ont été obtenus :

- Les glaucophanes datés dans l'unité inférieure fournissent un âge (plateau) ancien (\sim 60 M.A.) : ils ne sont donc pas sensibles à la rétro-morphose.

- Dans le socle, les glaucophanes comportent systématiquement un excès d'argon radiogénique. Ce minéral intéressant par sa forte rétentivité ne doit donc être utilisé qu'avec circonspection, dans des sédiments monométamorphiques.

- Les micas de HP de ces mêmes unités fournissent soit des âges anciens (60-75 M.A.), soit des âges récents (38-40 M.A.), mais toujours des âges plateaux. Puisque deux systèmes juxtaposés dans les mêmes conditions P,T peuvent l'un rester complètement fermé, l'autre être réhomogénéisé, ceci infirme la notion de "température de fermeture".

La double disparité (âge et intensité) de métamorphisme qui est mise en évidence entre la Vanoise et l'ensemble constitué par le massif du Grand Paradis et l'unité océanique charriée sur lui, a deux conséquences fondamentales :

- Le Grand Paradis est complètement allochtone vis-à-vis de la Vanoise. Le rapprochement de ces deux socles est tardif.

- Le charriage au Crétacé supérieur d'unités océaniques sur la marge orientale de la plaque européenne est définitivement démontré. L'incertitude sur l'estimation des pressions ne permet pas de préciser s'il s'agit d'un pur phénomène d'"obduction" ou si la croûte continentale austro-alpine est impliquée.

TABLE DES MATIERES

	Page
Résumé	
Table des matières	
Liste des figures	
Introduction	1
<u>Première partie : LE CADRE GEOLOGIQUE</u>	2
I. LES GRANDS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES. LES PROBLEMES	3
II. LE MASSIF GNEISSIQUE DU GRAND PARADIS	6
A) Analyse lithologique	6
B) Quelques remarques d'ordre tectonique	11
C) Récapitulatif	12
III. LA COUVERTURE PARAUTOCHTONE DU MASSIF DU GRAND PARADIS ..	13
IV. LES SCHISTES LUSTRES.....	16
A) Les unités structurales	16
B) Analyse lithologique	18
C) Indications tectoniques	23
D) Prolongement de ces unités dans les Alpes	25
E) Conclusion	26
V. CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE	27
BIBLIOGRAPHIE.....	28
<u>Deuxième partie : ETUDE PETROGRAPHIQUE</u>	
I. LE MATERIEL ETUDIE	30
II. MINERALOGIE ET CRISTALLOCHIMIE	34
A) Les micas dioctaédriques	34
B) Les micas trioctaédriques	44
C) Le talc	46
D) Les chlorites	49
E) Le chloritoïde	52
F) Les amphiboles bleues	54
G) Les grenats	56
H) Les pyroxènes	58
I) Les épidotes	59
J) Les feldspaths	60
K) Sommaire	61

III. REPARTITION DES ELEMENTS ENTRE LES MINERAUX ET ENTRE ROCHES ET MINERAUX	62
A) Le couple glaucophane-chloritoïde	62
B) Le couple talc-chloritoïde	64
C) Le contrôle chimique de l'apparition du grenat	65
D) Conclusion	65
IV. ETUDE DES PARAGENÈSES : LES RELATIONS DE PHASES	67
A) Les paragenèses et les systèmes d'étude	67
B) Relations de phases dans le système AFM	69
1°) Talc ferrifère et chloritoïde magnésien	69
2°) Le problème de la stabilité de la chlorite.....	70
3°) La déstabilisation du chloritoïde magnésien	73
4°) Conclusion	77
C) Relations de phases dans le système Na - AFM	80
1°) Glaucophane - chloritoïde	80
2°) Talc - paragonite	81
3°) Déstabilisation de glaucophane + quartz	83
4°) Relations de phases dans le système $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3\text{MgO}$	84
5°) Conclusion	86
D) Le système KAM : l'association talc-phengite.....	88
E) Le système Si-Al-Ca-O-H : margarite-quartz et zoïsite-disthène	93
F) Les associations manganésifères carbonatées	97
V. APPROCHE DU MECANISME DES REACTIONS RETROMORPHIQUES.....	
A) Mobilité comparée des éléments	99
B) Fixation de Na et K dans les milieux alumineux	101
C) Conclusion	103
VI. NATURE ET COMPORTEMENT DES FLUIDES, ESTIMATIONS THERMO- BAROMETRIQUES. CONSÉQUENCES STRUCTURALES	104
A) Comportement de l'oxygène	104
B) $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, les réactions de décarbonatation	104
1°) Systèmes manganéux	104
2°) Systèmes magnésiens	105
3°) En bref	107
C) Les estimations et les problèmes	
1°) Quelques données classiques ou complémentaires ...	107
2°) Les conditions de la rétro-morphose	108
3°) La formation des paragenèses typomorphes.....	109

- dans le socle et l'unité inférieure des Schistes lustrés.	110
- dans les unités supérieure et intermédiaire	111
4°) Continuité du métamorphisme	112
- les arguments pétrographiques et géothermiques	112
- arguments chronologiques	113
BIBLIOGRAPHIE DE LA 2ème PARTIE	114
<u>3ème partie : ETUDE RADIOCHRONOLOGIQUE</u>	118
I. INTRODUCTION	118
A. Les idées de départ et leur évolution	118
B. La méthode employée	119
C. Les travaux antérieurs	120
D. Les échantillons étudiés	121
II. LES MINERAUX ANTEALPINS	126
III. LE PROBLEME DE L'EXCES D'ARGON	128
A. Les micas	128
B. Les amphiboles sodiques	128
C. Conséquences	129
IV. INTERPRETATION DES AGES PLATEAUX	131
A. Les groupes d'âges et leur signification	131
B. Evolution chimique et évolution isotopique	133
1. Rétentivités comparées.....	133
2. Disparité des âges plateaux	134
V. RECAPITULATIF	137
CONCLUSION GENERALE	139
BIBLIOGRAPHIE DE LA 3ème PARTIE	145

LISTE DES FIGURES

	Page
1.1 Position dans les Alpes du domaine étudié	3
1.2 Schéma structural de la Haute-Maurienne	16
1.3 Esquisse lithologique des différentes unités structurales.....	19
2.1 Position des principaux points d'échantillonnage	31
2.2 Chimisme des phengites. A, B.	35
2.3 Chimisme des margarites. A,B.	42
2.4 Chimisme des talcs	47
2.5 L'incorporation d'Al dans le talc	48
2.6 Chimisme des chlorites. A, B.	51
2.7 Chimisme des chloritoïdes	53
2.8 Chimisme des amphiboles bleues	55
2.9 Chimisme des grenats	57
2.10 Partage Al-Fe ³⁺ entre glaucophane et chloritoïde.....	63
2.11 Partage Mg-Fe ²⁺ entre glaucophane et chloritoïde	64
2.12 Partage Mg-Fe ²⁺ entre talc et chloritoïde	65
2.13 Contrôle chimique de l'apparition du grenat	66
2.14 Stabilité des talcs ferreux en fonction de T et fO ₂	70
2.15 Relations de phases théoriques dans le système AFM	71
2.16 Relations de phases observées dans le système AFM.....	72
2.17 Déstabilisation du chloritoïde magnésien	76
2.18 Signification du chloritoïde	77
2.19 L'évolution du système AFM à HP.BT	79
2.20 Données expérimentales dans le système Si- Al- Mg-Na-O-H.....	82
2.21 Le système Si-Al-Mg-Na-O-H à HP	85
2.22 L'association talc-muscovite	90
2.23 Le domaine de stabilité de margarite + quartz	94
2.24 Relations de phases dans le système Si-Ca-Mn-O-C	98
2-25 La déstabilisation de glaucophane + chloritoïde	101
2.26 Talc + CO ₂ = quartz + magnétite + H ₂ O (Johannes, 1969).....	105
2.27 Les données expérimentales utilisables	109
3.abc Spectres d'âges.....	126

INTRODUCTION

C'est une "magnifique région, pleine de problèmes" que me promettait Pierre Saliot lorsqu'il m'a proposé un travail sur la bordure occidentale du Grand Paradis, qui lui paraissait une des clefs pour la compréhension de la chaîne alpine. J'acceptai avec plaisir ... et sur aucun des deux points je ne fus déçu!

Il fallait en fait trouver les bons os à ronger, poser les problèmes, et j'avais le choix des moyens pour les résoudre. Finalement, au gré des tâtonnements, des trouvailles et de mes penchants, le travail présenté est devenu essentiellement pétrographique. Il a une importante composante radiochronologique qui permet une autre approche des équilibres chimiques. Enfin, l'intégration dans le temps et dans l'espace de l'évolution des paramètres physiques ne pouvait se faire que dans un cadre structural bien défini, qu'il fallait commencer par établir. Ce travail débute donc pas une analyse lithologique et structurale (des Schistes lustrés en particulier) dont les résultats et les conséquences sont importants. On pourra alors s'étonner de leur exposé succinct, voire elliptique. Il est délibéré et vise à ne pas alourdir encore cet ouvrage ; il sera repris par ailleurs.

La richesse pétrographique régionale est apparue telle que tous les problèmes n'ont pu être abordés ou exposés. Quelques thèmes favoris ont donc servi de charpente à cet ouvrage ; il est néanmoins peu de chapitres où j'ai le sentiment de pouvoir poser un point final. Ces pages sont donc, plutôt qu'une mise au point, une mise à jour partielle de l'état d'avancement de mes recherches. C'est la conséquence d'un travail de reconnaissance heureux mais impérativement limité dans le temps.

Dans la première partie sont exposés les résultats géologiques régionaux. A la pétrographie et à la radiochronologie sont consacrées les deuxième et troisième parties, où sont exposés les données analytiques et les résultats d'intérêt théorique ou méthodologique. Les considérations régionales et les problèmes généraux liés au métamorphisme de haute pression sont repris et exposés dans la conclusion générale. Chaque partie comporte une bibliographie indépendante.

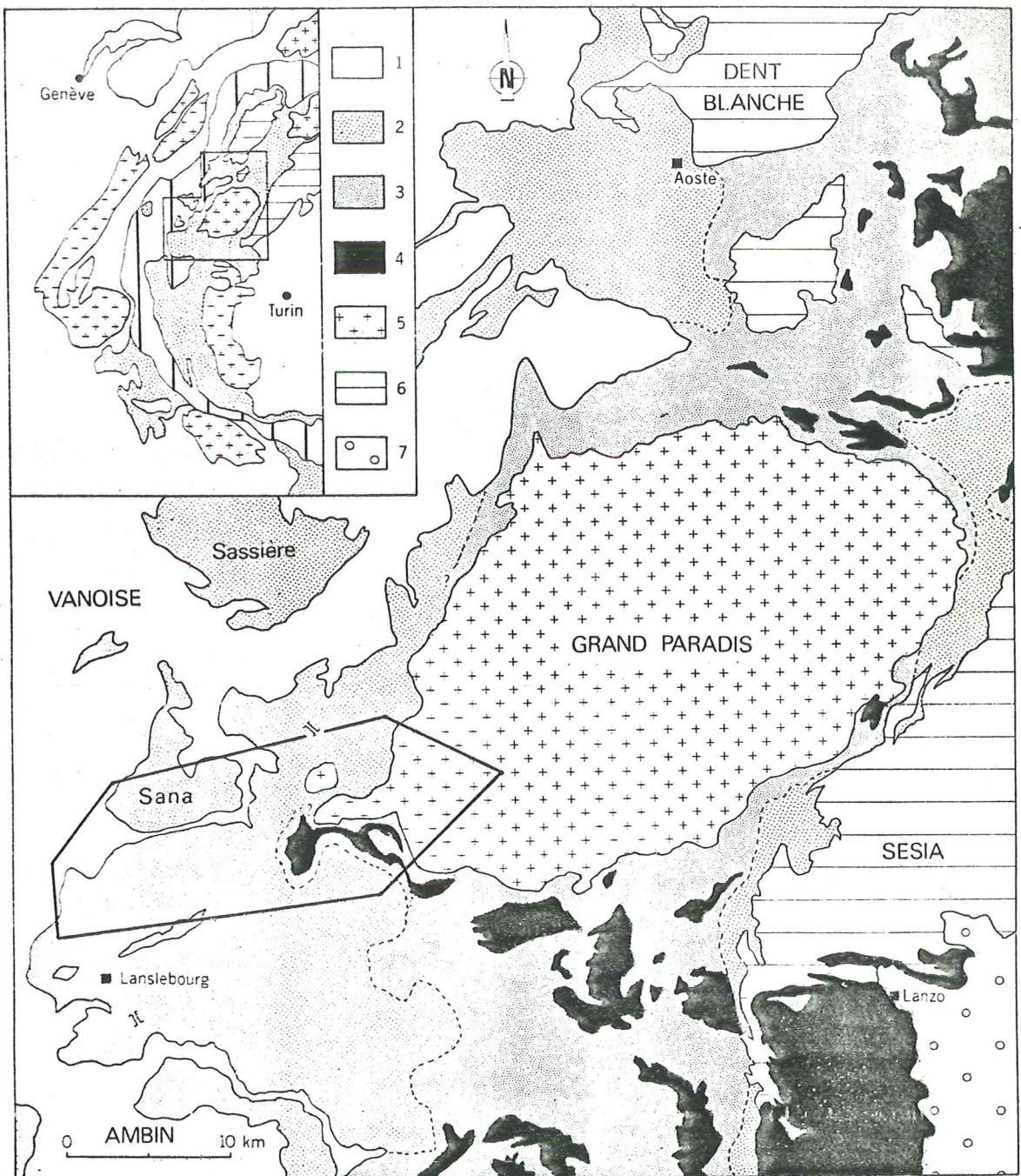


Figure 1-1 : Position dans les Alpes du domaine étudié.

Légende :

- Zone briançonnaise
 - 1 : socle paléozoïque et couverture mésozoïque indifférenciés.
 - Zone piémontaise
 - 2 : Schistes lustrés pauvres en roches basiques
 - 3 : Schistes lustrés à ophiolites.
 - 4 : serpentinites et péridotites.
 - 5 : massif gneissique du Grand Paradis.
 - Zone austro alpine
 - 6 : du Nord au Sud, massifs de la Dent Blanche, du Mont Emilius, du Mont Rafray, de Sesia.
 - Remplissage alluvial de la plaine du Pô : 7.
- La limite entre 2 et 3 est très arbitraire. Elle demande déjà à être modifiée (voir cet ouvrage et Caby et al., 1979).

Cartouche :

- Croix : massifs cristallins internes et externes.
- Barré vertical lâche : zone briançonnaise et du Grand Saint-Bernard.
- Barré vertical serré : nappe des Préalpes.
- Pointillé : zone piémontaise (Schistes lustrés) et nappe du flysch à Helminthoïdes.
- Barré horizontal : zone austroalpine.

I. LES GRANDS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES - LES PROBLEMES

Le massif du Grand Paradis (Gran Paradiso), coupole gneissique apparaissant sous les Schistes lustrés de la zone piémontaise, est l'un des massifs cristallins internes (avec le massif du Mont Rose au Nord et celui de Dora Maira au Sud). Figure 1. Seule sa partie la plus occidentale est située en France, formant la haute vallée de l'Arc (Haute Maurienne) en amont de Bonneval.

Les Schistes lustrés séparent ce massif de la zone Briançonnais - Grand Saint Bernard (Vanoise au Nors-Ouest, Ambin au Sud-Ouest) et de la zone Sesia (souvent rattachée au domaine austroalpin) à l'Est.

Les relations entre Grand Paradis, Schistes lustrés et Vanoise sont le thème de départ de ce travail. Les calcschistes sont-ils (tous ou en partie) la couverture sédimentaire peu translatée du socle Grand Paradis? Sont-ils au contraire entièrement allochtones? Les travaux de F. Ellenberger (1958) démontrant l'allochtonie absolue des Schistes lustrés sur la Vanoise lui font introduire la notion de nappe des Schistes lustrés généralisée et favorisent la dernière hypothèse. Plus récemment G. Elter (1971) distingue dans le val de Cogne, sur le flanc nord du massif du Grand Paradis, deux séries de Schistes lustrés, l'une présumée entièrement allochtone, l'autre présumée couverture sédimentaire du socle, traînée et replissée avec l'autre série. Cependant J.M. Bertrand (1968) décrit en Haute Maurienne des lambeaux de série carbonatée très réduite reposant sur le socle. Certains termes évoquent le Trias, d'autres tout aussi bien le Malm ou le Crétacé supérieur. Si ce point était avéré, la question serait définitivement réglée : les calcschistes situés au-dessus ne peuvent être autochtones. Il me fallait donc trouver des fossiles ou une série lithologique comparable sans ambiguïté à des séries connues, bref trouver la "vraie" couverture du Grand Paradis.

Si les massifs de la Vanoise et du Grand Paradis ne sont distants que de quelques kilomètres, ils sont géologiquement très contrastés.

- Contraste lithologique :

Les méta-granites porphyroïdes constituent plus de 70% du Grand Paradis. Dans les roches métasédimentaires des reliques de métamorphisme paléozoïque

mésoszonal sont connues en Italie. En Vanoise les granitoïdes sont quasiment absents du socle où l'existence d'un métamorphisme paléozoïque est conjecturale.

Sur la coupole du Grand Paradis reposent des lambeaux d'une pellicule carbonatée dont on ne peut assurer ni l'autochtonie ni l'âge (bien que du Trias y soit probable). L'essentiel de la Vanoise est au contraire constitué par l'épaisse couverture carbonatée décollée du socle, traînée et écaillée avec lui. Son âge va du Trias au Paléocène.

- Contraste structural :

Dans le Grand Paradis la foliation de plis isoclinaux bien réglés dessine une belle coupole où n'apparaissent que quelques écailles corticales mineures. En Vanoise les éléments de socle sont disparates, écaillés et ne constituent pas une entité structurale. Si le Grand Paradis donne l'impression d'un môle, la Vanoise interne est la "zone des écailles" (Ellenberger, 1958).

- Contraste métamorphique (alpin) :

Dans le Grand Paradis les minéraux de métamorphisme sont gros, le grenat et le chloritoïde abondants, la lawsonite absente, on y trouve disthène et corindon, des éclogites y ont été signalées. En Vanoise la recristallisation est plus faible, le grenat et le chloritoïde sont rares, lawsonite, zoïsite, pyrophyllite, diaspore et magnésiocarpholite sont présents, les éclogites absentes. L'association jadéite-quartz est connue dans les deux massifs, mais rare.

Le hiatus qui sépare ces deux massifs (simple fossé ou suture majeure?) est occupé par les "Schistes lustrés". Leur analyse a longtemps rebuté les géologues qui ont regroupé sous ce terme des calcschistes, quartzites, gneiss, serpentinites, metabasites... d'origines sans doute fort variées.

Si le massif de serpentinite reposant au Sud de Bonneval-sur-Arc sur le socle Grand Paradis était rattaché à ceux affleurant largement en Italie sur les flancs nord et sud du Grand Paradis, tout ce qui se trouvait au-dessus laissait perplexe et semblait terriblement monotone.

Du point de vue structural n'existaient guère que deux données dans cet ensemble à foliation subhorizontale :

- Alors qu'une partie de ces schistes repose indéniablement sur la Vanoise (massifs de la Sana, de la Grande Sassièrè), il semblait que le reste s'enfilât sous la Vanoise, ce qui est faux à Lanserlia, mais évident au Fond des Fours et alors de signification discutée : simple repli dû au

"rétrocharriage" (Ellenberger, 1958), ou "subduction" majeure à pendage externe (Caby et al, 1979).

- La digitation de l'Iseran, longue bande de cargneules et de Trias, recoupe la foliation régionale.

Du point de vue métamorphique les observations souffraient de ne pas avoir de cadre structural plus précis, mais montraient des faciès métamorphiques variés : Raguin signalait dès 1931 des éclogites dans l'Ouille du Midi, alors que les gabbros de la Sana et de la Grande Sassièrè contiennent glaucophane et lawsonite ; entre ces deux zones qui sont la plus profonde et la plus superficielle, un vaste ensemble de calcschistes est traversé, d'après les cartes de Saliot (1973) et Bocquet (1971) par les limites d'apparition du grenat et du chloritoïde et de disparition de la lawsonite.

Pour comprendre ce passage du domaine Briançonnais au domaine piémontais, il restait donc un énorme travail à faire dans les Schistes lustrés de Haute Maurienne, à savoir délimiter les unités lithologiques, tectoniques et métamorphiques (leurs limites ne devant pas nécessairement coïncider!). La recherche d'éventuelles sautes de métamorphisme entre ces unités et entre les socles était évidemment capitale, afin de savoir si un passage métamorphique progressif de la Vanoise au Grand Paradis était possible ou non.

Sur ce dernier point les données radiochronologiques disponibles étaient de peu de secours : la seule datation alpine effectuée dans le Grand Paradis (45 Ma, Krummenacher et al., 1960) différait peu de celles faites en Vanoise (40 - 36 Ma, Bocquet et al. 1974), alors que dans les Schistes lustrés un âge ancien (80 Ma, idem) était obtenu dans le vallon d'Avérole. Un tel âge était invoqué pour le métamorphisme HP du Grand Paradis dans la plupart des modèles. La découverte de Crétacé supérieur dans la couverture de ce massif l'aurait rattaché au Briançonnais et excluait donc l'hypothèse précédente, qui demandait de toute façon un contrôle radiochronologique.

Ce chapitre avait pour but de rappeler à grands traits les problèmes régionaux et de montrer les lacunes que je pouvais contribuer à combler. Elles étaient donc de tous ordres : lithologique, structural, pétrographique et chronologique.

II. LE MASSIF GNEISSIQUE DU GRAND PARADIS :

A. Analyse lithologique

1°) L'état des connaissances

Le massif est constitué de gneiss ocellés dans lesquels des bandes de gneiss fins ("gneiss minuti" des auteurs italiens), micaschistes et roches basiques sont intercalées. Sur les bordures du massif les gneiss ocellés passent généralement à des gneiss fins qui ne sont très abondants qu'à Bonneval où ils font plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (gneiss de Bonneval de Michel, 1955, et Bertrand, 1968).

Les relations entre les gneiss ocellés et les autres termes sont encore confuses. Les gneiss ocellés représentent de toute évidence des métagranites porphyroïdes. Ces intercalations de gneiss fins, metabasites, métarhyolites... représentent les restes d'une série volcanosédimentaire. Des reliques d'un (?) métamorphisme antéalpin y ont été décrites en Italie : biotite (Bertrand, 1968), corindon, disthène, sillimanite, oligoclase-andésine (Callegari et al. 1964 ; Compagnoni et al. 1974). Des contacts intrusifs entre granite et certaines de ces intercalations ont été décrits dans le couloir de la Disgrazia (Bertrand, 1968) et au coeur du massif (Callegari et al. 1969). Il était donc admis que ces intercalations étaient les restes de l'encaissant volcanosédimentaire de ces granites dont des faciès fins (aux Scalari en Val d'Orco) ont fourni par la méthode plomb total sur zircons des âges de 300 à 350 Ma (voir Chessex et al. 1964).

Plus récemment Compagnoni et al. (1974) montrent en Valnontey que le regroupement en une seule unité des termes non granitiques est abusif et qu'une partie d'entre eux peut être considérée comme la couverture Carbonifère d'un ensemble hercynien, le tout apparaissant en une petite fenêtre sous l'unité classique (orthogneiss + intercalations polymétamorphiques) qui est affectée de grands plis couchés (alpins ?) apparemment déversés vers le Nord.

Dans le secteur de Bonneval, Bertrand (1968) distingue deux unités. L'une, constituée de gneiss ocellés et d'intercalations volcanosédimentaires est le strict prolongement de ce qui affleure en Italie. L'autre, unité de Bonneval, séparée de la précédente par une faille méridienne passant à l'Ecot, est subdivisée en deux termes :

- les gneiss "Pont de la Lame" qui ne se distinguent des métagranites por-

phyroïdes que par une lamination plus intense et l'absence fréquente de biotite hercynienne relique.

- les gneiss de Bonneval, assez fins, verdâtres, à structure équante, homogènes et très massifs, qui pourraient provenir d'arkoses ou de rhyolites. Ils semblent reposer sur les précédents, ne comportent aucune relique anté-alpine et pourraient représenter une couverture permo-carbonifère. Leur importance volcan^{ique} et leur position structurale en font un ensemble original dans le massif du Grand Paradis.

2°) Les nouvelles acquisitions

Elles portent sur deux points : la lithologie de l'unité de Bonneval et la signification des intercalations volcanosédimentaires dans les gneiss ocellés.

a) L'unité de Bonneval

L'étude des gneiss "Pont de la Lame" montre que leur distinction des orthogneiss classiques est injustifiée. Ils proviennent également de granites porphyroïdes, seule leur déformation localement plus intense entraîne la disparition de la biotite magmatique, phénomène également fréquent dans les gneiss ocellés du compartiment "italien". Un argument définitif est que j'ai pu suivre des deux côtés de la vallée de l'Arc le prolongement d'intercalations volcanosédimentaires depuis le compartiment "italien" jusque dans cet ensemble de gneiss "pont de la Lame", qui sont donc bien l'équivalent latéral des orthogneiss "italiens". Ces prolongements sont recoupés par la route EDF en rive gauche de l'Arc, par le sentier de l'Ecot à Lécharenne en rive droite. Ils semblent limités vers l'Ouest par le ruisseau du Plan des Tufs et son symétrique en rive gauche, le ruisseau de la Frasse. Ces torrents jalonnent la faille qui pour Bertrand sépare le compartiment gneiss de Bonneval (sens strict) à l'Ouest, du compartiment pont de la Lame à l'Est.

Dans ce dernier compartiment on peut voir reposer sur les métagranites 300 m environ de gneiss à affinité Bonneval, la limite dessinant le replat qui va de l'Arselle à Plan Jacet, au-dessus de l'Ecot (figuré 2). Vers l'Ouest, la faille dont il vient d'être question fait disparaître cette limite dans ou sous la vallée et seuls les gneiss de Bonneval (sens strict) affleurent. Vers l'Est, de l'autre côté de la faille de l'Ecot, il n'est plus possible de reconnaître avec certitude des gneiss à affinité Bonneval, la

couverture carbonatée vient reposer directement sur les intercalations volcanosédimentaires, des Reys jusqu'au Plan Sec. Bien que l'importance de la faille de l'Ecot soit mineure, il n'est guère possible de préciser les relations entre gneiss de Bonneval et cette intercalation volcanosédimentaire. Il est géométriquement possible de faire se prolonger les gneiss de Bonneval dans l'intercalation, à condition qu'ils perdent leur teinte verdâtre. Il faut de toute façon expliquer une variation d'épaisseur et de lithologie brutale.

Diverses coupes faites dans le compartiment de Bonneval montrent que la lithologie des "gneiss" n'est pas aussi homogène que ce qui en a été dit.

Le passage des gneiss ocellés francs aux gneiss de Bonneval typiques est progressif et se fait par des faciès ocellés que l'on ne sait rattacher ni à un groupe ni à l'autre. Ceci peut être observé dans la partie la plus orientale du compartiment de Bonneval entre le Clapier de Fodan et Sur la Barre.

Vers son sommet, la série se diversifie nettement. D'une manière générale elle devient plus siliceuse, au point d'approcher de vrais quartzites dans les derniers mètres, sur lesquels le mince banc de quartzite attribué au Trias est discordant. Ce sommet de série se caractérise surtout par la ségrégation de matériau alumineux, le fond siliceux pouvant rester prépondérant (quartzites avec alternances de bancs à grenat et de bancs à glaucophane...) ou devenir très subordonné (micaschiste à grenat et chloritoïde, glaucophanites à chloritoïde...). De bons exemples sont fournis par les coupes de Grande Feiche (micaschistes à grenat et glaucophanites rétro-morphosées intercalés dans les gneiss de la route de l'Iseran où ils dessinent des plis décimétriques que tronquent la couverture "autochtone") et de Lécharrenne (alternances de bancs décimétriques de quartzites, quartzites à glaucophane et glaucophanites à chloritoïde, grenat, talc... sur lesquels la discordance de la couverture carbonatée n'est pas évidente).

Il est tentant de voir dans cette séparation progressive de fractions siliceuses et alumineuses les produits de plus en plus évolués de la dégradation d'un socle, depuis du matériel détritique grossier (arkose à phénocristaux) jusqu'à un matériel essentiellement argileux et détritique fin. L'âge de cette éventuelle couverture est encore un problème entier : les plis recoupés à Grande Feiche par la discordance "triasique" rendent problématique un âge permien, mais en tout état de cause il faut d'abord élucider les relations de cette série avec les intercalations volcanosédimentaires.

b) Les intercalations volcanosédimentaires

Bertrand a été le premier à les reconnaître dans le secteur français du massif et en a proposé une cartographie minutieuse (1968) que j'ai pu compléter dans le compartiment "pont de la Lame" (cf supra).

Un niveau singulier y a retenu mon attention, pour des raisons pétrographiques d'abord : la chloritite à chloritoïde du replat des Evettes, décrite par Bertrand (1968). Cette très belle roche gris pâle où se détachent les tablettes hexagonales bleues de chloritoïde ne peut passer inaperçue lorsqu'elle affleure, ce qui est rare vu sa faible dureté. Après y avoir découvert la margarite, des recherches bibliographiques m'ont fait penser que de telles roches devaient exister en Italie. Des échantillons fournis par Bruno Goffé puis des reconnaissances guidées par Roberto Compagnoni dans le Valnontey, le Val Valeille et le Val Bardoney sur le flanc nord du massif, ont confirmé ce point de vue. Ces roches d'aspect si typique y présentent les mêmes caractères chimiques et pétrographiques (en particulier présence de margarite en relique blindée dans le chloritoïde) mais aussi de gisement : il s'agit d'un mince banc (< 10 m) dans les intercalations volcanosédimentaires, toujours situé à la limite ou à quelques mètres de la limite entre métagranites et paragneiss.

Il n'y a pas d'arguments pour voir dans ce niveau le produit alpin d'une "différenciation métamorphique" de métagranites dans des zones cisailées (interprétation des auteurs italiens). On n'observe pas de cisaillement plus intense à ce niveau et le processus invoqué est mystérieux.

En revanche, la localisation privilégiée de ce banc et le chimisme alumineux rendent très probable son origine sédimentaire (résiduelle, paléosol...) sur laquelle Bertrand (1968) avait insisté. La grande abondance des minéraux accessoires allanite, rutile, apatite, zircon (la présence accidentelle de florencite $\text{Ce Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$!) s'accorde très bien à une telle hypothèse. Les analyses du tableau I de la 2ème partie confirment bien cette richesse en alumine caractéristique de roches résiduelles, mais aussi une richesse en magnésium qu'il reste à expliquer.

Ce niveau qui jalonne à travers tout le massif la limite replissée des gneiss ocellés et de la série volcanosédimentaire prend alors une signification très importante : cette série volcanosédimentaire peut représenter la couverture d'un socle, l'ensemble ayant été replissé et métamorphisé avant l'orogénèse alpine.

Les datations faites sur les métagranites fournissent toutefois un âge

hercynien, mais concernent des faciès fins (aux Scalari, au coeur du massif) si peu déformés qu'ils ne peuvent pas avoir subi de tectonique antéalpine ; ils représenteraient donc des injections hercyniennes dans la série précédente. J'ai cherché dans les Scalari le contact entre ces faciès fins et les orthogneiss ocellés pour vérifier s'il était intrusif, mais je n'ai pu l'observer.

Il est manifeste que dans tout le massif certains gneiss ocellés ne peuvent également pas avoir subi de tectonique antéalpine : à l'Ecot par exemple, les polissés du torrent montrent très bien un granite porphyroïde où des enclaves sombres, un cortège aplitique, des textures fluidales... sont encore préservés. De tels faciès montrent combien la déformation alpine est inhomogène : elle épargne de grands compartiments alors que dans des zones discrètes (couloirs de cisaillement) l'allongement est très important (un cristal de feldspath potassique peut y atteindre 40 cm de long). En revanche certains faciès déformés de façon plus homogène ressemblent beaucoup aux "embréchites ocellées" du Massif Central et pourraient avoir été "orthogneissifiés" à l'orogénèse hercynienne. Je pense par exemple aux faciès qui bordent le lac de Céréssole.

On peut donc imaginer un socle ancien essentiellement granitique et sa couverture sédimentaire qui soient plissés et métamorphisés à l'orogénèse hercynienne, des granites y faisant alors intrusion (Scalari, pointe de la Piatou...). Les gneiss de Bonneval et les gneiss minuti de bordure du massif pourraient représenter soit cette couverture antéhercynienne dont les reliques métamorphiques ont disparu pendant l'orogénèse alpine, soit plutôt une couverture tardihercynienne discordante ne comportant donc, comme les granites intrusifs, que les traces de l'orogénèse alpine.

La seule objection que je vois pour l'instant à cette hypothèse de travail est que la majeure partie des orthogneiss ocellés (au moins de ceux que j'ai vus) est relativement peu déformée et traduirait l'unique influence de la tectonique alpine... Mais autrement il faut expliquer pourquoi les intrusions de granite porphyroïde se sont arrêtées exactement au même niveau stratigraphique dans la série encaissante. Il semble que seules des datations pourraient trancher le problème.

B. Quelques remarques d'ordre tectonique :

L'analyse tectonique entreprise par Bertrand et Saliot (1966) montre qu'une phase précoce de plis couchés déca à hectométrique, à foliation de plan axial subhorizontale, semble déterminer toute la structure du massif : c'est cette foliation qui dessine la coupole du massif. Les grands plis couchés kilométriques du Valnontey, peut-être déversés vers le Nord, pourraient être rattachés à cette phase. J'insiste sur le fait que les axes de ces plis, très bien réglés à 310 dans le secteur français, coïncident exactement avec la direction d'élongation maximale que matérialise la linéation régionale (étirement des feldspaths...). Il est difficile de concevoir un mécanisme rendant compte de ceci, mais un tel phénomène est signalé en particulier dans les grandes nappes himalayennes : l'axe des plis est parallèle à la direction de translation. On peut rappeler que les Alpes présentent une intéressante zonation du phénomène (dans l'espace et dans le temps) : dans les domaines internes les structures plicatives majeures sont très bien réglées et transverses, alors que dans les chaînes subalpines les plis d'âge alpin sont bien réglés et longitudinaux. Dans un domaine intermédiaire (Vanoise) les structures plicatives sont complexes, leur analyse permet cependant de montrer (Goffé, 1975) qu'elles évoluent continûment depuis un stade initial longitudinal vers un stade final transverse.

Dans les gneiss minuti du ruisseau de Léchans, les plis à 310, de phase 1, reprennent des têtes de plis centimétriques qui pourraient être antéalpines (voir Bertrand, 1968).

Je signalerai enfin l'existence de petits accidents méridiens (5-10) subverticaux, relevant le compartiment est. Ils se traduisent par des zones blanchies d'extension métrique où des fentes en échelons, centimétriques, remplies de chlorite, matérialisent le sens de cisaillement. L'intérêt de cette déformation tardive est qu'elle affecte à la fois le socle et les Schistes lustrés (où elle apparaît bien dans les bancs siliceux). Elle est sans doute contemporaine de la série de grandes failles subméridiennes qui affectent la limite socle-Schistes lustrés en relevant le compartiment est (figure 2).

C. Récapitulatif :

Les principaux points de cette étude sont donc les suivants :

- le statut des gneiss "pont de la Lame" (Bertrand, 1968) est clarifié ; il n'y a pas lieu de les distinguer des métagranites porphyroïdes. Ils contiennent également une intercalation volcanosédimentaire.
- la lithologie variée de la série de Bonneval montre la séparation de plus en plus importante d'une fraction siliceuse et d'une fraction alumineuse. Elle pourrait traduire l'accumulation de produits de plus en plus évolués de la dégradation d'un socle. Le Trias présumé est discordant sur cette série qui paraît reposer sur les gneiss œillés.
- l'existence d'un horizon alumineux jalonnant dans des secteurs très divers du massif la limite entre métagranites et série volcanosédimentaire intercalée suggère que cette série puisse être considérée comme la couverture antéhercynienne d'un socle (granitique pour l'essentiel). Tous deux seraient plissés, métamorphisés et injectés de granites pendant l'orogénèse hercynienne. Toutes les attributions chronologiques restent en réalité à faire.

III. LA COUVERTURE PARAUTOCHTONE DU MASSIF DU GRAND PARADIS

Sur la coupole gneissique de ce massif reposent de minces lambeaux (0 - 20 m) constitués de quartzites (0 - 2 m) et de marbres plus ou moins dolomitiques. Bien que discontinus, ils sont abondants sur le flanc nord du massif (depuis Bonneval à l'Ouest jusqu'en Val Bardoney à l'Est) alors qu'ils semblent faire défaut sur le flanc sud.

Autochtonie ou allochtonie?

Cette pellicule essentiellement carbonatée étant coincée entre le socle gneissique et la masse des Schistes lustrés, sa position structurale est ambiguë : elle peut être a priori aussi bien interprétée comme la couverture autochtone du Grand Paradis que comme le jalon carbonaté d'un grand contact anormal comme nous en rencontrerons entre les unités de Schistes lustrés. Cependant plusieurs éléments permettent de penser qu'il s'agit de la couverture parautochtone, ou même franchement autochtone, du Grand Paradis.

Les quartzites, régulièrement présents même si le banc ne fait que 10 cm d'épaisseur (Grande Feiche), occupent toujours la même position : ils séparent les marbres des gneiss. De plus ils ne sont jamais séparés des gneiss par des cargneules, ce qui suggérerait un contact anormal, mais y sont au contraire bien adhérents. Sur le plateau des Loses la stratification de ces quartzites est discordante sur celle (ou foliation?) du sommet des gneiss de Bonneval localement très siliceux. A Grande Feiche les quartzites recoupent les plis décamétriques que dessinent des bancs de glaucophanites dans le sommet de ces mêmes gneiss.

Bien que la disharmonie entre les quartzites et les marbres susjacents soit assez générale, ceci ne semble pas suffisant pour penser que les quartzites seuls puissent être autochtones et les marbres allochtones, d'autant plus qu'à Grande Feiche les contacts gneiss-quartzite et quartzite-marbre sont pris dans un même pli pluridécimétrique d'axe 310, donc précoce.

L'âge de cette couverture

Bertrand (1966, 1968) a décrit divers affleurements de cette unité dans le secteur de Bonneval. Leur caractère commun remarquable est la faible

épaisseur de la série, qui ne dépasse pas 20 m ; mais il semble qu'avec l'absence de fossile ce soit le seul. Les variations sont telles d'un affleurement à l'autre qu'il ne m'est pas possible de proposer une coupe type et donc de comparer à des séries lithologiques connues. Ceci peut d'ailleurs être un argument contre l'autochtonie. Au Plan Sec la coupe évoque, en dépit de sa minceur, le Trias (Bertrand, 1968) en particulier par la présence de dolomies varvées mais celles-ci sont absentes d'autres coupes, alors que certains marbres évoquent plutôt le Malm (couloir de la Fontaine) ou le Crétacé supérieur briançonnais (cascade de Lenta).

Le seul élément nouveau que j'apporte est la découverte faite avec Pierre Saliot d'un horizon manganésifère oxydé. Dans le couloir de la Fontaine, qui domine Bonneval en rive gauche de l'Arc, la couverture carbonatée repose directement sur les gneiss de Bonneval par quelques mètres de dolomies avant de passer à une dizaine de mètres de marbres clairs, massifs et phylliteux. Dans les dolomies, un à trois mètres au-dessus des gneiss, un banc de 10 à 30 cm de dolomie légèrement manganésifère (1 à 2% MnO), à lits centimétriques gris et roses et patine brune, contient un horizon centimétrique à piémontite et braunite. La hausmannite est également présente dans les lentilles de braunite mais est souvent oxydée en pyrolusite (minéraux aimablement déterminés par MM. Picot et Serment). La ^{absence} présence de quartz est caractéristique. Le banc peut être suivi sur une centaine de mètres malgré les replis, mais je ne l'ai jamais observé dans une autre coupe, même dans le prolongement de ces affleurements sur l'autre rive de l'Arc (route de l'Iseran, Grande Feiche).

Un tel horizon fait bien sûr penser aux hard-grounds du Crétacé supérieur briançonnais (cf. Ellenberger, 1958 ; Bourbon et Fontailles, 1972) mais rien d'autre dans la coupe ne confirme cette hypothèse, bien au contraire. Le mystère reste entier car, si des concentrations manganésifères ont été décrites dans le Trias austroalpin (Stucky, 1960), il s'agit toujours d'intercalations siliceuses, ce qui n'est pas le cas ici ...

Le caractère singulier de cet hypothétique Trias, l'extrême réduction en particulier des quartzites, se retrouve sur le flanc nord-est du massif d'Ambin, où la base de la coupe de Gran Scala présente une grande analogie. La coupe complète a presque une centaine de mètres d'épaisseur et des attributions stratigraphiques peuvent y être faites avec une certaine confiance jusqu'au Crétacé supérieur, peut-être même au Paléocène (Ellenberger, 1958 ;

Caron et Gay, 1977). Ceci traduit l'amincissement vers l'Est d'une couverture briançonnaise qui, sur le versant ouest du massif, a encore plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Goguel et Ellenberger, 1952) et a servi à définir le type Val d'Isère - Ambin, briançonnais interne. Tout le problème est de savoir si le Grand Paradis représente le prolongement immédiat de ce domaine ou s'il y est totalement étranger.

Les calcschistes immédiatement susjacentes

La série carbonatée précédente est séparée par des cargneules d'une série de calcschistes très banals, sans aucun repère lithologique, dont l'épaisseur varie de 20 à 200 mètres. Cette pellicule de calcschistes sépare continûment le massif du Grand Paradis, au Sud (par un coussinet de cargneule) de Schistes lustrés qui seront définis comme unité inférieure, au Nord (par un jalon de marbres et de quartzites phylliteux) de Schistes lustrés qui seront définis comme unité intermédiaire. Voir la figure 2 où cette "pellicule" a été laissée en blanc.

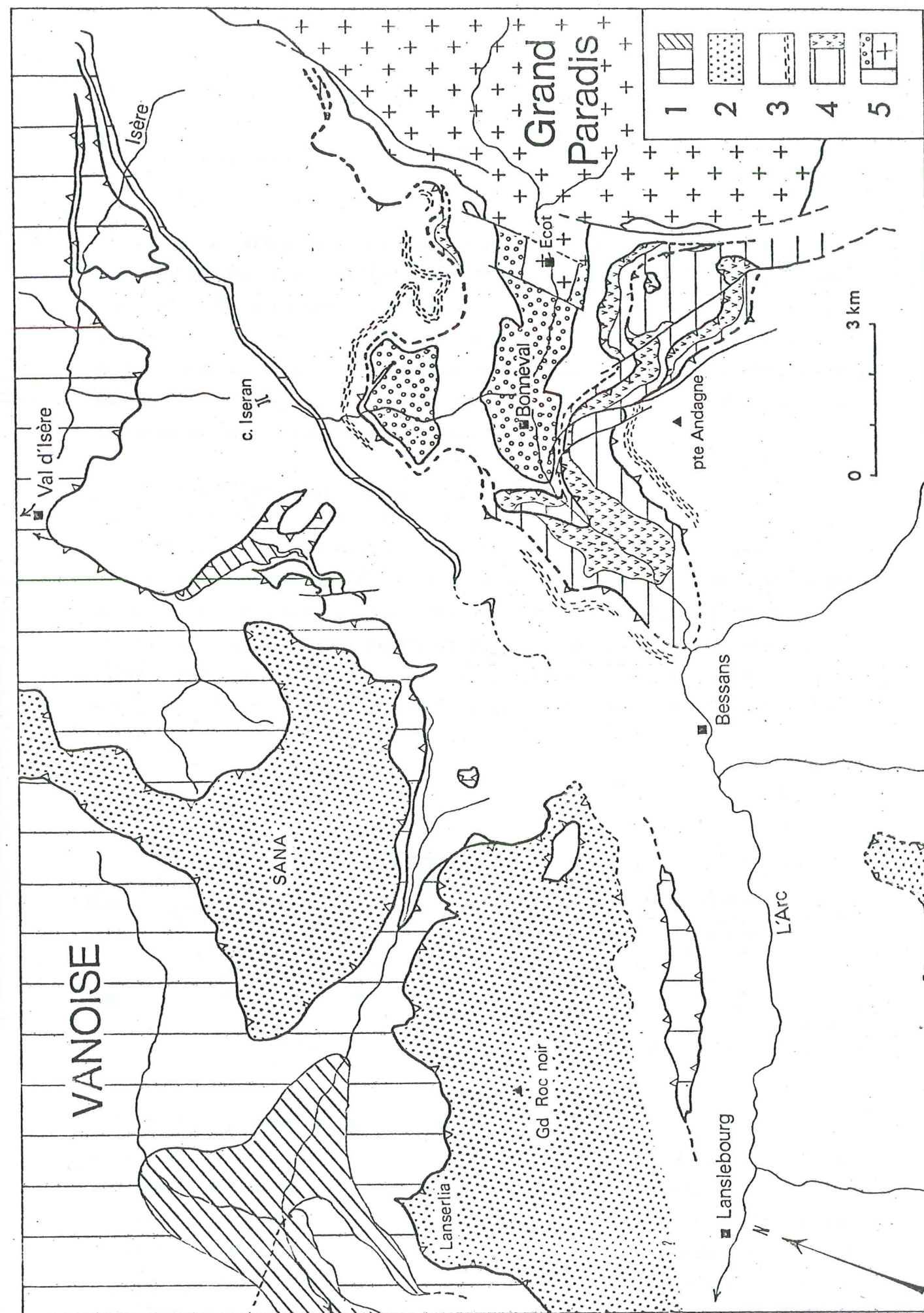
Ces calcschistes ne représenteraient-ils pas la suite stratigraphique de la couverture parautochtone, par exemple un Lias comme le suggère Elter (1971) dans le Val de Cogne pour des unités complètement décollées du socle? Il n'y a guère d'arguments pour cette hypothèse, mais également peu contre elle... Ces calcschistes très phylliteux, entrelardés de cargneules évoquent cependant peu les marbres phylliteux attribués au Lias dans le Val de Cogne.

Conclusion

Le problème de l'âge et de la limite supérieure de cette couverture n'a pas avancé. La découverte d'un horizon manganésifère le complique un peu plus. La question fondamentale de la présence ou non de Crétacé supérieur sur le massif du Grand Paradis, et donc de son rattachement au socle briançonnais, n'est pas résolue par la lithostratigraphie. Seule l'autochtonie de cette série est très vraisemblable.

Figure 1-2 : Schéma structural de la Haute Maurienne

- Légende :
- 1 - Zone briançonnaise : Vanoise
 - Barré vertical : couverture triasique à paléocène indifférenciée.
 - Barré oblique : socle paléozoïque.
 - La structure en écailles n'a pas été représentée.
 - 2 - Unité supérieure des Schistes lustrés :
 - 3 - Unité intermédiaire des Schistes lustrés :
 - Tireté : niveau de base, alternances de pélites carbonées et de bancs grésocarbonatés.
 - 4 - Unité inférieure des Schistes lustrés :
 - V : serpentinites
 - Barré horizontal : série volcanosédimentaire, couverture probable des serpentinites.
 - 5 - Massif du Grand Paradis et "couverture" :
 - Croix : gneiss du Grand Paradis, métagranites.
 - Cercles : gneiss de Bonneval
 - La mince couverture mésozoïque parautochtone de ces deux ensembles n'est pas distinguée.
 - Blanc : pellicule de calcschistes banals. Ses rapports avec le Grand Paradis ne sont pas élucidés.
- Les traits gras indiquent les contacts anormaux. Le trait est continu lorsque le contact est jalonné par des marbres ou des cargneules, il est pointillé sinon.



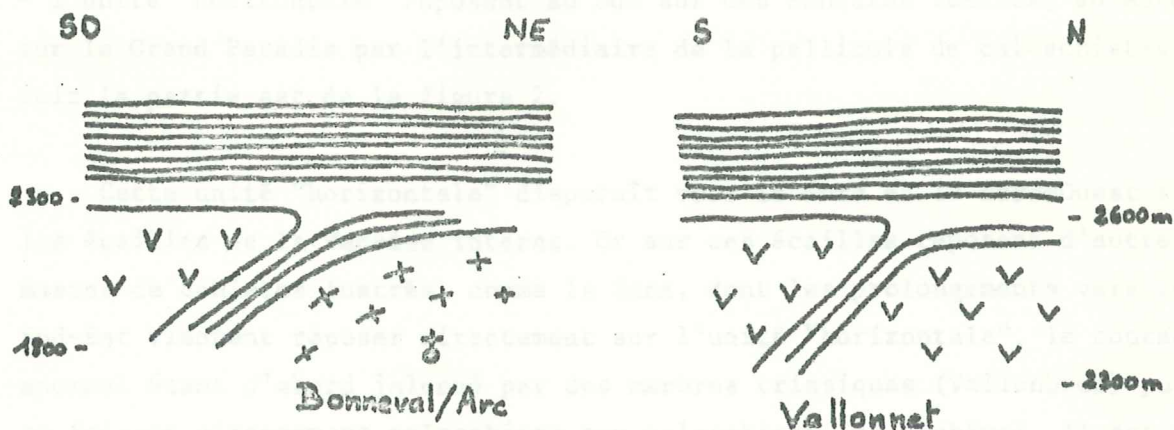
IV. LES SCHISTES LUSTRES

C'est au début du troisième été sur le terrain qu'une nouvelle hypothèse de structure m'a enfin permis d'intégrer d'un coup harmonieusement les observations faites jusqu'alors. Elle a conduit à la distinction de 3 grandes unités structurales dont le contenu lithologique et, dans une moindre mesure, le style tectonique se révélaient alors différents. En raison de cette démarche, je commence dans ce chapitre, à la différence des précédents, par aborder les problèmes structuraux.

A) LES UNITES STRUCTURALES

Deux observations sont à l'origine de la structure proposée.

• En rive droite de l'Arc, quelques centaines de mètres en aval de Bonneval, le socle Grand Paradis s'ennoye vers l'Ouest sous une bande de calcschistes qui s'ennoye elle-même sous le massif de serpentinite qui s'étend jusqu'au Villaron (Bessans). Au dessus de ce dispositif repose une grande masse de calcschistes à foliation horizontale qui semblent donc le tronquer.



• En rive gauche du glacier inférieur du Vallonnet a été faite l'observation clef, similaire à la précédente. Un contact anormal entre deux massifs de serpentinite (jalonné par une cinquantaine de mètres de schistes) plonge vers le Sud, alors qu'une épaisse série de calcschistes repose sur l'ensemble, parfaitement horizontale, tronquant nécessairement ce contact.

L'idée d'une unité de calcschistes reposant horizontalement et indifféremment sur les structures complexes d'unités variées s'impose donc.

Les levés de détail permettent de proposer un niveau repère de la

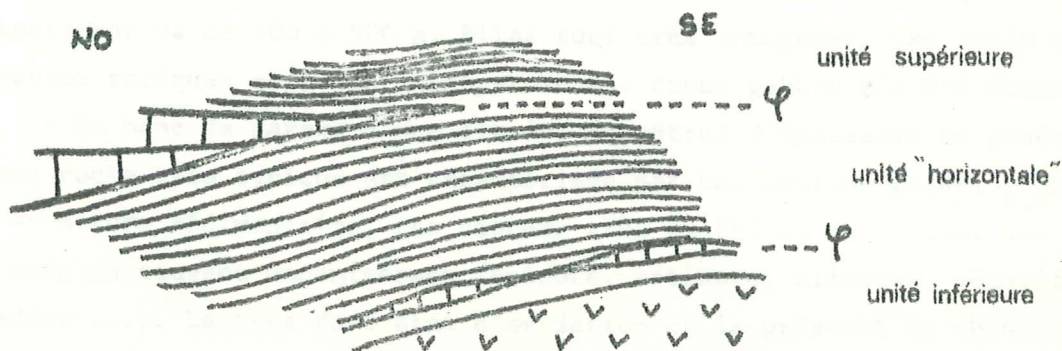
base de cette "unité horizontale" : c'est un banc de marbre plus ou moins dolomitique, souvent phylliteux, parfois cargneulisé, d'épaisseur maximale 10 mètres. Son association étroite à un ou des bancs décimétriques à métriques de quartzite phylliteux et de schiste très chloriteux est fréquente (Andagne, Vallonnet, Lenta...). Ce jalon peut être suivi quasiment continûment en rive gauche de l'Arc depuis la cascade du Vallonnet et peut-être même la face nord de l'Albaron, jusqu'au torrent d'Andagne, ceinturant ainsi la pointe d'Andagne. En rive droite, on le retrouve symétriquement au dessus du Villaron, du Coin jusqu'à Machefer, puis plus au N.E. autour de la cascade de Lenta, dans l'Ouille des Reys et les Pareis Longues. La cartographie montre que ce banc sépare l'unité "horizontale" soit de Schistes lustrés à serpentinite (Vallonnet, Andagne, Mollard), soit de la mince (20-200 m) pellicule de calcschistes reposant sur le socle Grand Paradis (Lenta, Ouille des Reys, Pareis Longues). Les Schistes lustrés à serpentinite reposent eux aussi sur cette pellicule de calcschistes, par l'intermédiaire de cargneules.

Nous sommes donc amenés à distinguer, pour l'instant, de bas en haut :

- le socle Grand Paradis et ses lambeaux de "couverture carbonatée" ;
- une pellicule de calcschistes le couvrant continûment ;
- sur le flanc sud du massif, des Schistes lustrés à serpentinite ;
- l'unité "horizontale" reposant au Sud sur ces Schistes lustrés, au Nord sur le Grand Paradis par l'intermédiaire de la pellicule de calcschistes.

Voir la partie est de la figure 2.

Cette unité "horizontale" disparaît vers le Nord et le Nord-Ouest sous les écaïlles de la Vanoise interne. Or sur ces écaïlles reposent d'autres masses de Schistes lustrés, comme la Sana, dont les prolongements vers le Sud-Est viennent reposer directement sur l'unité "horizontale", le contact anormal étant d'abord jalonné par des marbres triasiques (Vallonbrun) puis se faisant directement calcschiste sur calcschiste (cf. schéma). Il est



alors très difficile à déceler : une coupe faite depuis l'Arc, entre Besans et Lanslebourg jusqu'aux arêtes du Châtelard, fait passer insensiblement à cette unité supérieure, alors que l'on croit toujours être dans l'unité "horizontale". Voir la carte 2, où les contacts anormaux ont été figurés en pointillé lorsqu'ils n'étaient pas jalonnés de cargneules ou de marbres. L'observation que traduit le schéma ci-dessus, faite au col du Pelvo roux, démontre que les structures au contact briançonnais interne - piémontais externe ne résultent pas d'un phénomène plicatif (cf. Caby et al., 1979) comme on le représente généralement à la suite d'Ellenberger (1958).

Hormis les calcschistes qui reposent directement sur le Grand Paradis, c'est donc trois grandes unités qu'il nous faut distinguer dans les Schistes lustrés :

- l'unité inférieure à serpentinites,
- l'unité "horizontale", désormais appelée unité intermédiaire,
- l'unité supérieure, qui repose à la fois sur l'unité intermédiaire et sur la Vanoise interne.

Leurs relations sont illustrées par la figure 2.

B) ANALYSE LITHOLOGIQUE

1) Description

Elle est résumée par la figure 3 où ont aussi été schématisés les jalons carbonatés des contacts anormaux.

a) L'unité inférieure
















La lithologie de l'unité à serpentinites est absolument caractéristique, faite de l'association de 5 termes.

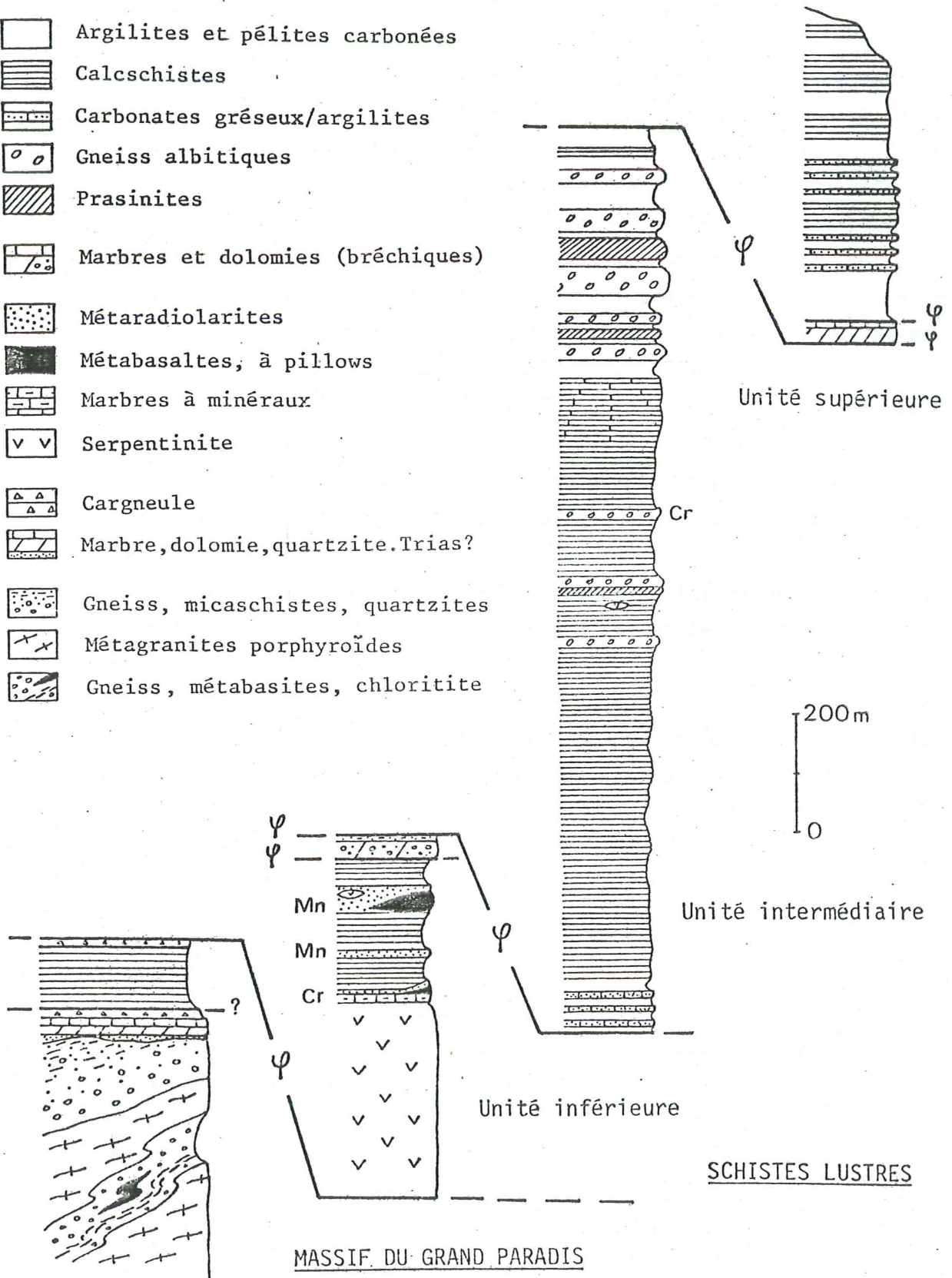
- Les serpentinites en massifs d'extension plurikilométrique dont l'épaisseur va de 300 à 500 m. Elles sont très homogènes. Les seuls rares minéraux reliques sont des clinopyroxènes. Aucun gabbro n'a été observé.

- Un banc de marbre d'une dizaine de mètres d'épaisseur en général. Cette roche très typique est caractérisée par une couleur grise, l'absence de structure sédimentaire, une cassure très spathique et surtout des lits et nodules souvent monominéraux (épidote, actinote, diopside, hématite, andradite ...). Le très fort état d'oxydation et la présence de chrome dans l'épidote (tawmawite) et le grenat (uvarovite) sont également caractéris-

Figure 1-3.

ESQUISSE LITHOLOGIQUE DES DIFFERENTES UNITES STRUCTURALES

-  Argilites et pélites carbonées
-  Calcschistes
-  Carbonates gréseux/argilites
-  Gneiss albitiques
-  Prasinites
-  Marbres et dolomies (bréchiques)
-  Métaradiolarites
-  Métabasaltes, à pillows
-  Marbres à minéraux
-  Serpentinite
-  Cargneule
-  Marbre, dolomie, quartzite. Trias?
-  Gneiss, micaschistes, quartzites
-  Métagranites porphyroïdes
-  Gneiss, métabasites, chloritite



tiques. Ce banc est toujours situé au contact des serpentinites, les deux premiers mètres au contact peuvent contenir des éléments métriques arrondis de serpentinites. Il est difficile de dire s'il s'agit de structures tectoniques ou sédimentaires.

- Des calcschistes sans variété, peu massifs et peu carbonés.

- Des bancs non carbonatés de micaschistes riches en quartz ou de quartzites phylliteux (souvent à grenat, chloritoïde, crossite ...) sont intercalés dans les calcschistes. Leur épaisseur est comprise entre 1 et 10 mètres, elle atteint exceptionnellement 40 m (Le Coin, Les Laurs). Ces bancs siliceux contiennent des concentrations manganésifères, décrites par ailleurs (Chopin, 1978). Par leur couleur claire et leur dureté, ce sont d'excellents bancs-repères. Il y en a en général 2 à 4 dans les diverses coupes de la série. Il y sera désormais fait référence par "bancs siliceux".

- Des metabasites en lentilles décamétriques à kilométriques se caractérisent par leur homogénéité, leur massivité, leur extrême dureté et des reliques d'associations éclogitiques, de grenat en particulier. Les seules structures éventuellement discernables évoquent fortement de petits "pillows", les meilleurs exemples se trouvant sur le versant N. de l'Ouille du Midi. Ces lentilles sont systématiquement contenues dans les bancs siliceux, ou au moins en contact avec eux par un de leurs flancs, à tous les niveaux de la série.

La partie strictement sédimentaire de cette série ne dépasse pas 250 m d'épaisseur. La succession représentée sur la figure 3 est caractéristique et se retrouve dans la plupart des coupes faites dans cette unité.

b) L'unité intermédiaire

C'est une épaisse série (1500 à 2000m) de calcschistes, d'allure monotone, qui forme les versants de la Haute Maurienne. Les termes caractéristiques en sont :

- à sa base, une cinquantaine de mètres d'alternances décimétriques de schistes noirs (argilites carbonées = "black shales", qui peuvent être très dominantes) et de lits grésocarbonatés clairs, à patine non rouillée. Zoïsite, chloritoïde et, à moindre titre, grenat sont communs dans les lits sombres ; l'abondance de l'apatite y est parfois remarquable.

Ce niveau qui affleure mal peut cependant être suivi depuis le Vallonet, le replat d'Andagne, le Villaron, Machefer et les Buffettes au dessus de l'unité inférieure, jusqu'à Lenta, la pointe des Arses et l'Ouille Noire au dessus du socle (figure 2). Ceci démontre que ce niveau ne peut être la suite stratigraphique de la série inférieure et confirme l'hypothèse de

structure. Sous ce niveau se trouvent les marbres et sous eux se trouvent immédiatement des termes caractéristiques de l'unité inférieure. Ceci justifie l'hypothèse que ces marbres jalonnent le contact anormal de la base de l'unité intermédiaire.

- l'association plus haut dans la série de gneiss et de micaschistes albitiques (ces derniers souvent riches en mica chromifère) à des prasinites, en bancs métriques à décamétriques. En montant dans la série, les premiers bancs isolés sont intercalés dans des calcschistes banals qui deviennent plus calcaires pour former ressaut avant de passer à une série très pélitique et carbonée où les gneiss albitiques et prasinites sont abondants.

Les relations entre ces termes sont magnifiquement exposées dans le cirque de l'ancien glacier d'Andagne. Dans ses parois la série des Schistes lustrés est à 80% constituée de gneiss albitiques très dominants et de prasinites. L'origine sédimentaire de ces deux roches y est évidente par leur interstratification régulière, de l'échelle du centimètre à celle du décamètre, avec des schistes noirs pouvant contenir une fraction carbonatée.

Le sommet de la série intermédiaire est donc caractérisé à la fois par l'abondance des pélites noires (d'où la ligne de crête sombre et molle qui s'étend du Pelvo Roux jusqu'au signal del'Iseran) et la présence de gneiss albitiques qui arment les principaux sommets et tranchent par leur couleur (pointe de Claret, pointe d'Andagne, Méan Martin...).

c) L'unité supérieure

La lithologie représentée sur la figure 3 est celle du compartiment situé au Nord de Lanslebourg sur la figure 2, qui s'étend de Lanserlia à l'Ouest aux arêtes du Châtelard et au col du Pelvo Roux à l'Est. Dans cette unité, les pélites noires sont abondantes et, dans sa partie ouest au moins (de Lanserlia au Grand Roc Noir), des alternances pluricentimétriques à décimétriques d'argilites carbonées et de lits grésocarbonatés à patine rouille sont typiques. Cette unité se caractérise donc par sa couleur sombre, sa faible dureté et l'absence de gneiss albitiques, bancs siliceux, prasinites, serpentinites,...

Il y a cependant un problème. La Sana occupe sur l'autre rive du vallon de la Rocheure la même position structurale que cette unité, d'où

le même figuré sur la carte 2, mais sa lithologie diffère par la présence de lentilles de gabbros (pegmatoïdes ou lités, d'une extrême fraîcheur), de gneiss albitiques (éventuellement à fuschite) et de prasinites rubanées. Peut-être pourrait-on distinguer plusieurs ensembles dans la Sana dont la partie ouest semble dépourvue de ces gabbros et pourrait représenter le prolongement de l'ensemble précédent (Lanserlia-Grand Roc Noir) ? Sinon, il faut imaginer des variations latérales brutales de la lithologie. En tout état de cause, une étude détaillée de ce petit massif, que je n'ai pas faite, serait instructive.

2) Interprétation succincte

Le cas de l'unité inférieure paraît le plus typique. L'observation détaillée des relations métabasites - bancs siliceux - calcschistes, et la découverte de microfaune me permettent d'être maintenant plus catégorique que je ne l'ai été (Chopin, 1978) en essayant de retrouver l'origine des bancs siliceux contenant les concentrations manganésifères.

La liaison systématique entre métabasites et bancs siliceux, la présence de "pillows", la présence en bordure des lentilles de métabasites de roches plus alumineuses et lessivées (chloritites, chloritites à chloritoïde... au Coin en particulier), la précipitation locale dans ces bancs siliceux de manganèse qui a conservé des fantômes de radiolaires (photo 6) suggèrent des épanchements volcaniques sous-marins (avec altération hydrothermale des bordures, hydrothermalisme...) libérant divers éléments en solution et entraînant la prolifération de radiolaires qui vient masquer la sédimentation carbonatée. Cette série volcano-sédimentaire est étroitement liée aux marbres à minéraux qui sont toujours eux-mêmes associés aux massifs de serpentinites. Ceci me conduit à l'hypothèse que cette mince série s'est déposée sur un plancher de serpentinite, en commençant par un épisode très carbonaté (que l'on retrouve dans toute la zone piémontaise). Ceci pose alors le problème d'une tectonique océanique précoce, car les serpentinites ne sont pas réputées être un plancher océanique "normal". Nous y reviendrons.

Dans l'unité intermédiaire, le problème est l'interprétation des gneiss albitiques et des prasinites associées. Dans les cartes de Raguin et Hermann (1931, 1938), ces roches n'étaient pas distinguées des bancs siliceux (métaradiolarites) de ce que j'ai appelé l'unité inférieure, et la

plus grande confusion a régné jusqu'à maintenant (voir encore Fudral et al., 1978). Le contraste minéralogique entre les deux unités est pourtant flagrant : l'unité intermédiaire est celle de l'albite, minéral qui, primaire, est rare dans l'unité inférieure.

Les origines les plus diverses ont été invoquées pour ces roches constituées à plus de 50% d'albite : produits volcaniques remaniés ou non, écaillés de socle, produits métasomatiques... Leur origine sédimentaire me paraît assurée (cf. supra), mais reste à savoir à partir de quoi elles se sont formées. L'altération de roches basiques ou ultrabasiqes (plancher océanique mis à nu par le début de la tectonique compressive dans un domaine plus interne) est souvent invoquée (un argument parmi beaucoup d'autres étant la concentration fréquente de chrome dans les micas... qui existe aussi dans le Permien de Vanoise). C'est certes l'hypothèse la plus plausible, mais il reste à expliquer l'énorme fixation de sodium dans des produits d'altération néoformés, alors que, dans le cas des ultrabasites, le matériau de départ ne doit pas en contenir beaucoup. L'eau de mer constitue bien un magnifique réservoir, mais il faut préciser les phénomènes mis en jeu. Ceux-ci ont déjà dû être envisagés expérimentalement ou par le calcul thermodynamique, mais ils sortent pour l'instant de mon propos.

Dans la Sana (unité structurale supérieure), la présence de lentilles décamétriques à hectométriques de gabbros non déformés intercalées dans les calcschistes conduit encore à l'alternative tectonique/sédimentaire. S'agit-il de lentilles jalonnant comme certaines serpentinites des contacts anormaux ? Ou s'agit-il d'olistolithes ? La première hypothèse a contre elle que ces gabbros ne sont pas déformés ; la deuxième a pour elle d'être à la mode.

Le même problème est posé par la présence (que je n'ai pas évoquée jusqu'à présent, mais qui est figurée dans le schéma 3) de lentilles décamétriques de serpentinites à divers niveaux des séries inférieure et intermédiaire. Dans l'unité inférieure, toutes les lentilles rencontrées (Le Coin, Machefer, Roche Noire, flanc N.E. de la pointe d'Andagne) sont situées dans des bancs siliceux. L'étude des contacts, très francs, ne montre pas trace de cisaillement important dans le banc siliceux. L'hypothèse d'olistolithes semble donc devoir être retenue, mais il reste à expliquer pourquoi ces blocs de serpentinite se trouvent uniquement dans les bancs siliceux, pourquoi ils sont tous de grande taille et pourquoi il n'y a pas d'autre matériau que des serpentinites. Il est vrai que les blocs plus petits ou situés dans les calcschistes échappent plus facilement à l'obser-

vation. Dans l'unité intermédiaire, les trois lentilles reconnues (Pays Désert et versant N.O. de la pointe de Méan Martin) sont situées dans les calcschistes et dans les trois cas à la base géométrique d'un banc de gneiss albitique ou de prasinite.

Ainsi l'idée d'olistolithe est dans l'air, mais les observations faites n'emportent pas encore complètement ma conviction. J'attendrais en effet des passées bréchiques à éléments de taille (et éventuellement de nature) variable, plutôt que ces lentilles de serpentinite (ou de gabbros dans la Sana) isolées et de grande taille. En faire dans tous les cas des jalons de grands contacts tangentiels me paraît cependant encore plus contradictoire aux faits d'observation. Ceci n'empêche bien sûr pas que des serpentinites jalonnent effectivement un grand contact anormal, par exemple celui existant entre le toit de l'unité intermédiaire et la base des écailles de Vanoisé interne (Pelaou Blanc, crête des Lessières...)

C) INDICATIONS TECTONIQUES

Le levé détaillé de l'unité inférieure fournit grâce à la lithologie très diversifiée (serpentinites et bancs siliceux en particulier) de bonnes contraintes pour une analyse structurale. Cette analyse conduit à résoudre cette unité en 3 grandes écailles plurikilométriques se chevauchant vers le Nord (figure 2). Il y a troncature basale de tout cet ensemble côté socle (flanc E. de l'Ouille du Midi) ainsi que troncature sommitale (Vallonnet, cf. supra). Chaque écaille comprend un corps de serpentinite surmonté de sa couverture présumée, qui est complète pour les deux écailles supérieures (Vallonnet-Régau et Andagne-Ouille du Midi) et qui se réduit aux marbres, basaltes très développés et bancs siliceux dans l'écaille inférieure qui est discontinue (torrent des Roches et Ouille Mouta).

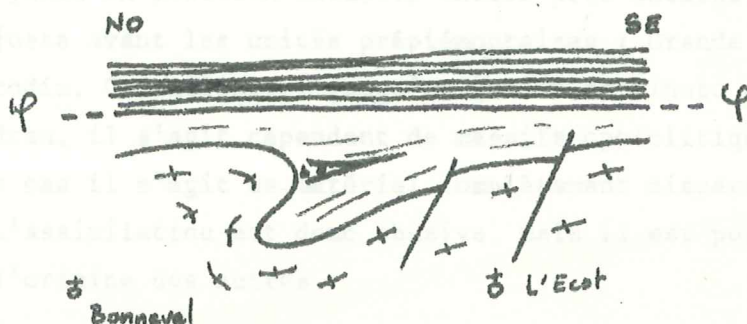
Toute grande structure plicative semble absente de cette unité : les bancs siliceux peuvent être observés dans les falaises sur des kilomètres sans qu'ils présentent le moindre repli, alors qu'à l'affleurement ils montrent des plis synschisteux décimétriques, la foliation coïncidant grossièrement avec les discontinuités lithologiques. Ceci s'explique assez bien par la faible épaisseur de la série schisteuse coincée entre les grands corps de serpentinite. La notion de "régime laminaire" s'appliquerait fort bien !

Les unités intermédiaire et supérieure s'en distinguent radicalement par la présence de plis couchés décamétriques et hectométriques. Ceux-ci n'apparaissent qu'à la faveur de discontinuités lithologiques (bancs de gneiss albitiques...) et ne sont donc bien observables que dans le sommet de la masse des Schistes lustrés : pointe des Lessières et pointe de l'Ouil-larse dans l'unité intermédiaire, Grand Roc Noir, Sana dans l'unité supérieure. Leur analyse sort du cadre de ce travail. Ceci n'affecte pas notablement la validité du "log" proposé pour l'unité intermédiaire, mais j'ai déjà dit que la succession lithologique proposée dans l'unité supérieure était conjecturale.

De plus, l'unité intermédiaire est subdivisée par des bandes étroites (digitation de l'Iseran) ou des écailles ("fenêtre" de Lanslevillard) surtout constituées de matériel triasique, qui peuvent recouper la foliation des calcschistes (au moins pour la digitation de l'Iseran). Ces structures jalonnent donc des cisaillements probablement tardifs. Il est vraisemblable que de nombreux cisaillements de même sorte existent dans cette unité sans être matérialisés et soient donc difficiles à déceler.

Les marbres (bréchiques parfois) qui jalonnent le contact entre les unités inférieure et intermédiaire sont beaucoup plus déformés (surtout étirés) que ceux des écailles de la Vanoise interne et de leurs prolongements entre unité intermédiaire et supérieure. Leur histoire peut ne pas être la même.

Enfin, la grande troncature que représente la base de l'unité intermédiaire n'est pas affectée par les événements tectoniques réputés tardifs dans le socle. En particulier le grand pli rond de Bonneval (d'axe S.O.-N.E.) dénivelle la surface du socle de près de 500 m en affectant la mince couverture de calcschistes qui le surmonte, alors que l'unité intermédiaire sus-jacente est rigoureusement horizontale. Ces plis "tardifs" (Bertrand, 1968) sont donc antérieurs (ou à la limite contemporains) à ce grand accident tangentiel.



D) PROLONGEMENT DE CES UNITES DANS LES ALPES

Des reconnaissances effectuées sur le flanc N. du massif, avec J.R. Kiénast dans le moyen et bas Val d'Aoste, et avec R. Compagnoni dans le haut Val de Cogne, montrent que la série piémontaise typique, à ophiolites, éclogites... (série inférieure de Kiénast, 1973 ; série Zermatt-Saas Fe de Bearth, 1962) est caractérisée par la même association des 5 termes de l'unité inférieure définie en Haute Maurienne, et les mêmes relations entre eux. L'identité est évidente, souvent jusque dans le détail.

Les nombreux massifs de serpentinite affleurant sur le flanc sud du massif, associés à des éclogites et des bancs siliceux à manganèse laisse penser que l'on y retrouve encore la même unité. Le domaine étudié présente donc les affleurements les plus occidentaux de cette grande unité "Zermatt-Saas Fe", qui n'était bien définie qu'au Nord du Grand Paradis. Ce travail permet donc de la prolonger vers l'Ouest et le Sud tout en précisant sa structure et ses relations avec les autres unités.

L'association gneiss albitique-prasinite de l'unité intermédiaire forme sur la bordure ouest de l'unité précédente un jalon caractéristique que l'on peut suivre (cf. carte d'Hermann, 1938) au moins depuis les sources de l'Isère au Nord jusqu'à l'Ouest du massif Dora Maira où Caron (1977) l'a décrite dans plusieurs de ses séries, en passant par le Charbonnel, Rocciamelone... Sa présence est connue dans le Queyras, en Corse (Delcey, 1974). Plus au Nord, Kiénast (comm. pers.) l'a reconnue également en Valtournanche au dessus de l'ensemble ophiolitique. Son importance paléogéographique et paléotectonique est donc certainement capitale, mais il reste à élucider les phénomènes générateurs (cf. supra) avant de parler de sa signification à l'échelle de la chaîne alpine.

Les roches les plus remarquables de l'unité supérieure sont les gabbros de la Sana. Les unités à gabbros (pegmatoïdes) peu métamorphisés semblent former un jalon en position actuelle encore plus externe dans la zone piémontaise, juste avant les unités prépiémontaises : Grande Sassièrè, Sana, Jovet, Villarodin, Chenaillet... jusqu'au massif de Pineto en Corse ! A Pineto et au Gondran, il s'agit cependant de massifs ophiolitiques, alors que dans les autres cas il s'agit de matériel complètement dispersé dans les calcschistes. L'assimilation est donc abusive, mais il est possible de voir dans les uns l'origine des autres.

E) CONCLUSION

L'étude lithologique a montré que dans la monotonie réputée de ces schistes de Haute Maurienne il était possible de trouver des coupes types, de reconnaître et d'individualiser des séries lithologiques tout en confirmant la distinction de grandes unités structurales. Le schéma proposé est cohérent mais doit rester une hypothèse de travail, même bonne. L'analyse doit être étendue, en particulier dans l'unité intermédiaire qui semble devenir vers l'Ouest (à partir du mi-chemin entre Bessans et Lanslebourg) plus composite que je ne l'ai décrite : les grosses barres sommitales de gneiss albitiques disparaissent au profit de nombreux bancs de micaschistes albitiques à tous les niveaux de la série, puis de séries de calcschistes plus uniformes et plus carbonatés. Dans cette même unité, il semble aussi que, vers le Sud, les gneiss albitiques "descendent" dans la série, pour venir presque reposer sur l'unité inférieure. C'est du moins ce que j'ai cru pouvoir tirer des cartes existantes. Dans l'unité inférieure l'analyse, bien que beaucoup plus avancée, mérite également d'être poursuivie. Les relations entre la mince série volcanosédimentaire et les corps de serpentinites peuvent être encore précisées ; en particulier l'hypothèse d'une tectonique synsédimentaire, que je n'ai finalement pas retenue en raison de la belle ordonnance des couches, pourrait être discutée.

Pour terminer, je n'insisterai pas sur le fait que les pages qui précèdent sont en contradiction totale avec le travail de Fudral, Rampoux et Robert (1978), aussi bien pour la cartographie que les interprétations lithologiques et structurales. Ces auteurs ont appliqué une idée préconçue (les nécessaires olistolithes) à un ensemble lithologique qu'ils n'ont pas sérieusement analysé.

V. CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

Deux ensembles crustaux continentaux (Vanoise et Grand Paradis) sont donc séparés par une unité d'origine océanique. Ceci rend le problème des relations entre ces deux domaines plus aigu encore, et confirme l'importance de la zone étudiée pour la compréhension de la chaîne alpine.

Mais l'analyse lithologique de la couverture parautochtone du Grand Paradis n'ayant pas permis d'attribution stratigraphique, il faut trouver d'autres instruments pour comparer l'évolution des deux massifs. Ces instruments, analyse pétrographique et radiochronologie, vont être développés dans les deux parties suivantes.

La démarche logique aurait été d'appliquer maintenant l'analyse pétrographique à la comparaison des unités structurales définies précédemment, en recherchant en particulier d'éventuelles sautes de métamorphisme pour confirmer ou non les subdivisions proposées et préciser les relations métamorphisme-tectonique tangentielle. Ce n'est pas celle qui a été adoptée car la distinction des unités est venue très tardivement, alors que le travail pétrographique était réalisé pour l'essentiel. Il s'était de fait cantonné à l'unité inférieure et au socle Grand Paradis. Il a cependant consisté en la mise au point d'outils suffisamment raffinés pour que la comparaison des différentes unités se fasse ensuite rapidement.

Il ne faut donc pas s'étonner de ce que, dans la deuxième partie, les considérations géologiques ne viennent qu'en conclusion d'une analyse pétrographique un peu désincarnée. C'est finalement à ce prix (mise au point de nouveaux instruments d'investigation) que l'on peut espérer cerner au mieux la réalité.

BIBLIOGRAPHIE DE LA PREMIERE PARTIE

- BEARTH P. (1962). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 42, 127-137
- BERTRAND J.M. (1966). D.E.S., Université d'Orsay
- BERTRAND J.M. (1968). Géologie alpine, 44, 55-87
- BERTRAND J.M. et SALIOT P. (1966). C.R. Acad. Sc. Paris, D, 262, 1669-1672
- BOCQUET J. (1971). Eclogae geol. Helv., 64, 71-103
- BOURBON M. et FONTEILLES M. (1972) Bull. Soc. fr. Min. Crist., 95, 623-624
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1979). Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.
(sous presse)
- CALLEGARI E. COMPAGNONI R. et DAL PIAZ G.V. (1969). Boll. Soc. geol. ital.,
88, 59-69
- CARON J.M. (1977). Thèse d'Etat, Strasbourg, 326 p.
- CARON J.M. et GAY M. (1977). Eclogae geol. Helv., 70, 643-665
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1964). Schweiz. Min.
Petr. Mitt., 44, 43-60
- CHOPIN C. (1978). Bull. Minéral., 101, 514-531
- COMPAGNONI R., ELTER G. et LOMBARDO B (1974). Mem. Soc. geol. ital., 13, 227-239
- DELCEY R. (1974). C.R. Acad. Sc. Paris, D, 279, 1693-1696
- ELLENBERGER F. (1958). Mém. Serv. Cart. géol. Fr., 561 p.
- ELTER G. (1971). Géologie alpine, 47, 147-169
- FUDRAL S., RAMPNOUX J.P., et ROBERT D. (1977). C.R. somm. Soc. géol. Fr.,
6, 330-332
- GOFFE B. (1975). Thèse de 3ème cycle, Paris XI-Orsay, 181 p.
- GOGUEL J. et ELLENBERGER F. (1952) C.R. somm. Soc. géol. Fr., 13, 262-264
- HERMANN F. (1938). Carte au 1/200 000 des Alpes nord-occidentales
- KIENAST J.R. (1973). C.R. Acad. Sc. Paris, D, 276, 2621-2624
- KRUMMENACHER D. et EVERNDEN J.F. (1960). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 40, 267-277
- MICHEL R. (1953). Sciences de la Terre, Nancy, 1, 287 p.
- RAGUIN E. et HERMANN F. (1931). Feuille XXXVI-34 Lanslebourg 1/50 000
- SALIOT P. (1973). C.R. Acad. Sc. Paris, D, 276, 3081-3084
- STUCKY K. (1960). Beitr. Geol. Schweiz. Geotech. Serie, 37

2ème Partie

ETUDE PETROGRAPHIQUE

I. LE MATERIEL ETUDIE

Lorsque j'ai entrepris cette étude les données pétrographiques sur le socle étaient peu abondantes. Pour ce qui est de l'évolution alpine, Michel (1953) avait signalé la phengitisation des granitoïdes et la croissance de biotite brune alpine sur les biotites magmatiques. Bertrand (1968) avait décrit avec minutie la recristallisation des feldspaths et découvert la chloritite à chloritoïde des Evettes. L'association jadéite-quartz avait été décrite dans les gneiss de Bonneval (Saliot, 1973, 1978) ; des éclogites avaient été trouvées aussi bien en Italie (Compagnoni et Lombardo, 1974) qu'en France dans le matériel étudié par Bertrand (Saliot, comm. pers.).

Dans les Schistes lustrés reposant directement sur le Grand Paradis, des éclogites abondantes et plus ou moins rétro-morphosées étaient connues sur les flancs nord et sud du massif. Sur le versant ouest, qui nous concerne, il restait à mettre en évidence leur limite d'apparition puisqu'elles ne sont pas connues dans les Schistes lustrés plus occidentaux. D'après les cartes de Saliot (1973) et Bocquet (1971) l'apparition du chloritoïde et du grenat devait se faire aussi dans ce domaine, ainsi que la disparition de la lawsonite (bien que dans tous les calcschistes piémontais des pseudomorphoses lui soient attribuées). Ainsi apparaît une grossière zonalité Est-Ouest. Le problème, difficile dans ces régions à faible gradient thermique, est d'en préciser sur le terrain les étapes (isogrades...) et de mettre en évidence d'éventuelles discontinuités dues à la tectonique. Il suppose que l'on dispose de milieux à la fois réactifs et abondants dans les différentes unités structurales.

Jusqu'à présent, c'est essentiellement les roches basiques qui ont joué ce rôle, mais dans la gamme de variations P.T. qui nous concerne elles ne constituent plus des marqueurs assez fins et elles représentent de toute façon des systèmes chimiques trop complexes. Pour ces raisons et assurément aussi par curiosité, j'ai été amené à chercher d'autres instruments d'étude. Finalement ce sont les systèmes manganésifères carbonatés et les systèmes alumineux (pélitiques) à chloritoïde qui ont retenu mon attention. La reconnaissance des phases ayant été laborieuse dans les paragenèses manganésifères (Chopin, 1978), l'étude pétrographique en est moins avancée. Nous verrons cependant qu'elle fournit un géothermomètre sensible. Les paragenèses alumineuses se sont révélées une source abondante de nouveautés pétro-

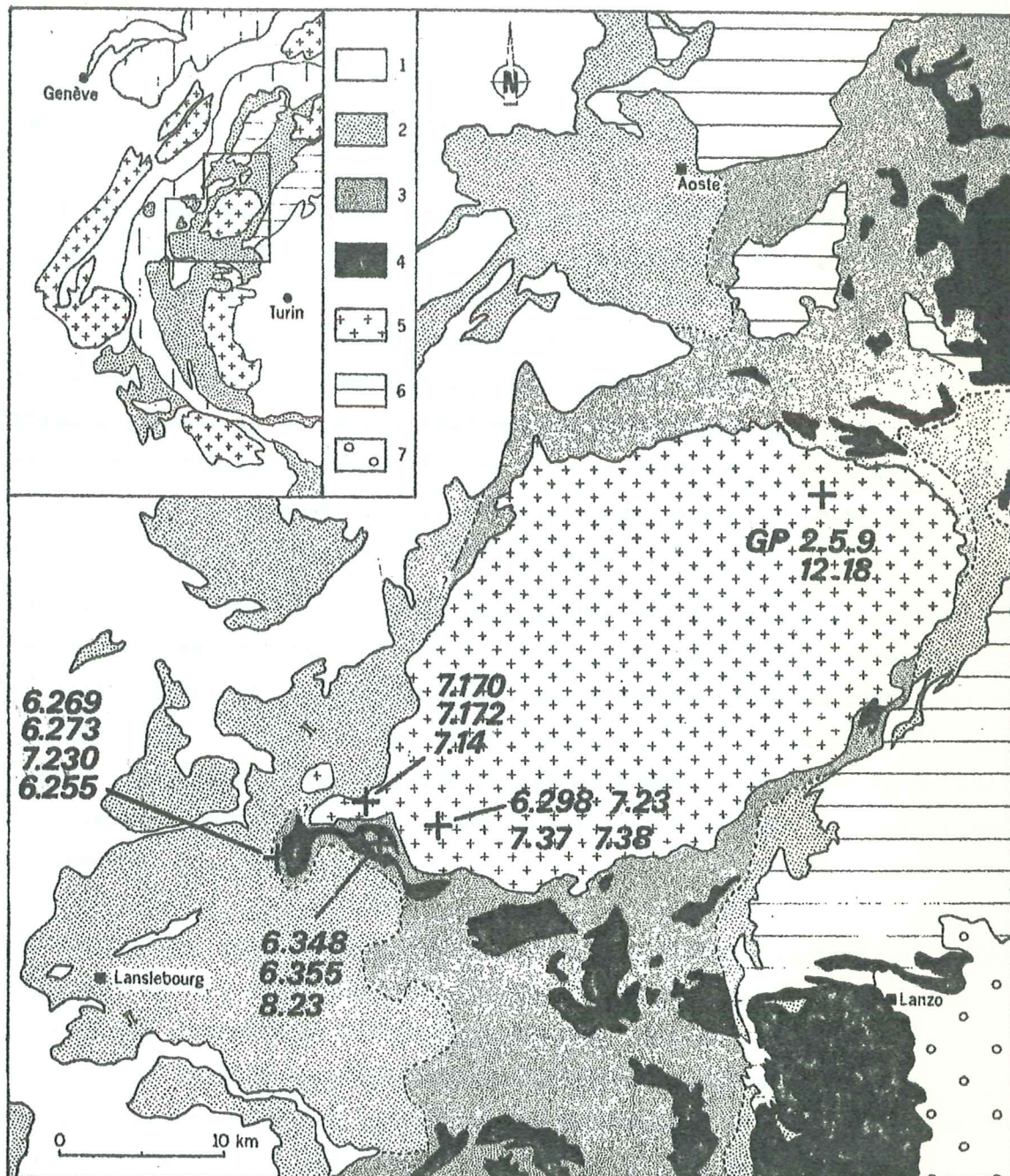


Figure 2-1 : Position des principaux points d'échantillonnage

D'Ouest en Est :

- Le Coin (le Villaron, commune de Bessans). Unité inférieure
- L'écharenne (l'Ecot, commune de Bonneval). Socle.
- L'Ouille du Midi (commune de Bonneval). Unité inférieure.
- Les Evettes - Mont Sâti (commune de Bonneval). Socle.
- Pointe des Eaux Rousses (Val Bardoney, Cogne, Italie). Socle.

La légende est celle de la figure 1.1.

graphiques. Ceci explique que je n'ai pas consacré à l'évolution des granitoïdes du socle tout le temps qu'elle méritait.

Dans les Schistes lustrés, les échantillons étudiés proviennent presque exclusivement des bancs siliceux de l'unité inférieure : soit du quartzite phylliteux lui-même (6-348), soit de faciès de bordure de lentille de métabasalte où peuvent alterner quartzites (6-269, 7-230) et chloritites (6-273), avec concentration locale d'amphibole bleue (6-355), soit des quartzites phylliteux à piémontite des concentrations manganésifères (6-255). 6-80 est un calcschiste à chloritoïde de l'unité inférieure, pris au-dessous du Villaron. 6.60 est une pélite carbonée, banc de base de l'unité intermédiaire, au pied de la paroi est de l'Ouille Noire.

Dans le socle, les échantillons proviennent de la chloritite à chloritoïde des Evettes (6-298, 7-23, 7-37, 7-38...) ou de son équivalent en Italie (échantillons GP ... que je dois à l'obligeance de Bruno Goffé et Roberto Compagnoni), ainsi que des glaucophanites (7-170), souvent siliceuses (7-14, 7-172), alternant avec des quartzites au sommet des gneiss de Bonneval, à Lécharenne. Voir figure 2.1 (par la suite le 2 ne sera plus mentionné dans les renvois aux figures).

La description exhaustive de ces échantillons m'étant apparue ici trop fastidieuse, elle est distillée dans les chapitres qui suivent au gré des réactions et des assemblages étudiés. Le tableau III, en tête du prochain chapitre, résume cependant toutes les associations étudiées dans cette deuxième partie. Les nombreux renvois aux photographies (en fin de volume) permettront au lecteur de s'en faire une idée plus précise. Dans l'étude minéralogique en particulier, l'appel du numéro d'une roche entre parenthèses renvoie implicitement aux tableaux d'analyses de minéraux réunis en fin de volume (où l'ordre des échantillons est celui du tableau III). Les analyses de roches sont regroupées en deux tableaux (I et II) également en fin de volume, avec lesquels on trouvera des localisations. Dans les tableaux d'analyses, c et b désignent le cœur et le bord d'un même cristal, I et II opposent (par exemple) une chlorite primaire à une chlorite secondaire. A la suite de ces tableaux se trouvent ceux des analyses de minéraux datés. Il y est également fait référence dans le chapitre minéralogie.

Procédure analytique, expression des résultats

Les analyses de minéraux ont été effectuées sur la microsonde Cambridge Mark V de l'Ecole normale. Les étalons utilisés sont quartz, rutil, corindon, magnétite, pyroxmangite, MgO, andradite, jadéite, orthose. La correction, inspirée par Sweatman et Long (1969), est faite théoriquement selon Z et A. Le programme a été conçu par S.C. Dujon et P. Saliot. Il prend en compte le degré d'oxydation du fer et du manganèse et, ce qui est fondamental, la teneur en H₂O ou CO₂ du minéral. Les teneurs en H₂O adoptées sont: phengite et paragonite 4,5%, biotite 4 à 4,5, margarite 4,6, talc 4,5 à 4,7, chloritoïde 7,4, glaucophane 2,2, chlorite 12%. La tension d'accélération était 15 kV, le courant échantillon 10 nA et le temps de comptage 20 secondes. Les teneurs brutes d'une analyse proviennent généralement de la moyenne de deux comptages faits à quelques microns de distance. Dans chaque lame mince, en routine, deux à trois plages ont été étudiées, chacune ayant été choisie pour contenir le maximum de minéraux en contact ou à proximité immédiate.

Pour la publication il a fallu faire un choix parmi les analyses effectuées, bien que pour le tiers des échantillons environ, les analyses données représentent la quasitotalité des analyses faites. Je n'ai pas cherché à faire un recueil d'analyses parfaites (autant qu'il soit possible d'en juger) mais un recueil d'analyses utilisables à des fins pétrographiques. Ainsi, lorsque pour un minéral plusieurs analyses sont fournies, il s'agit des pôles de variations observées; si pour un échantillon toutes les analyses "bouclaient" bas avec des formules structurales normales, je n'ai pas hésité à les donner. Dans les tableaux, les formules structurales sont calculées sans l'eau sur un nombre d'atomes d'oxygène fixé (11 pour les micas et le talc, 14 pour la chlorite, 23 pour l'amphibole) sauf pour le grenat et le chloritoïde où le calcul a été fait sur 8 cations, ceci afin d'obtenir immédiatement le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} qui fournit le nombre d'oxygènes théorique. Pour ces analyses le total des cations ne figure pas sur la dernière ligne du tableau. Pour les minéraux autres que phengite et amphibole tout le fer est exprimé sous forme FeO. Pour la phengite, sauf spécification contraire, Fe^{2+}/Fe^{3+} a été fixé à 1. Pour les amphiboles bleues le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} a été ajusté de façon que $Si + Ti + Al + Fe^{3+} = 10,0$. La formule de la deerite est calculée sur 50 oxygènes, avec Fe^{2+}/Fe total : 0,66.

Enfin, une remarque analytique à propos du sodium : c'est l'élément

pour lequel le rendement de la microsonde est le moins bon, c'est-à-dire que les comptages obtenus sont faibles. C'est de plus un élément volatil, assez capricieux à l'analyse. L'incertitude analytique sur cet élément est donc supérieure aux autres. De plus, son faible poids atomique fait qu'une petite erreur analytique est reportée de façon importante dans la formule structurale. C'est une chose à avoir en tête en particulier pour discuter les analyses de paragonite, margarite et glaucophane.

La margarite, qui est nouvelle dans ces régions et de composition voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska, est caractérisée par une composition chimique voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

Les analyses effectuées sur les différents échantillons de la zone d'Alaska ont permis de constater que la composition chimique de la margarite de la zone d'Alaska est voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

3. Les sites cristallins

1) Sites cristallins

Les analyses effectuées sur les différents échantillons de la zone d'Alaska ont permis de constater que la composition chimique de la margarite de la zone d'Alaska est voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

La composition chimique de la margarite de la zone d'Alaska est voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

La composition chimique de la margarite de la zone d'Alaska est voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

La composition chimique de la margarite de la zone d'Alaska est voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

La composition chimique de la margarite de la zone d'Alaska est voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

La composition chimique de la margarite de la zone d'Alaska est voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

La composition chimique de la margarite de la zone d'Alaska est voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

La composition chimique de la margarite de la zone d'Alaska est voisine de celle de la margarite de la zone d'Alaska.

II. MINÉRALOGIE ET CRISTALLOCHIMIE

Dans ce chapitre sont reprises, par minéral, les analyses du chapitre précédent afin de préciser les modalités et l'étendue des substitutions mises en jeu. Si ce chapitre apparaît essentiellement consacré aux phyllosilicates, ce n'est pas le fait du hasard : la phengite est absolument ubiquiste et de signification pétrographique fondamentale ; en dehors des granitoïdes, chlorite et paragonite sont très abondantes ; quant au talc et à la margarite, ils sont nouveaux dans ces régions et de chimisme remarquable. Je me suis donc attardé sur eux.

Le lecteur trouvera également quelques indications d'intérêt généralement zonéographique sur des minéraux (lawsonite, pyroxènes, feldspaths...) qui n'ont pas été analysés ou dont les analyses n'ont pas été données précédemment.

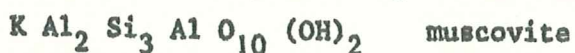
A. Les micas dioctaédriques

1) PHENGITES ET MUSCOVITES

Les micas analysés sont dioctaédriques : la somme des cations octaédriques varie entre 1,98 et 2,03 dans 33 analyses sur 38 ; dans les analyses restantes elle est de 2,04 à 2,05, mais liée à un fort déficit du remplissage interfoliaire. Ce remplissage, qui varie de 0,88 à 1,02, est en moyenne de 0,94. Un tel déficit est classique dans les micas, nous le retrouverons dans la paragonite, la margarite et la biotite surtout. Il se peut que le léger caractère trioctaédrique ne soit qu'une conséquence purement artificielle de ce déficit, due au calcul de la formule structurale sur un nombre d'oxygène fixé.

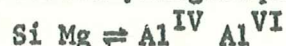
. La solution solide muscovite-céladonite

Toutes les analyses s'expriment comme une solution solide des termes



et $K Al Mg Si_4 O_{10} (OH)_2$ Al - Mg - céladonite (leucophyllite),

où Fe^{2+} et Fe^{3+} peuvent respectivement remplacer Mg et Al. Cette solution solide met en jeu la substitution phengitique classique



Les teneurs atomiques en Si varient de 3,06 à 3,65 (figure 2B), allant ainsi de vraies muscovites à des phengites exceptionnellement substituées

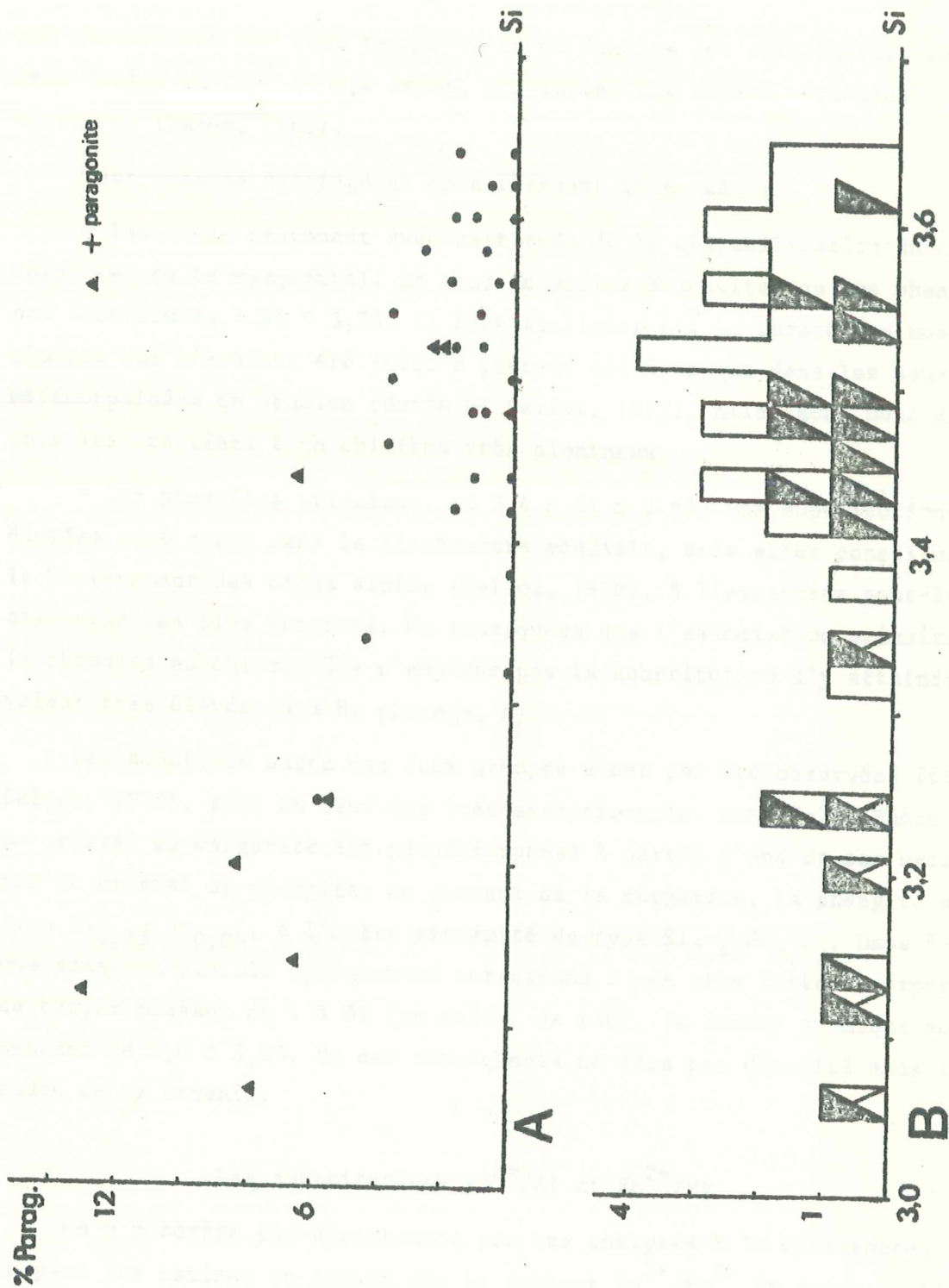


Figure 2-2. Phengites. A. Relation teneur en paragonite/substitution phengitique
 B. Histogramme des teneurs en cèladonite exprimées comme nombre d'atomes de Si dans une molécule à 12 oxygènes.
 Symbole barré = mica certainement secondaire ; symbole demi-plein = mica coexistant avec le chloritoïde.

qui chevauchent par leur teneur en Si le domaine des céladonites, mais leur teneur en Fe^{3+} ($< 0,2$ atome, cf. infra) les sépare nettement de celles-ci (Velde, 1965).

Deux lots se distinguent grossièrement (fig. 2B) :

- les micas provenant avec certitude de la déstabilisation du chloritoïde (et de la margarite). Ce sont de vraies muscovites ou des phengites peu substituées : $Si < 3,35$. Il faut souligner ici la rareté des muscovites alpines qui n'avaient été jusqu'à présent décrites que dans les bauxites métamorphisées de Vanoise (Goffé et Saliot, 1977). Elles sont donc dans tous les cas liées à un chimisme très alumineux.

- les phengites primaires, où $3,4 \leq Si \leq 3,65$. Des substitutions aussi élevées sont rares dans la littérature mondiale, mais elles constituent le tout-venant des micas alpins (Saliot, 1978), à l'exception peut-être des zones les plus internes. On remarquera que l'association primaire de la phengite au chloritoïde n'empêche pas la substitution d'y atteindre une valeur très élevée (6-348, fotogr. 8).

Des zonations entre ces deux groupes n'ont pas été observées (cf. Saliot, 1978), sauf en deux cas très exceptionnels. Dans 7-23 (Photo 14) un cristal de margarite est pseudomorphosé à partir d'une de ses extrémités par un cristal de phengite. Au contact de la margarite, la phengite est de type $Si_{3,25}Na_{0,06}$, à l'autre extrémité de type $Si_{3,45}Na_{0,00}$. Dans 6-242 une zonation visible optiquement correspond à une très forte incorporation de baryum passant de 1 à 8% (en poids, de BaO), la teneur atomique en Si passant de 3,6 à 3,25. Ce cas remarquable ne sera pas détaillé dans le cadre de ce travail.

.Les substitutions Fe^{3+}/Al et Fe^{2+}/Mg

On n'y accède pas directement par les analyses à la microsonde, mais on peut les estimer en jouant sur le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} de façon à réaliser la substitution phengitique idéale. A part deux analyses où $Mg > 4 - Si$, cela a toujours été possible et fournit des rapports Fe^{2+}/Fe^{3+} cohérents avec ceux des autres minéraux (amphiboles, chloritoïdes) et de la roche. J'y vois deux raisons de penser que dans les micas potassiques étudiés la substitution phengitique est effectivement très proche de l'idéale.

Les valeurs extrêmes obtenues sont :

$$0 \leq Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg \leq 67\%$$

$$0 \leq Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al^{VI} \leq 12\%$$

Ces deux substitutions jouent indépendamment :

- la teneur maximale en Fe^{3+} est rencontrée dans 6-255 et 6-85, quartzites à piémontite où Fe^{2+} est absent, oxydé par Mn^{3+} . Dans ces échantillons il est remarquable que la phengite soit le phyllosilicate le plus riche en fer (cf. Abraham et Schreyer, 1976), y traduisant la facilité de la substitution Fe^{3+}/Al par rapport à la chlorite, à la biotite... ou au talc !

- les teneurs maximales en Fe^{2+} s'accompagnent aussi bien de teneurs nulles en Fe^{3+} (6-470), qu'élévées (7-200, 6-348).

La considération des analyses les plus substituées en Si (7-200, 6-348, 6-402) montre que le remplacement Fe^{2+}/Mg et la substitution phengitique sont indépendants et que, s'il existe une limitation du remplacement Fe^{3+}/Al avec la teneur en Si croissante, elle est plus faible que ne le dessine Valde (1965, p. 903).

Les phengites des granitoïdes (7-200, 6-470...) se distinguent des autres par leurs teneurs en fer systématiquement élevées (5 à 6%). Seules les phengites de 6-348 atteignent ces valeurs, dans les Schistes lustrés. Enfin signalons la teneur exceptionnelle en TiO_2 (0,6%) des phengites de 7-200, confirmée par voie humide. Dans tous les autres cas elle avoisine 0,3%.

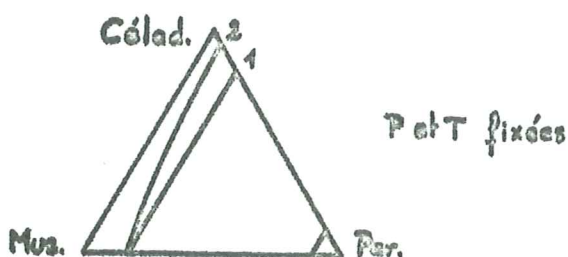
. La substitution Na/K ; les relations phengite - muscovite - paragonite.

Dans la déstabilisation du chloritoïde ou de la margarite, muscovite et paragonite sont presque toujours associées; elles existent en lamelles individualisées mais dans les cristaux de l'une existe des interstratifiés de l'autre. Lorsque la paragonite est le seul mica d'un échantillon, ou associée à une phengite bien substituée en silice, elle contient également des interstratifiés de muscovite et non de phengite, contrairement à ce qu'a pu observer Kiénast (comm. pers.) en Val d'Aoste. En revanche je n'ai pas observé d'interstratifiés de paragonite dans la phengite (contrairement à Goffé en Vanoise).

Ceci pose donc le problème de la miscibilité comparée de la paragonite dans la muscovite et les phengites plus ou moins substituées. Ce problème comporte un aspect cristallographique et structural que je n'aborderai pas. Son approche analytique, qui m'a retenu, est difficile car la taille des interstratifiés est souvent inférieure à la résolution de la microsonde.

Dans toute muscovite (paragonite) analysée la teneur en Na_2O (K_2O) risque donc d'être surestimée. Les seuls garde-fous dont nous disposons sont des précautions lors de l'analyse et un remplissage interfoliaire inférieur à 1,00. Ceci conduit à douter des 13% de paragonite dans la muscovite de 6-298 b, et à préférer les valeurs suivantes de la solution solide maximale : 6 à 9% dans les muscovites s.l., 4 à 5% dans les phengites (voir figure 2A).

Cette figure confirme les remarques de Lattard (1974) et Saliot (1978) : les teneurs maximales en sodium décroissent lorsque la teneur en silice augmente. Ceci est d'ailleurs remarquablement illustré par les 3 analyses de 6-348 (photo 8 et tableau). La question est de savoir si cette variation traduit - 1 : une variation des conditions physiques de formation (les muscovites s.l. étant tardives) ou - 2 : un contrôle purement structural de l'incorporation du sodium, ce qui suppose que la structure phengite soit moins apte à accueillir Na que la muscovite, à P et T identiques. Cette alternative est illustrée par le schéma dans le cas où les 2 termes sont exclusifs.



Quelques indications montrent que le contrôle structural est effectif : dans les bauxites de Vanoise les muscovites sont nettement plus riches en paragonite (15%) que les phengites associées à la paragonite et formées en même temps dans l'en-

caissant (Goffé, comm. pers.).

Mais d'autres observations montrent que le rôle des paramètres physiques est également effectif : - les muscovites, qui montrent la plus forte substitution paragonitique, sont tardives vis à vis des phengites et peuvent donc s'être formées dans des conditions physiques différentes.

- dans les Hohe Tauern, autre domaine métamorphique de HP BT mais à gradient thermique plus fort, des phengites $\text{Si}_{3,45}$ contiennent, en l'absence de paragonite, 8,5% de paragonite en solution solide (Abraham et al., 1974), et des phengites $\text{Si}_{3,30}$ en présence de paragonite, 9 et 11% (Höck, 1974). En Serbie, dans des paragenèses de haute pression mais de plus haute température encore, sans paragonite, des phengites $\text{Si}_{3,20}$ et $\text{Si}_{3,25}$ contiennent 10 et 26% de paragonite en solution solide (Abraham et Schreyer, 1976). On retrouve dans ces deux exemples la même variation en fonction de Si (contrôle structural), mais pour des valeurs

plus fortes de la substitution paragonitique (contrôle thermique).

Ceci indique que la substitution Na/K dans les phengites ne peut être utilisée comme thermomètre qu'à la condition de se fixer la teneur en silice. Elle permet de toute façon des comparaisons rapides et efficaces entre domaines métamorphiques.

. Polytypisme

Le polytype a été déterminé (RX) sur quelques échantillons devant être datés. Le plus fréquent est 3T (6-470, 7-200, 6-348), le seul autre rencontré étant 2M (6-332, 6-04). Les deux peuvent être associés dans un même échantillon, ce qui peut correspondre à deux types de phengites différemment substituées en Si (6-402), mais non nécessairement (7-14, 7-152, AL4). L'abondance de la forme 3T semble bien caractéristique des domaines métamorphiques de HP-BT, mais ne constitue en aucun cas un critère absolu de très forte substitution en silice. En effet les phengites $Si_{3,6}$ de 6-332 sont du type 2M, alors que dans 6-348, où coexistent des phengites $Si_{3,5}$ typomorphes et $Si_{3,3}$ rétro-morphiques, seul le type 3T est rencontré.

La signification de la substitution phengitique, son homogénéité dans un échantillon et la chronologie des cristallisations sera discutée ailleurs.

2) LA PARAGONITE

Elle est abondante régionalement. C'est un minéral primaire des glaucophanites du socle et des calcschistes, elle y est le plus souvent associée à la phengite. Dans les granitoïdes la présence d'orthose prévient son apparition (cf. orthose + paragonite = albite + muscovite). C'est aussi un produit important de la déstabilisation du chloritoïde, que ce soit dans le socle ou les Schistes lustrés.

. La substitution Na-K

Dans les paragonites primaires (associées à la phengite) et certaines secondaires la teneur en muscovite varie entre 6 et 8%, avec un net maximum vers 6. Les teneurs sont supérieures dans trois analyses dont deux proviennent avec certitude de paragonites secondaires : 10, 11 et 13% (dans GP-2, 6-80, 6-298c). Le problème est de savoir si ces teneurs exceptionnelles ne sont pas dues à la contamination par des interstratifiés de muscovite. On peut le soupçonner puisqu'en présence de muscovite les paragonites analysées ne fournissent pas des teneurs homogènes en K_2O . Pour rester prudent, nous nous contenterons de dire que la solution solide minimale de muscovite dans la paragonite est 6% dans la zone étudiée.

. La substitution Na-Ca

Les teneurs en margarite des paragonites sont comprises entre 0,4 et 1,5%, même dans les associations carbonatées (6-80). La teneur maximale (2,5%) est atteinte dans une paragonite déstabilisant une margarite (7-23). Nous reviendrons sur ce point à propos des margarites.

. Autres substitutions

Considérons les deux analyses de paragonite de 6-60, dont je me suis assuré de la reproductibilité. Leurs différences, portant sur Si, Al, Fe, et Mg, illustrent bien deux types de substitutions :

- probablement $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$

- sûrement $Si \rightleftharpoons Al^{IV}(Mg, Fe^{2+})_{0,5}$ (Kiénast et Velde, 1968)

A part la deuxième de ces analyses qui met en évidence sans discussion ces substitutions, toutes les autres analyses s'écartent peu du pôle théorique en Si_3Al_2 : les valeurs de Si varient entre $Si_{2,97}$ et $Si_{3,03}$. Elles peuvent traduire le jeu des substitutions $Si \rightleftharpoons AlMg_{0,5}$, et $Si Mg \rightleftharpoons Al Al$, mais aussi l'incertitude analytique ; la moyenne des valeurs de Si est en effet

voisine de 3,00.

Enfin on notera le déficit général de remplissage interfoliaire.

. Polytypisme

Les trois déterminations faites (6-456, 6-80, 6-355) ont fourni la forme 2M.

3) LA MARGARITE

Dans une note préliminaire (Chopin, 1977), la première occurrence dans les Alpes occidentales a été décrite. Depuis je l'ai retrouvée dans les Alpes occidentales, en Val Bardoney, dans le même type lithologique. J.R. Kiénast (comm. pers.) a trouvé ce minéral comme produit d'altération d'associations à zoïsite-jadéite-disthène... dans les métagabbros à talc-disthène du Valtournanche (cf. Kiénast, 1976).

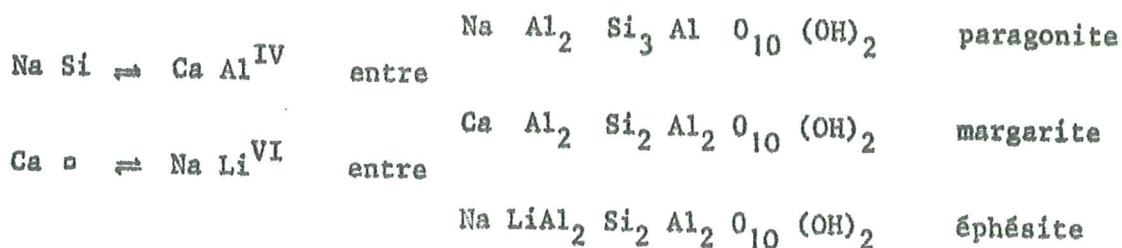
Les margarites analysées se divisent en deux groupes :

- les margarites primaires, en reliques parfaitement blindées au coeur du chloritoïde. Dans un affleurement leur chimisme est homogène : $Si_{2,01} Ca_{0,84}$ aux Evettes, $Si_{2,06} Ca_{0,70}$ en Val Bardoney (fig. 3A). Dans la roche seule une phengite primaire ($Si_{3,45}$) est présente.

- les margarites en cours de transformation en muscovite ou paragonite. Elles sont en bordure des cristaux de chloritoïde, la déstabilisation de ces derniers les met en contact avec le milieu extérieur, elles se déstabilisent aussitôt.

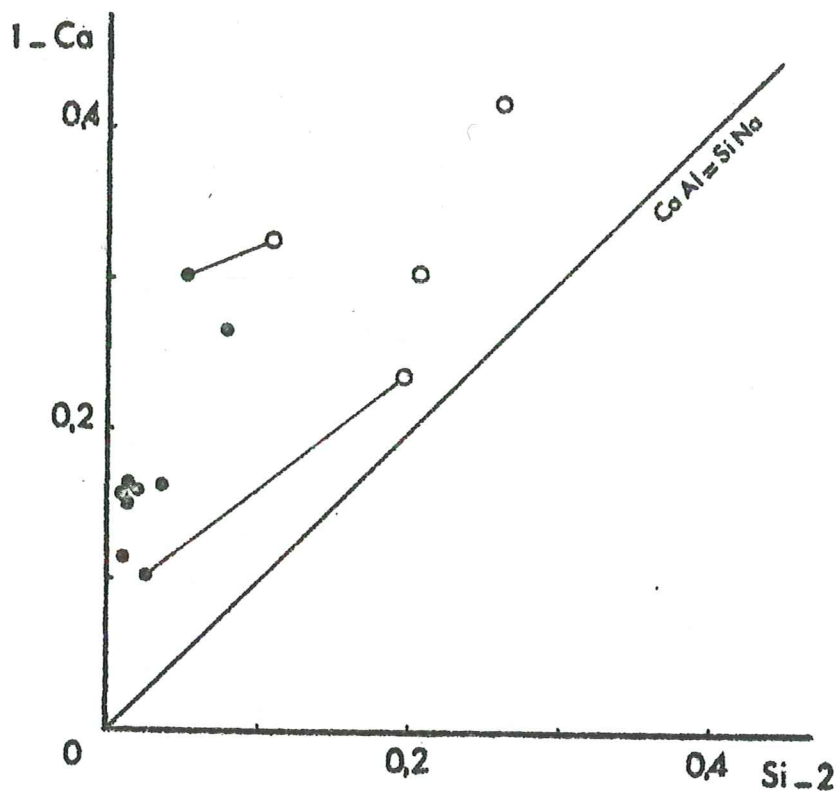
. Les substitutions mises en jeu

Les solutions solides intervenant dans ce minéral ont été une source de perplexité jusqu'à une époque récente (e.g. Deer et al., 1963 ; Velde, 1971). Les substitutions invoquées sont les suivantes :

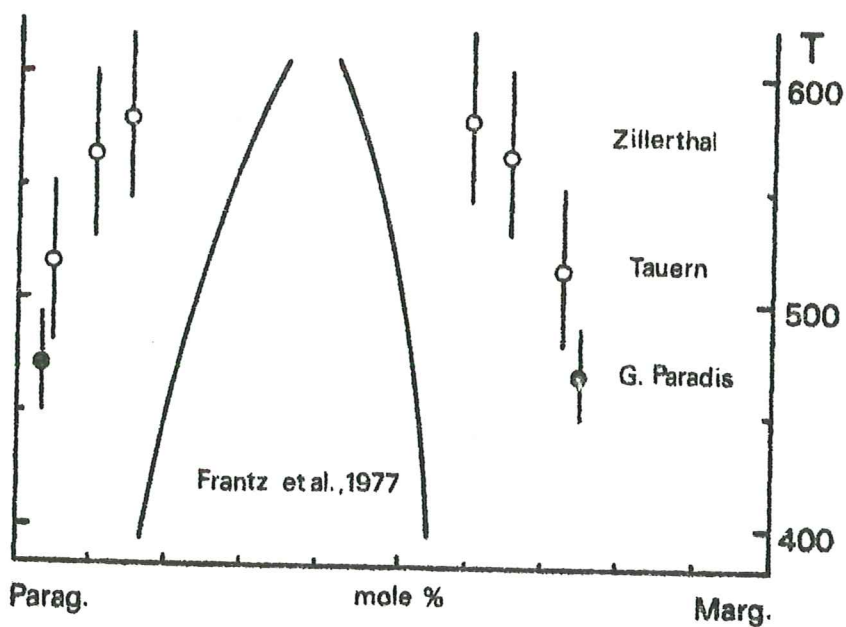


Le problème général est qu'il y a trop de Na vis-à-vis de Si, c'est-à-dire que la substitution paragonitique est insuffisante pour rendre compte des analyses. Ceci s'explique en partie par le fait que l'importance du pôle éphésite n'a été soulignée que récemment (Schaller et al., 1967) ; mais même lorsque Li est dosé, ceci ne suffit pas (cf. Velde, 1971 ; Chopin, 1977).

Considérons la figure 3A où sont reportées nos analyses. On passe des margarites les moins siliceuses aux plus siliceuses par le seul jeu de la substitution paragonitique ($Na \ Si = Ca \ Al$), mais celle-ci se fait aux dépens d'un terme fondamental (en $Si_{2,00}$ aux Evettes) qui comporte déjà du sodium. C'est donc en fait cette margarite fondamentale, approximativement



A



B

Figure 2 - 3 : A. Chimisme des margarites étudiées :

Si et Ca sont les teneurs atomiques dans une molécule à 12 oxygènes.
Cercles pleins : margarites primaires ; cercles vides : margarites secondaires, en cours de rétro-morphose.

B. Le solvus paragonite-margarite :

Comparaison des données expérimentales et naturelles.

$\text{Ca}_{0,83} \text{Na}_{0,13} (\text{Fe}, \text{Mg})_{0,06} \text{Al}_{2,99} \text{Si}_{2,01} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$ qui pose problème.

Comme je l'avais signalé, le déficit de charge interfoliaire y est entièrement compensé par un excédent de cation octaédrique. Il y a donc passage à un terme ditriocatédrigue hypothétique $\text{Na Mg}_{0,5} \text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{Al}_2 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$ par le jeu de la substitution $\text{Ca}^{\text{VI}} = \text{Na Mg}_{0,5}$. Ce terme peut d'ailleurs être atteint à partir de la paragonite par le jeu de la substitution $\text{Si} = \text{Al}^{\text{IV}} \text{Mg}_{0,5}$ mentionnée par Kiénast et Velde (1968). On vérifie bien en effet que la somme des cations (environ 6,95 dans paragonite et muscovite) est supérieure à 7,00 dans les margarites, ceci en dépit d'un déficit de remplissage interfoliaire commun à l'ensemble des micas. A ce propos notons que ce déficit n'est pas systématique dans le cas de la margarite : dans de rares cas (6-298 b) $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ est supérieur à 1. On peut craindre une erreur analytique, mais cette remarque se renouvelle pour les analyses de la littérature, faites aussi bien par voie humide (Velde, 1971) qu'à la microsonde. On voit mal où pourrait se loger l'excédent d'alcalin. La présence de sodium en site octaédrique ne peut cependant pas être exclue a priori après les travaux de Seifert (Schreyer, comm. pers.).

Ainsi, puisque dans toutes les margarites analysées il y a bien $2,00 \text{Al}^{\text{VI}}$, le chimisme en est complètement explicité par les deux substitutions



ceci au déficit de remplissage interfoliaire près.

La solution solide margarite - paragonite

Pour la chiffrer l'existence de la substitution $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Na Mg}_{0,5}$ dans la margarite rend nécessaire d'y considérer le nombre d'atomes de Si et non celui de Na. Les termes extrêmes ainsi obtenus dans margarite et paragonite associées sont :

	Margarite % paragonite	Margarite % K_2O pond.	Paragonite % margarite	Plagioclase régional
Grand Paradis	26	0,2	2,5	An_0
Hohe Tauern centraux	28	0,2	4	$\text{An}_0 - \text{An}_{15}$
Zillerthal Alpen	35 - 40	0,4	10,5-14	$\text{An}_{28} - \text{An}_{60}$

Références : Ackermann et Morteani (1973), Höck (1974)

Il manque des estimations thermiques précises, mais l'ordonnance des trois couples donnés est thermique, les estimations maximales de température étant $450-500^\circ$ dans le Grand Paradis et $500-550^\circ$ dans la zone centrale des Tauern. Pour la Zillerthal les plagioclases (provenant de la déstabilisation

des deux micas) indiquent très probablement une température supérieure (la paragenèse pourrait être paléozoïque).

On voit ainsi se dessiner un solvus fortement dissymétrique entre margarite et paragonite, comme l'avaient suggéré les auteurs cités. Son étendue semble indiquer que le travail expérimental de Franz et al. (1977) est sujet à caution (figure 3B).

Cette solution solide n'est pas comparable à celle existant entre muscovite et paragonite. Celle-ci est un simple échange d'ions interfoliaires, alors que celle-là suppose en plus un réarrangement du feuillet. Il me semble donc qu'une margarite, même en l'absence de paragonite, pourrait être utilisée comme guide pétrographique, un peu à la manière des phengites. La zonation observée par Jones (1971) et les remarques faites sur les margarites primaires du Grand Paradis vont dans ce sens. Pour ces dernières, la teneur en paragonite, homogène dans un affleurement, est plus forte en Italie. Il est tentant d'y voir une signification zonéographique (puisque l'on compare des milieux de chimisme identique). La margarite des Evettes, la plus occidentale, réalisant avec celle du col de Lukmanier (Frey, 1978) la meilleure approximation du pôle pur, pourrait être considérée comme proche de sa limite inférieure de stabilité. Ce n'est cependant pas le cas à Luckmanier, puisqu'elle apparaît dans la zone d'Urseren (voir Frey, 1978) où l'on ne dispose pas d'analyse. Le problème reste ouvert.

. La solution solide phengite-margarite

Dans toutes les margarites primaires les teneurs en K_2O sont inférieures à 0,05%. Elles n'atteignent 0,2% que dans la margarite secondaire se transformant en muscovite (7-23). On retrouve la même tendance (liaison avec la substitution paragonitique et, implicitement, la température) dans le tableau ci-dessus.

Dans les phengites présumées en équilibre avec la margarite primaire $CaO = 0,03\%$, dans la "muscovite" tardive, de déstabilisation, $CaO = 0,04\%$.

Donc, en accord avec Höck (1974), la solubilité de la margarite dans la phengite est inexistante dans le domaine de température considéré et celle de la muscovite dans la margarite est très faible. Elle présente cependant des variations significatives, au même titre que celle de la paragonite.

B. Les micas trioctaédriques : biotite-phlogopite

Comparée à la phengite, la biotite est rare dans les associations étudiées. Elle n'est commune que dans les granitoïdes (biotite brune) et certains marbres (phlogopite). En Haute Maurienne, dans les associations à phengite, le glaucophane est souvent pseudomorphosé en "biotite" verte ou brun-vert ; en Val Bardoney, le glaucophane et le chloritoïde (plus magnésiens) peuvent être déstabilisés en phlogopite. Dans certains cas ces micas sont manifestement secondaires ; mais contrairement à un mythe tenace (peut-être surtout outre-Atlantique), ils peuvent aussi être des phases primaires de haute pression : dans les granites la biotite brune alpine semble parfaitement en équilibre avec une phengite $Si_{3,5}$, qui n'est pas réputée de basse pression ; dans les marbres, la phlogopite peut être interstratifiée avec une phengite $Si_{3,6}$ qui serait plutôt réputée de haute pression.

Du point de vue chimique une apparente confusion règne dans la douzaine d'analyses présentées. Il s'en dégage cependant quelques remarques générales.

- Le remplissage interfoliaire est faible ($< 0,93$), même comparé à celui des phengites ou des paragonites.

- Le problème Fe^{3+}/Fe^{2+} est encore plus insoluble que dans la chlorite car le remplissage interfoliaire est une variable supplémentaire. Tout le fer a été exprimé sous forme FeO .

- Dans les formules obtenues, il y a toujours excédent d' Al^{VI} vis-à-vis de la substitution idéale



Comme dans les chlorites (cf. infra), cet excédent est compensé par un déficit de remplissage du feuillet octaédrique.

- La solution solide $SiMg = AlAl$ vers l'eastonite est importante dans les biotites des granitoïdes (6-470) et dans les phlogopites rétro-morphosant le chloritoïde (GP 12, GP 9). Dans ces deux échantillons coexistent deux phlogopites (secondaires toutes les deux?), l'une (en $Si_{2,75}$) dans les pseudomorphoses de chloritoïde, l'autre (en $Si_{3,0}$) au contact de ces pseudomorphoses dans la trame de la roche avec talc, quartz... La comparaison de leurs analyses est saisissante.

La phlogopite (primaire) d'un schiste à piémontite (6-255) se distingue par son nombre d'atomes de Si supérieur à 3. Il n'est pas compensé par un déficit en Al (au contraire, puisque Al^{VI} est présent) mais par un déficit

de remplissage octaédrique. Ces analyses sont identiques à celle de l'association à piémontite décrite par Abraham et Schreyer (1976, tableau 3). La même remarque ($Si > 3,00...$) est valable pour la "biotite" pseudomorphosant la crossite de 6-348.

- Les teneurs en titane ne sont élevées que dans les biotites des granitoïdes et celle de 7-200 où déjà la phengite était exceptionnellement riche en Ti.

- Pour terminer, je soulignerai le chimisme remarquable des "biotites" pseudomorphosant les amphiboles bleues de 6-348 et 7-14. Le total analytique est bas mais surtout le remplissage interfoliaire est très déficitaire (0,60 à 0,70), avec des teneurs en CaO notables (0,2 à 0,6% en poids). Peut-être faut-il voir dans ces micas des intermédiaires entre les biotites et les vermiculites-chlorites décrites par Velde (1978), ou alors des produits d'évolution d'une Na-biotite rapidement transformée par hydratation (cf. Carman, 1974).

C. LE TALC

+ Gisements :

Les principales occurrences du talc dans les Alpes occidentales étaient jusqu'à présent : - les carbonates magnésiens (éventuellement sulfatés) associés au Trias, et les cargneules dérivées.

- les serpentinites

- les rares gabbros où l'association talc-disthène a été décrite (à l'Allalinhorn, Chinner et Dixon, 1973 ; en Valtournanche, Kiénast, 1976).

Dans le secteur étudié, je l'ai trouvé dans :

- des carbonates dolomitiques, soit marbres (replat d'Andagne, avec chlorite) soit cargneules (prise d'eau du Vallonet, en couronne de déstabilisation d'une ferrotrémolite à inclusions de diopside).

- des milieux manganésifères oxydés, soit carbonatés dolomitiques (couloir de la Fontaine), soit siliceux (le Villaron).

- des quartzites à glaucophane et chloritoïde (au Villaron) et des glaucophanites à chloritoïde dans le socle (Lécharenne, Val Bardoney)

- des chloritites à chloritoïde, ferrifères au Villaron et magnésiennes dans le socle (Evettes, Val Bardoney).

- deux paragenèses étonnantes à almandin : l'une qui n'a pas encore été étudiée, à amphibole (actinote?) + almandin + talc + quartz, trouvée (non en place) sur le replat d'Andagne, probablement associée aux bancs siliceux de l'unité inférieure ; l'autre (8-23) à talc-almandin-quartz-ankérite-magnétite-deerite trouvée dans la moraine en rive gauche du glacier inférieur du Vallonet.

+ Chimisme

Nous avons deux substitutions à envisager :

- une substitution Fe/Mg vers le pôle minnesotaïte $Fe_3^{2+}Si_4O_{10}(OH)_2$
- l'incorporation d'Al dont la modalité reste à préciser et sur laquelle Fawcett et Yoder (1966) ont attiré l'attention du point de vue expérimental. La figure 4 visualise ces deux phénomènes.

. L'incorporation d'Al est très variable, elle n'est pas corrélée à la teneur en fer (on conçoit d'ailleurs mal par quel mécanisme elle le serait). Les talcs primaires du socle sont nettement plus riches en Al que les talcs primaires des "Schistes lustrés". Parmi ceux-ci, les talcs des milieux très oxydés (à Mn^{3+} : 6-242, 6-255) se distinguent par leurs teneurs en fer nulles

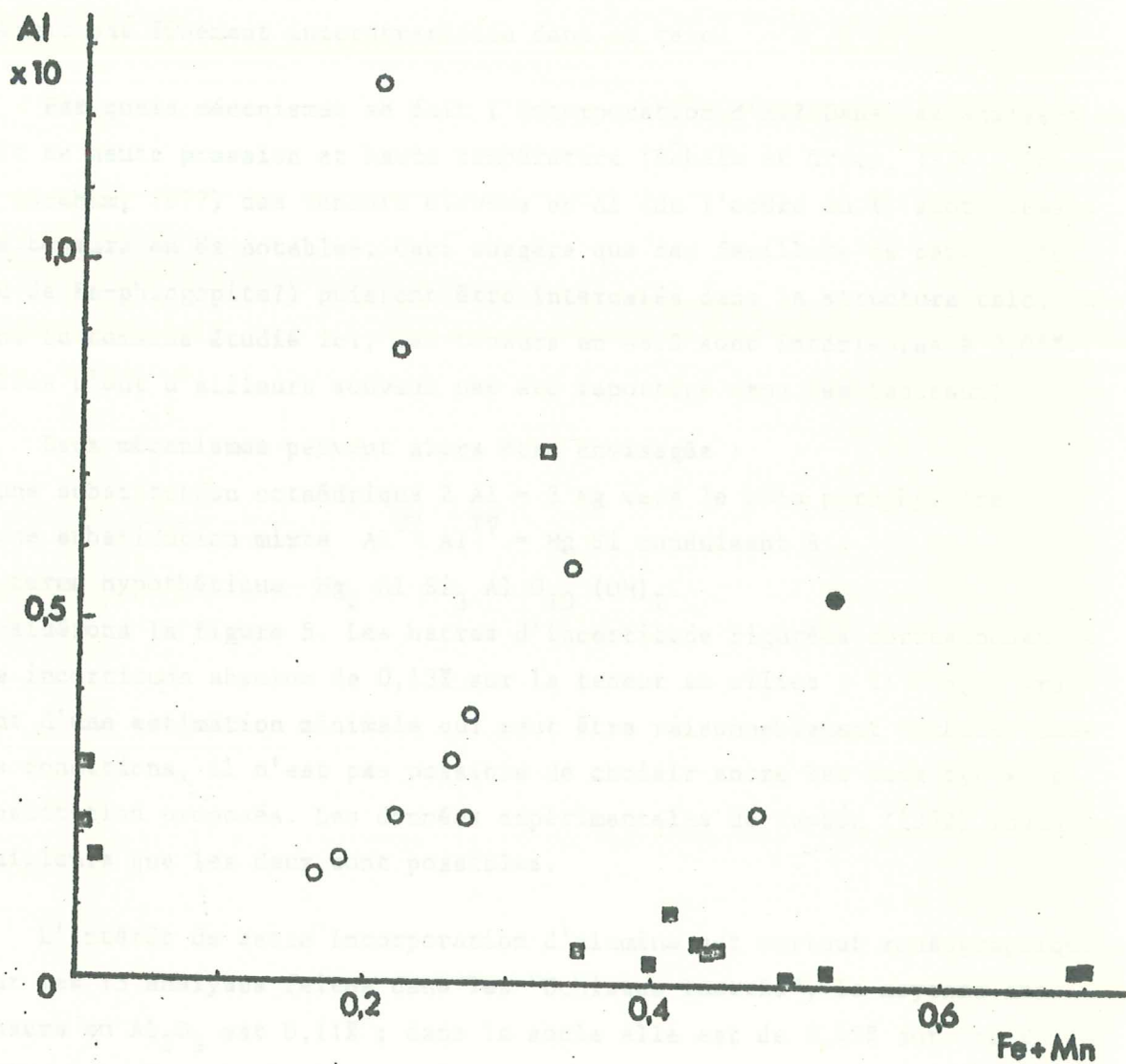


Figure 2-4 : Chimisme du talc : teneurs atomiques en Fe et Al.

La molécule est écrite avec 12 oxygènes.

Origine des analyses : talc primaire : carrés pleins = Schistes lustrés, cercles vides = socle ; talc secondaire : carré vide = Schistes lustrés, cercle plein = socle.

et des teneurs en Al plus élevées. Dans le socle la teneur en Al_2O_3 atteint 1,1 et 1,7% dans deux échantillons italiens (GP 12 et GP 9). La valeur la plus élevée est cependant douteuse : le total de l'analyse (unique) est trop élevé. Il faudrait multiplier les mesures pour s'assurer que de la chlorite n'était pas finement interstratifiée dans ce talc.

Par quels mécanismes se fait l'incorporation d'Al? Dans les analyses de talc de haute pression et haute température (Raheim et Green, 1974 ; Schreyer et Abraham, 1977) des teneurs élevées en Al (de l'ordre du %) sont liées à des teneurs en Na notables. Ceci suggère que des feuilletts de paragonite (ou de Na-phlogopite?) puissent être intercalés dans la structure talc. Mais dans le domaine étudié ici, les teneurs en Na_2O sont inférieures à 0,05% (elles n'ont d'ailleurs souvent pas été reportées dans les tableaux).

Deux mécanismes peuvent alors être envisagés :

- une substitution octaédrique $2 Al = 3 Mg$ vers le pôle pyrophyllite
- une substitution mixte $Al^{VI} Al^{IV} = Mg Si$ conduisant à un terme hypothétique $Mg_2 Al Si_3 Al O_{10} (OH)_2$.

Considérons la figure 5. Les barres d'incertitude figurées correspondent à une incertitude absolue de 0,13% sur la teneur en silice ; il s'agit vraiment d'une estimation minimale qui peut être raisonnablement doublée. Dans ces conditions, il n'est pas possible de choisir entre les deux types de substitution proposés. Les données expérimentales de Newton (1972) indiquent d'ailleurs que les deux sont possibles.

L'intérêt de cette incorporation d'alumine est surtout zonéographique : pour les 13 analyses faites dans les "Schistes lustrés", la moyenne des teneurs en Al_2O_3 est 0,11% ; dans le socle elle est de 0,45% sur les 9 analyses restant après l'exclusion de GP 9. Les talcs les plus alumineux décrits dans la nature provenant de roches de haute pression - moyenne température (à talc - disthène ± yoderite, cf. Mac Kee, 1959 ...), cette différence traduit un métamorphisme plus intense dans le socle. On peut songer en particulier à des pressions plus élevées, mais ce n'est pas certain d'après Fawcett et Yoder (1966). On remarquera aussi la teneur en Al_2O_3 élevée des talcs secondaires (de déstabilisation du glaucophane), dans les "Schistes lustrés" (355) comme dans le socle (14). Ne disposant que de deux analyses réalisées dans des conditions difficiles (taille des grains), je crois prématuré d'en tirer des conclusions.

. Signalons la possibilité de substitution Mn/Mg : dans les concentra-

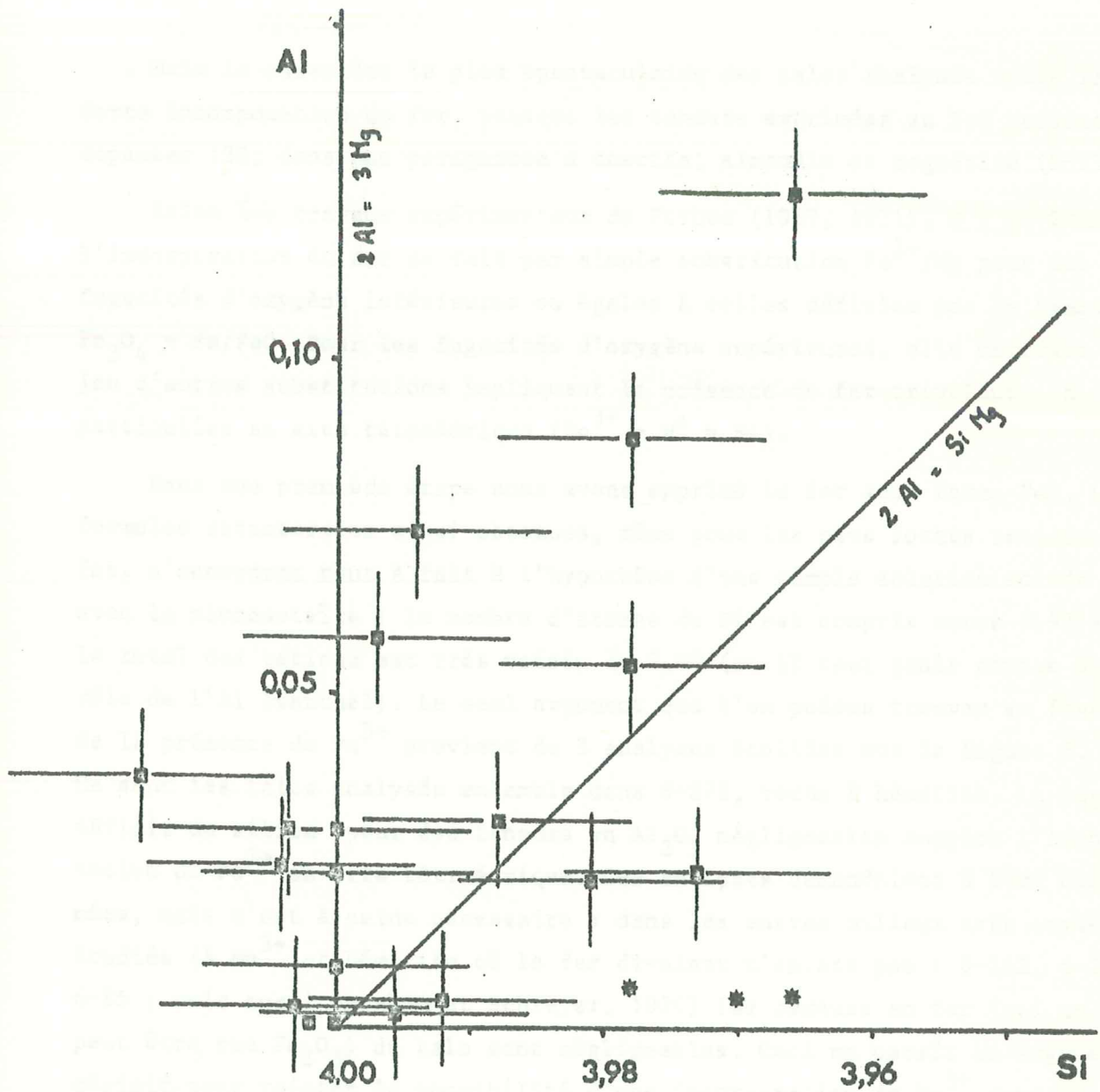


Figure 2 - 5. Modalités de l'incorporation d'aluminium dans le talc.
 Si et Al sont les teneurs atomiques dans une molécule écrite avec
 12 oxygènes.

tions manganésifères la teneur en MnO atteint 0,2 à 0,3%.

. Mais le caractère le plus spectaculaire des talcs analysés reste la forte incorporation de fer, puisque les teneurs exprimées en FeO peuvent dépasser 12%, dans une paragenèse à deerite, almandin et magnétite (8-23).

Selon les travaux expérimentaux de Forbes (1969, 1971), à 1 et 2 kb, l'incorporation du fer se fait par simple substitution Fe^{2+}/Mg pour des fugacités d'oxygène inférieures ou égales à celles définies par le tampon $Fe_3O_4 - Fe/FeO$. Pour les fugacités d'oxygène supérieures, elle mettrait en jeu d'autres substitutions impliquant la présence de fer trivalent, en particulier en site tétraédrique ($Fe^{3+} + H^+ = Si$).

Dans une première étape nous avons exprimé le fer sous forme FeO. Les formules structurales ainsi obtenues, même pour les plus fortes teneurs en fer, s'accordent tout à fait à l'hypothèse d'une simple solution solide avec la minnesotaïte : le nombre d'atomes de Si est compris entre 3,97 et 4, le total des cations est très voisin de 7,00 (et il faut tenir compte du rôle de l'Al éventuel). Le seul argument que l'on puisse trouver en faveur de la présence de Fe^{3+} provient de 3 analyses étoilées sur la figure 5. Ce sont les talcs analysés ensemble dans 6-273, roche à hématite. Le léger déficit de silice pour des teneurs en Al_2O_3 négligeables suggère l'incorporation de Fe^{3+} en site tétraédrique. Ces analyses demandaient à être confirmées, mais c'est à peine nécessaire : dans les autres milieux très oxydés étudiés (à Mn^{3+} et hématite où le fer divalent n'existe pas : 6-242, 6-255, 6-85 ; voir aussi Abraham et Schreyer, 1976) les teneurs en fer (qui ne peut être que Fe_2O_3) du talc sont négligeables. Ceci me paraît un argument décisif pour rejeter la possibilité d'une incorporation de Fe^{3+} dans le talc.

Ceci amène donc à considérer des teneurs en minnesotaïte de plus de 14% en présence d'hématite sans magnétite, et de plus de 23% en présence de magnétite + quartz, sans hématite ni fayalite. Nous verrons plus loin (IV,B) toute l'importance de ces données.

D. LES CHLORITES

Tout d'abord deux remarques d'ordre analytique.

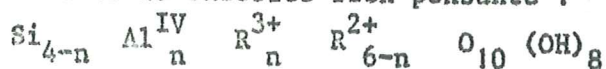
- Les chlorites semblent être le seul minéral pour lequel, dans un même agrégat, il n'y ait pas grande homogénéité chimique, ceci jouant aussi bien sur Si-Al que Fe-Mg. Pour cette raison j'ai donné plusieurs analyses de chlorite pour chaque échantillon étudié. Pour faire de cette inhomogénéité un artefact, il faut imaginer un comportement différent des lamelles de chlorites selon leur orientation par rapport au faisceau d'électrons, peut-être en raison de la grosse importance des feuilletts hydroxylés... Ceci reste à démontrer.

- Le total des analyses est souvent faible, comparé à celui des minéraux analysés en même temps. Ce fait n'est lié ni à l'analyste (les autres utilisateurs de la machine ont le même problème) ni à la machine (par référence à la littérature). Le même phénomène existe, moins marqué, pour les chloritoïdes, surtout ferrifères. Or, parmi les minéraux analysés, chlorite et chloritoïde sont les plus riches en eau et ceux pouvant contenir Fe_2O_3 où tout le fer est resté exprimé sous forme FeO. Ce dernier point suffit à régler le problème des chloritoïdes, mais pas totalement celui des chlorites car il faudrait alors des teneurs énormes en Fe_2O_3 . Pour ce qui est de l'eau, la correction des analyses, de type Z A F (ou Z A) telle qu'elle est faite, ne devrait pas faire apparaître de problème. En fait, il n'est tenu compte dans cette correction que de l'oxygène de l'eau, les données sur l'absorption des rayons X et des électrons par l'hydrogène étant trop incertaines. C'est une source d'erreur systématique, mais on ne sait pas dans quel sens elle joue...

L'état de valence du fer :

C'est un problème difficile à aborder et malheureusement de grande importance pétrographique, comme nous le verrons. Je vais essayer de récapituler les arguments allant pour ou contre l'incorporation de Fe^{3+} dans les chlorites qui ne sont pas des oxychlorites.

Partons d'une formule de chlorite bien pensante :



En principe donc la présence en site octaédrique d'un autre cation trivalent que Al^{3+} implique $\text{Al}^{\text{VI}} < \text{Al}^{\text{IV}}$. Or, dans la quasi-totalité des analyses faites, il y a plus d'aluminium octaédrique que d'aluminium tétraédrique. C'est un argument pour dire qu'il ne peut y avoir de Fe^{3+} dans ces

chlorites. L'excédent d' Al^{VI} sur Al^{IV} est compensé électriquement par un déficit de remplissage du feuillet octaédrique, comme le montre la figure 6A, où la droite tracée représente la compensation idéale des charges. Ce genre de représentation a été introduit par Foster (1962) ; la belle linéarité qu'elle obtenait sur des analyses par voie humide laissait espérer une contrainte supplémentaire permettant le calcul Fe^{2+}/Fe^{3+} dans les analyses microsonde. En fait, cette linéarité ne doit pas faire illusion, elle est implicitement contenue dans le calcul de la formule structurale sur un nombre d'oxygènes non liés à l'eau. Ce calcul revient en effet à résoudre le système :

$$\begin{cases} 4 Si + 4 Ti + 3 Al + 2 (Fe+Mg) = 28 \\ x = Al - 2 (4 - Si) \\ y = 10 - (Si + Ti + Al + Fe + Mg) \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{où } x \text{ désigne l'excédent} \\ \text{d}'Al^{VI} \text{ sur } Al^{IV} \text{ et } y \text{ le} \\ \text{déficit de remplissage octaé-} \\ \text{drique.} \end{array}$$

Ce système se réduit à l'équation $y = Ti + x/2$, qui est représentée sur la figure pour $Ti = 0$. En faisant varier le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} , on ne fait donc que déplacer le point représentatif sur cette droite. L'écart à la droite de la plupart des points correspond simplement à la teneur en titane. Le seul intérêt de ce genre de représentation est donc de visualiser l'étendue des variations de l'excédent d' Al^{VI} sur Al^{IV} ; c'est peu.

D'autres arguments sont fournis par les chlorites des milieux à Mn^{3+} , où tout le fer est à l'état trivalent. Deux cas ont été étudiés : 6-263 (voir Chopin, 1978, au paragraphe "chlorites") et 6-255 (identique à la roche étudiée par Abraham et Schreyer, 1976). Il est remarquable que, dans un cas (6-255), il y ait excès d' Al^{VI} sur Al^{IV} : la teneur en Fe_2O_3 ne dépasse alors pas 0,5%. Dans l'autre (6-263), il y a moins d' Al^{VI} que d' Al^{IV} , les teneurs en Fe_2O_3 dépassent 3% et sont bien telles que $Fe^{3+} + Al^{VI} = Al^{IV}$. Ceci tend à montrer que si l'incorporation de Fe^{3+} est possible, elle est limitée au cas où il y a déficit d' Al^{VI} vis-à-vis d' Al^{IV} , ce qui n'est pas le cas général.

C'est un argument très fort, mais on peut relever contre lui des centaines d'analyses par voie humide de chlorites de milieux moins oxydés, où les teneurs en Fe_2O_3 (et FeO) sont importantes même s'il y a excédent d' Al^{VI} sur Al^{IV} (Foster, 1962). Peut-être le remplacement de MgO par FeO favorise-t-il structurellement le remplacement de Al_2O_3 par Fe_2O_3 . Le problème est aussi de savoir si l'oxydation d'une partie du fer peut être un phénomène tardif, voire météorique (ou artefact!) et se faire sans autre modification chimique que celle de la teneur en eau (selon une vieille hypo-

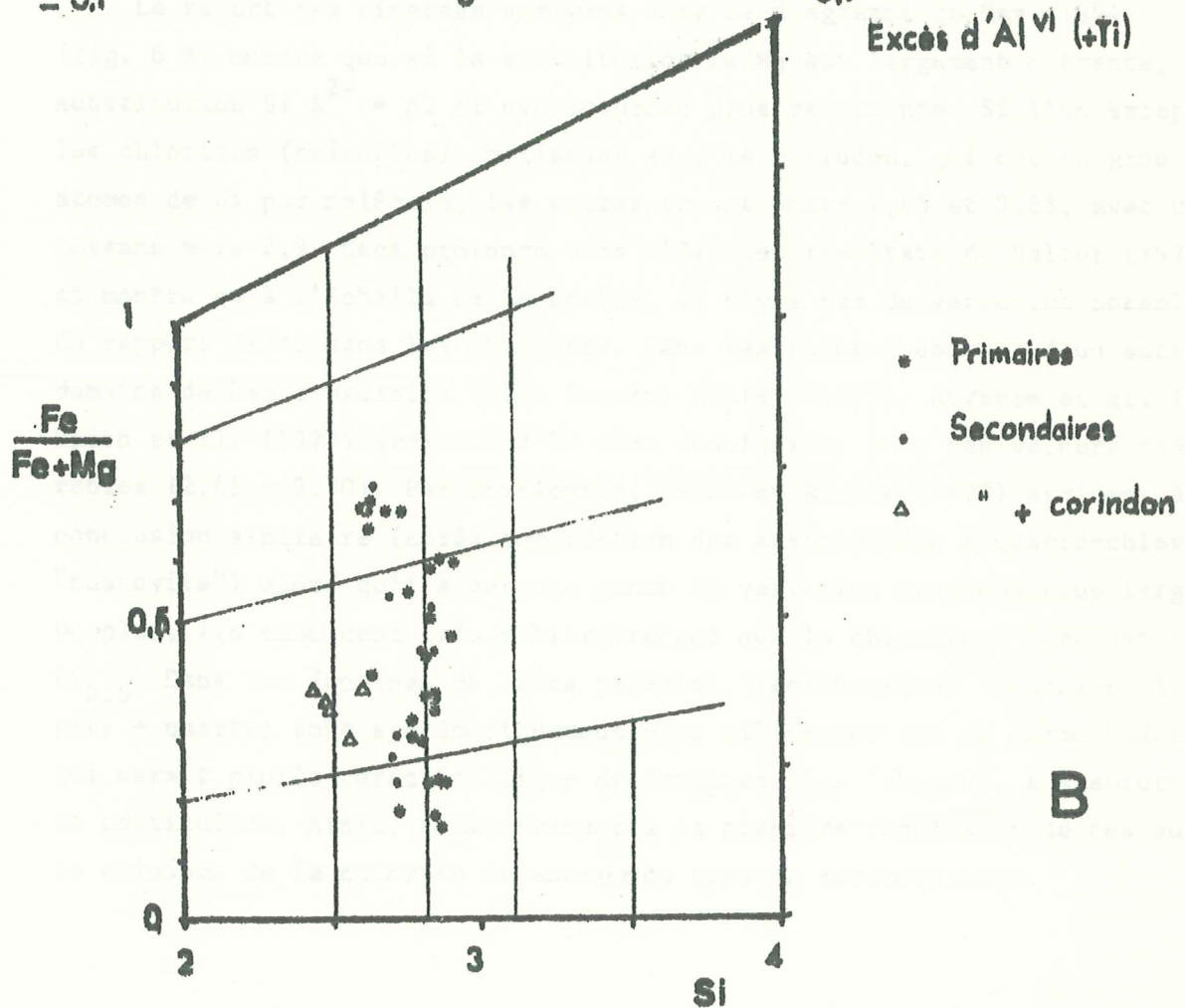
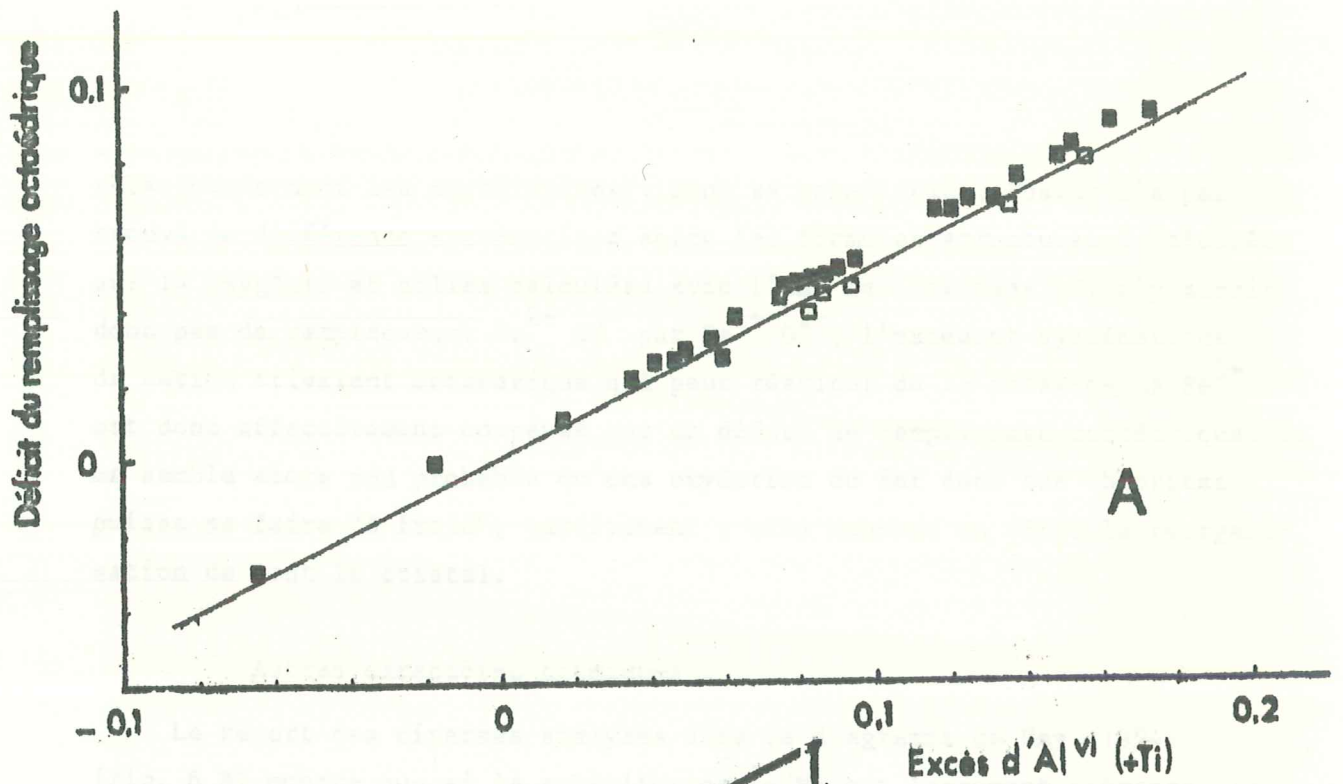


Figure 2-6. Chlorites. A. Relation (nécessaire! Voir texte) entre l'excès d'aluminium octaédrique et le déficit de remplissage octaédrique.
 B. Chimisme reporté dans le diagramme de Hey (1954).

thèse concernant les oxychlorites). Dans sa compilation, Foster n'a pas trouvé de différence systématique entre les formules structurales calculées sur 14 oxygènes et celles calculées avec l'eau des analyses. Il n'y aurait donc pas de remplacement $\text{Fe}^{2+} \text{OH}^-$ par $\text{Fe}^{3+} \text{O}^{2-}$; l'excédent systématique de cation trivalent octaédrique qui peut résulter de la présence de Fe^{3+} est donc effectivement compensé par un défaut de remplissage octaédrique. Il me semble alors peu probable qu'une oxydation du fer dans ces chlorites puisse se faire "à froid", tardivement ; elle suppose en effet la réorganisation de tout le cristal.

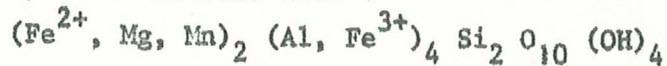
Autres caractères chimiques :

Le report des diverses analyses dans le diagramme de Hey (1954) (fig. 6 B) montre que si la substitution Fe/Mg est largement opérante, la substitution $\text{Si R}^{2+} = \text{Al Al}$ est beaucoup plus restreinte. Si l'on excepte les chlorites (triangles) coexistant avec le corindon, qui ont en gros 2,5 atomes de Si par molécule, les autres en ont entre 2,65 et 2,85, avec une moyenne vers 2,8. Ceci prolonge vers l'Est les résultats de Saliot (1978) et montre qu'à l'échelle de la chaîne, il n'y a pas de variation notable du rapport Si/Al dans les chlorites. Dans les roches basiques d'un autre domaine de haute pression (Hohe Tauern) Miller (1977), Abraham et al. (1974), Raith et al. (1977) arrivent à la même conclusion, pour des valeurs comparables (2,65 - 2,80). Paradoxalement, Valde et Rumble (1977) arrivent à une conclusion similaire (après compilation des associations à quartz-chlorite-"muscovite") alors qu'ils ont une gamme de variation beaucoup plus large. De plus, ils concluent très arbitrairement que la chlorite - type est en $\text{Si}_{2,5}$. Dans les domaines de haute pression, les chlorites (associées à phengite + quartz) sont systématiquement plus siliceuses que ce terme "idéal" qui serait plutôt caractéristique de domaines plus "chauds", à staurotide en particulier. Ainsi, contrairement à la première conclusion de ces auteurs, le chimisme de la chlorite dépendrait du type de métamorphisme.

E. LE CHLORITOÏDE

Dans le socle il est abondant (souvent avec le grenat) dans tout ce qui n'est pas roche basique ou granitoïde. Dans l'unité inférieure des Schistes lustrés il est également abondant dans les niveaux siliceux et les chloritites associées. Il a même été rencontré, plus exceptionnellement, dans des calcschistes (6-80). Dans les autres unités de Schistes lustrés, il n'a été rencontré que dans les pélites carbonées (6-60) ; la taille des cristaux y est bien inférieure.

Mis à part 6-60 et 6-80, les teneurs en MnO sont très faibles (0 - 0,2%). Les deux substitutions qui restent à envisager sont donc Fe^{2+}/Mg et Fe^{3+}/Al . Pour appréhender le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} j'ai fait l'hypothèse que la molécule de chloritoïde comportait toujours 8 cations (et 14 oxygènes, mais ceci est une certitude) et s'écrivait donc :



L'hypothèse faite peut également s'énoncer ainsi : il n'y a pas plus de quatre cations trivalents en site octaédrique, et donc pas de déficit de remplissage octaédrique. Dans la formule structurale obtenue le nombre d'atomes de Si varie de 1,99 à 2,04. La moyenne des 37 analyses est 2,012. Cet écart à 2,00 se situe dans la marge d'erreur, je ne pense pas qu'il soit significatif. L'hypothèse faite n'est donc pas grossièrement fausse.

La substitution $Al - Fe^{3+}$:

Elle joue de façon importante puisque Fe^{3+} remplace (en atomes) jusqu'à 7,5% de l'aluminium, ce qui représente des teneurs pondérales de 5% en Fe_2O_3 . Ce fait n'est pas nouveau, mais pour la première fois peut-être, il est mis en évidence que les variations du rapport Fe^{3+}/Al sont étroitement dépendantes de l'état d'oxydation du milieu (figure 7) :

- 6-273, où Fe^{3+}/Al est maximal, est la seule association à contenir de l'hématite, sans magnétite.

- 6-269, 7-230, 6-348 et 6-355 contiennent magnétite + quartz. Elles se distinguent de la précédente et de toutes les autres.

- Dans toutes les autres, aucun oxyde ou sulfure de fer n'est présent.

La seule référence est la présence de carbone libre dans 6-60 qui indique un milieu réduit. Toutes ces associations se distinguent effectivement par des chloritoïdes très peu oxydés. Il est remarquable qu'elles regroupent tous les chloritoïdes du socle. L'étude des glaucophanes confirmera le

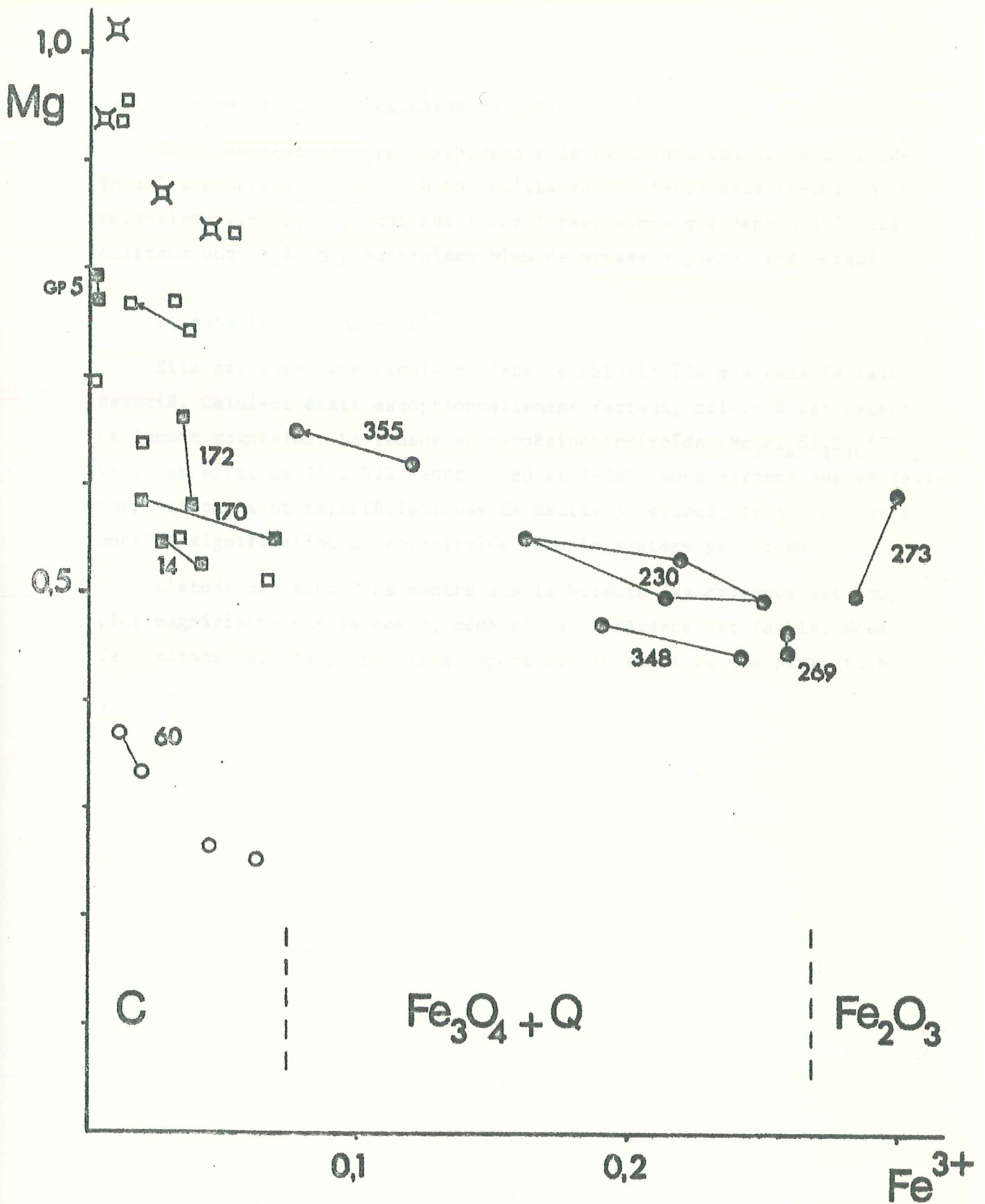


Figure 2-7 : Chimisme du chloritoïde.
Relation entre sa teneur en Fe³⁺ et l'oxydation du milieu.

Les teneurs en Fe³⁺ et Mg sont atomiques, la molécule étant écrite sur 14 oxygènes. Origine : cercle = Schistes lustrés, carré = socle ; Symbole plein = association à ctd-glauc. Les croix indiquent les cristaux déstabilisés en corindon-chlorite.

caractère réduit des paragenèses du socle.

Cette substitution est responsable de la coloration du chloritoïde. Tous les cristaux où $Fe^{3+} < 0,05$, qu'ils soient ferrofères (6-60) ou magnésiens (7-172...), sont quasi incolores, alors que dans 6-355, les cristaux ont déjà un pléochroïsme bleu de prusse - jaune très marqué.

La substitution $Mg - Fe^{2+}$:

Elle est aussi spectaculaire dans le chloritoïde que dans le talc associé. Celui-ci était exceptionnellement ferreux, celui-là est exceptionnellement magnésien. La teneur en magnésiochloritoïde ($Mg_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_2$) varie en effet de 13 à 52% (entre 6-80 et 7-38). Nous verrons que de telles compositions sont caractéristiques de hautes pressions, ce qui change évidemment la signification du chloritoïde dans le système pélitique.

L'étude des zonations montre que la bordure des cristaux est toujours plus magnésienne que le coeur, même si la différence est faible. Nous reviendrons sur ces points très importants du point de vue pétrographique.

F. LES AMPHIBOLES BLEUES :

Elles apparaissent dans des milieux variés. Les plus importants sont, dans le socle comme dans les Schistes lustrés, les roches basiques et produits dérivés, éclogitiques ou non. A ce propos, il faut dire qu'en aucun cas le développement de glaucophane ne semble postérieur à celui de l'omphacite et du grenat comme cela est rapporté dans des zones plus internes (e.g. Ernst et Dal Piaz, 1978 ; Bearth, 1967) souvent plus sur la base d'arguments radiochronologiques (Hunzicker, 1974) que de l'observation. Il est sûr que le glaucophane se déstabilise beaucoup moins facilement (et plus tardivement?) que l'omphacite, mais dans la zone étudiée il n'est pas possible de dire qu'il croisse aux dépens du pyroxène ou du grenat. Dans les associations éclogitiques peu ou non rétro-morphosées, l'amphibole bleue est bien une phase primaire. Les niveaux siliceux contiennent aussi des amphiboles bleues (crossites ou riébeckites) : quartzite "triasique" reposant directement sur le socle, et bancs siliceux de l'unité inférieure des Schistes lustrés. Enfin, en Val Bardoney, dans le socle, à la pointe des Eaux Rousses, un affleurement est remarquable : le banc de chloritoïde à chloritoïde passe au micaschiste encaissant par l'intermédiaire d'un lit centimétrique à décimétrique (d'allure presque réactionnelle) de glaucophanite très pâle.

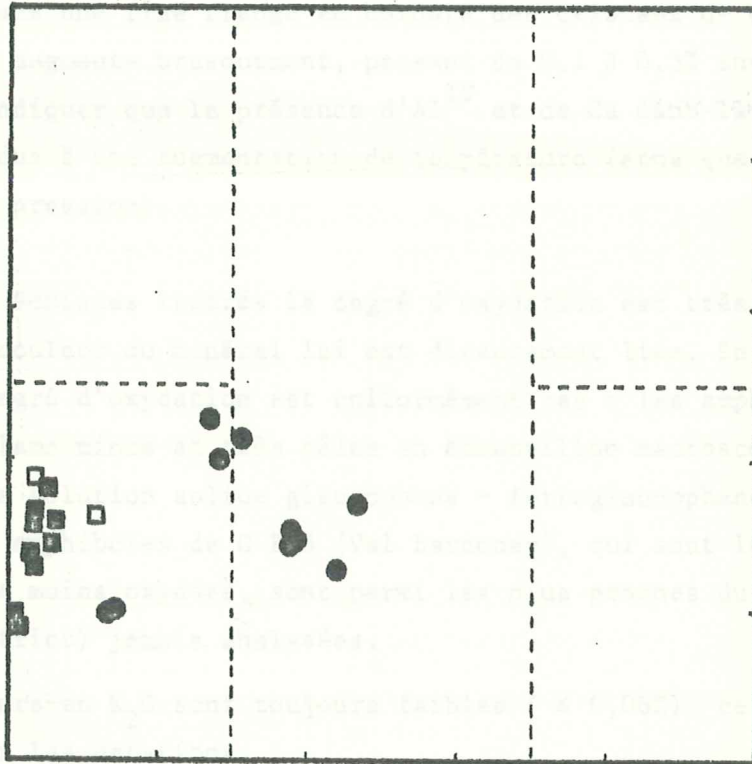
Ces minéraux caractéristiques n'ont été étudiés que dans la mesure où ils étaient associés au chloritoïde, ou alors à des fins radiochronologiques. Ainsi aucune riébeckite n'est représentée dans la figure 8.

Tous les minéraux analysés se rattachent strictement au système idéal glaucophane - ferroglaucophane - riébeckite - magnésioriébeckite. Pour le calcul de la formule structurale le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} a été ajusté de façon à ce que $Al^{VI} + Fe^{2+} = 2,00$. La somme des cations obtenue s'écarte très peu de 15 (14,98 en moyenne), le nombre d'atome de Si est très proche de 8,00 (en moyenne 7,98 sur 19 analyses, c'est-à-dire en négligeant les trois valeurs supérieures à 8,03, qui traduisent une erreur analytique) les teneurs en CaO sont inférieures à 0,4%, elles n'atteignent 0,8% que dans 7-230, sans que j'y voie une raison.

Cette pureté distingue de façon intéressante ces glaucophanes et crossites de ceux provenant de domaines plus internes (Val d'Aoste, Ernst et Dal Piaz, 1978 ; Sésia, Desmons et Ghent, 1978), des Hohe Tauern (Abraham et al., 1974 ; Miller, 1977) de l'île de Groix (Triboulet 1977...).

Fe-glaucophane

Riébeckite



Glaucophane

Mg.riébeckite

Figure 2-8 : Chimisme des amphiboles bleues.

Provenance : Cercle = Schistes lustrés, à chloritoïde

Carré plein = socle, à chloritoïde

Carré vide = 6.456 (socle).

En effet, dans ces cas là, l'incorporation d'Al tétraédrique est plus importante et les teneurs en CaO sont systématiquement plus élevées, (proches de 1%), traduisant le jeu de la substitution $Si Na = Al^{IV} Ca$. Je pense que ceci est un effet thermique ; dans ces différentes régions, en effet, les températures sont réputées plus élevées qu'en Haute Maurienne. De plus, en Calabre, dans les domaines à lawsonite, le glaucophane est également très proche du pôle pur du point de vue envisagé (Si et Ca) (F. Beunk, comm. pers.). Enfin, dans 6-269, dans une fine frange en bordure des cristaux de crossite, la teneur en CaO augmente brusquement, passant de 0,1 à 0,3% environ. Tout semble donc indiquer que la présence d' Al^{IV} et de Ca dans la structure glaucophane soit due à une augmentation de température (sans que cela exclue le rôle de la pression).

Dans les Schistes lustrés le degré d'oxydation est très variable (fig. 8). La couleur du minéral lui est directement liée. En revanche dans le socle le degré d'oxydation est uniformément bas : les amphiboles sont incolores en lame mince et très pâles en échantillon macroscopique. Elles approximent la solution solide glaucophane - ferroglaucophane. On remarquera que les amphiboles de G P 5 (Val Bardoney), qui sont les plus magnésiennes et les moins oxydées, sont parmi les plus proches du pôle glaucophane (sens strict) jamais analysées.

Les teneurs en K_2O sont toujours faibles ($\leq 0,06\%$), ce qui pose des problèmes pour les datations.

Les zonations sont insignifiantes ou faibles. Du cœur vers le bord, Mg croît et Fe^{3+} décroît (cf. 6-269).

Il reste un important travail à faire sur les actinotes et les amphiboles bleu-vert tardives dans les roches basiques et apparentées. Les seules analysées (dans 6-456, voir tableau) sont des amphiboles bleu-vert en frange réactionnelle entre grenat et glaucophane. Elles sont extrêmement alumineuses ce qui peut indiquer que cette transformation a lieu à pression encore élevée (cf. Leake, 1965, Morteani, 1978...).

G. LE GRENAT

C'est un minéral commun dans le socle et l'unité inférieure des Schistes lustrés. Dans le socle, il est abondant dans ce qui n'est pas granitoïde, mais sa distribution dans les métagranites est intéressante : il est absent dans les métagranites les plus occidentaux (Pont de la Lama, Ecot...), il apparaît çà et là et en minuscules grains quelques kilomètres plus à l'Est, près de la crête frontrière (Carro ...); plus à l'Est encore (lac de Ceresole) et jusqu'au coeur du massif (Scalari), son développement augmente et devient apparent à l'oeil nu. L'intérêt zonéographique est donc évident. Ceci est à rapprocher de l'apparition coronitique de grenat aux dépens de la biotite dans les granitoïdes de la zone Sésia, mais il semble ici que le grenat se développe préférentiellement dans les sites des plagioclases. Toute ceci demande une étude détaillée qui n'a pas été faite.

Dans l'unité inférieure des Schistes lustrés, le grenat est abondant dans les roches basiques (comme relique d'association éclogitique en général) et dans les niveaux siliceux. Il semble défavorisé par les milieux carbonatés, à deux exceptions près : les carbonates manganésifères où se développe le spessartine, et les carbonates surmontant les serpentinites où l'andradite-uvarovite apparaît sporadiquement.

Dans les unités supérieures de Schistes lustrés, le grenat est rare et proche de sa limite d'apparition (voir les cartes de Bocquet, 1971 et Saliot, 1973). Dans l'unité supérieure, à pélites noires (Lanserlia - Grand Roc Noir) et dans la Sans, il semble qu'il n'ait jamais été rencontré. Dans l'unité intermédiaire (à gneiss albitiques et prasinites), je l'ai rencontré dans des gneiss albitiques (route de l'Iseran) ou albitochloriteux (Charbonnel), mais surtout dans les pélites charbonneuses de la base de cette unité (Pointe des Arses, Pointe d'Andagne...), avec le chloritoïde en général (6-60 par exemple).

Du point de vue chimique, je ne reviendrai pas sur le cas des spessartines traité par ailleurs (Chopin, 1978) ni sur celui des andradites. Les seuls grenats analysés dans les unités supérieures de Schistes lustrés (6-60) se caractérisent nettement par leur forte teneur en spessartine (de 25 à 12%) et, à moindre titre, en grossulaire (de 6 à 16%). Si ce point était confirmé pour d'autres grenats de ces unités, cela signifierait que ce minéral y est bien à sa limite d'apparition, ne se trouvant que dans des milieux relativement manganésifères (l'analyse globale de 6-60 est la plus riche en

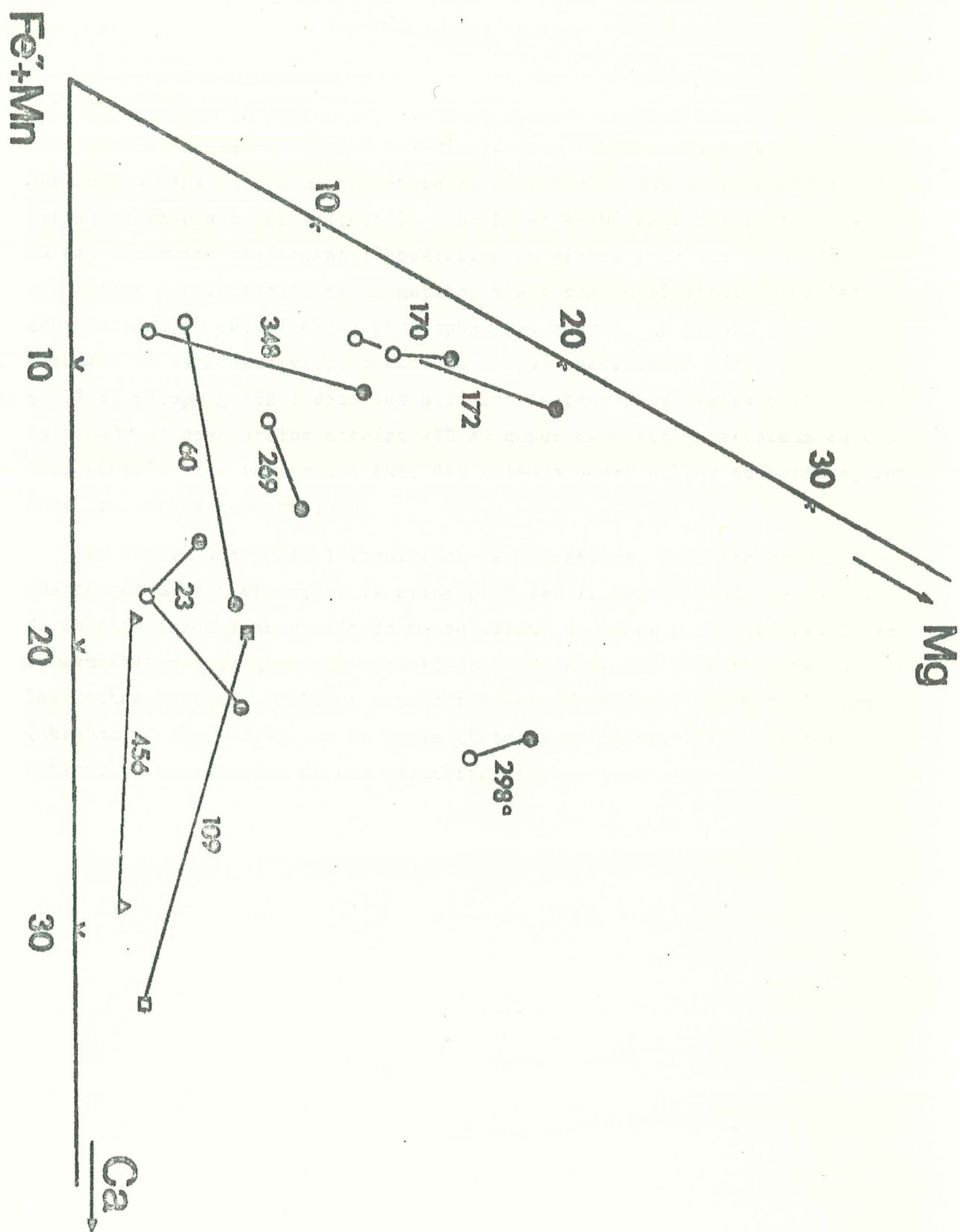


Figure 2-9. Chimisme des grenats, en pourcentage molaire de pyrope (Mg), almandin + spessartine (Fe + Mn) et grossulaire (Ca).
 Symbole vide = coeur, symbole plein = bordure. 109 et 456 sont les deux roches (basiques) qui ne se ramènent pas au système pélitique.

MnO du tableau II).

Dans le socle et l'unité inférieure des Schistes lustrés, les grenats des roches sans quartz ni carbonate se distinguent par leur teneur en grossulaire supérieure à 16% (figure 9) : 6-456 et 6-109 sont des roches basiques où CaO détermine clairement l'apparition du grenat ; le cas de 6-298a, chloritite à chloritoïde et margarite, n'est pas aussi clair. Dans les autres associations, à chloritoïde, glaucophane et quartz, le grenat est presque purement un almandin-pyrope : dans le socle, spessartine \leq 4%, grossulaire \leq 3% et pyrope \leq 19% ; dans les Schistes lustrés grossulaire \leq 7% et si la teneur en spessartine atteint 24% au cœur de certains cristaux de 6-348, elle décroît très rapidement vers des valeurs quasi nulles en bordure, comme dans les autres échantillons.

La figure 9 traduit l'importance des zonations. Dans les roches à quartz qui nous intéressent la principale est la décroissance de Mn (et Fe éventuellement) au profit de Mg en allant du cœur à la bordure. Il est remarquable que la gamme de variations Fe/Mg soit ici plus réduite que dans les roches basiques (milieux pourtant moins magnésiens) des Hohe Tauern (Abraham et al., 1974), et de Sesia (Desmons et Ghent, 1977). Ce sera un élément de comparaison de ces métamorphismes.

H. LES PYROXENES

Le diopside s.l. :

Il n'a été rencontré que dans des milieux carbonatés très particuliers : d'une part les marbres à minéraux (trémolite, tawmawite...) associés aux serpentinites, d'autre part les cargneules proches du socle (Plan sec, Vallonet) où il est en inclusion dans l'amphibole (trémolite ou ferrotrémolite).

Les pyroxènes sodiques :

La jadéite décrite à Bonneval par Saliot (1978) a été retrouvée dans des affleurements un peu plus orientaux (Fodan), dans les mêmes "gneiss de Bonneval", exactement dans la même paragenèse, en particulier avec développement tardif de pyroxène aegyrinique. L'analyse a confirmé que la jadéite contenait 98% du pôle pur.

A part les rares reliques d'omphacite éclogitique dans les roches basiques, les pyroxènes apparaissent surtout dans les milieux oxydés et ferrifères, avec crossite ou riébeckite : dans les quartzites de couverture du socle il s'agit d'aegyrine ou d'aegyrine-augite ; dans les quartzites encaissant la concentration manganésifère du Villaron, il s'agit de gros prismes d'aegyrine-jadéite avec développement (tardif?) de chloromélanite.

Une roche remarquable, en banc boudiné de plusieurs mètres d'épaisseur entre serpentinite et calcschistes dans le flanc ouest de l'Ouille du Midi, est constituée à plus de 95% par de l'omphacite.

L'étude de ces pyroxènes n'a été qu'amorcée, il n'en sera pas davantage question dans ce travail.

I. LES EPIDOTES

Dans l'unité inférieure des Schistes lustrés toutes les épidotes sont présentes :

- zoïsite, avec trémolite et micas blancs, en nodules dans les carbonates du replat d'Andagne ...

- clinozoïsite, très banale, en particulier dans l'évolution secondaire des roches basiques et comme phase primaire dans les bancs siliceux. Elle peut aussi former une bande réactionnelle métrique entre serpentinites et calcschistes (torrent des Roches).

- pistachite, plutôt secondaire, en particulier en filon avec amphibole bleu-vert, albite, sphène ... recoupant les roches basiques à Andagne.

- piémontite, dans les concentrations manganésifères. Leur chimisme est étudié en détail par ailleurs (Chopin, 1978).

- tawmawite, avec andradite-uvarovite, diopside, trémolite, hématite... dans les carbonates surmontant les serpentinites du replat d'Andagne et de l'Ouille du Midi. Dans cette unité la lawsonite n'a jamais été rencontrée.

Dans les unités supérieures de Schistes lustrés la clinozoïsite est abondante dans les gneiss albitiques et les prasinites. La zoïsite est présente dans les schistes charbonneux, milieux plus réduits. La lawsonite est présente dans ces unités comme l'indiquent de rares trouvailles : Balon (non publié) dans la chaîne Grand Roc Noir - Méan Martin ; j'en ai peut être moi-même observé une relique dans les schistes carbonés surmontant le replat d'Andagne. On lui a également attribué des pseudomorphoses relativement abondantes.

Dans le socle la zoïsite est présente dans les chloritites à margarite (voir analyse dans 6-298b). Dans les granitoïdes la clinozoïsite est abondante dans les pseudomorphoses de plagioclase, en petits prismes baignant dans un fond phengitique.

Une étude détaillée du chimisme des épidotes n'a pas encore été entreprise, mais elle est alléchante. Plusieurs lames montrent en effet la coexistence de clinozoïsite et de pistachite et même parfois aussi de zoïsite. L'étendue et les variations d'une éventuelle lacune de miscibilité (Raith, 1976) sont à préciser dans cette région comme dans toutes les Alpes occidentales.

J. LES FELDSPATHS

L'albite est ubiquiste, mais souvent tardive ou, au moins, de recristallisation tardive en ocelles englobant toutes sortes de minéraux. Comme dans le reste des Alpes occidentales, les rares analyses faites indiquent qu'elle est très pure : la teneur en anorthite atteint à peine 1%.

Le feldspath potassique n'est abondant que dans les granitoïdes. A ce propos il est temps de mettre fin à un vieux mythe : le feldspath potassique est une phase stable des métamorphismes de haute pression - basse température. Son abondance dans les socles (Mont Rose, Grand Paradis, Dora Maira) en témoigne à l'évidence. On peut objecter qu'il s'agit de reliques, mais leur recristallisation démontre le contraire (Bertrand, 1968...). Si l'on objecte enfin que cette recristallisation n'est que tardive, contemporaine de la rétro-morphose des associations de haute pression, une observation de Saliot (1978) démontre à nouveau le contraire : dans les gneiss de Bonneval (comme dans le dôme de l'Arpont en Vanoise...) la jadéite cristallise à partir de la fraction albitique du feldspath potassique, en laissant donc un feldspath potassique très pur qui n'a rien à voir avec le feldspath ancien.

Une étude qui reste à faire (je l'aurais faite si je n'avais rien trouvé d'intéressant!) est celle de couples albite - feldspath potassique. Les résultats de Saliot (1978) montrent que les solubilités de l'un dans l'autre sont extrêmement faibles (de 1 à 3%), mais l'étude demanderait à être faite systématiquement à travers le massif.

K. SOMMAIRE

- L'étendue des lacunes de miscibilité entre muscovite, paragonite et margarite lors de la rétro-morphose, entre phengite et margarite, et entre phengite et paragonite lors des stades typomorphes est précisée. La comparaison avec d'autres domaines de haute pression dans l'arc alpin indique que celui-ci est de plus basse température.

- L'étendue des variations de la substitution phengitique dans le temps est précisée.

- Le rapport Si/Al des chlorites n'a pas d'intérêt zonéographique dans un domaine métamorphique, mais il est probable qu'il évolue avec le type de métamorphisme.

- Les teneurs en Al du talc distinguent nettement le socle des Schistes lustrés ; le métamorphisme est plus intense dans le socle.

- L'incorporation de Fe^{3+} par le talc est négligeable. La solution solide talc - minnesotaïte ($Mg - Fe^{2+}$) rend entièrement compte de l'incorporation exceptionnelle de fer (jusqu'à 12,5% FeO) par le talc.

- S'il existe dans les chloritoïdes un écart à la formule idéale $(Fe^{2+}, Mg, Mn)_2 (Al, Fe^{3+})_4 Si_2 O_{10} (OH)_2$, il est inférieur à l'incertitude analytique.

La substitution $Fe^{3+} - Al$ est effective (jusqu'à 7,5% en atomes) et strictement dépendante de l'état d'oxydation du milieu. Elle en constitue donc un excellent indicateur.

L'incorporation de MgO est exceptionnelle : la teneur atomique en magnésiochloritoïde varie de 13 à 52%.

- Les amphiboles bleues se rattachent strictement au système Fe-Mg-glaucophane/ Fe-Mg-riébeckite. L'absence d' Al^{IV} et de Ca dans ces amphiboles bleues les distingue de celles de domaines de haute pression de plus haute température.

- Le grenat est fondamentalement une solution d'almandin et de pyrope. Les teneurs en pyrope, à chimisme global comparable, sont plus faibles que dans les domaines métamorphiques de haute pression plus "chauds" de l'arc alpin.

- Il est montré et souligné que le feldspath potassique et les micas potassiques trioctaédriques sont des phases stables à haute pression.

- L'albite est pure.

- La jadéite des gneiss de Bonneval contient 98% du pôle pur.

III. REPARTITION DES ELEMENTS ENTRE LES MINERAUX ET ENTRE ROCHES ET MINERAUX

Ce chapitre n'exploite pas toutes les données des deux précédents. La distribution de divers éléments n'est étudiée, comme test d'équilibre, qu'entre quelques minéraux dont les associations sont remarquables (glaucophane-chloritoïde-talc). Ceci constitue également une mise à l'épreuve des hypothèses de substitution proposées dans le chapitre précédent. Enfin, le contrôle du chimisme global sur l'apparition du grenat sera étudié. Tout ceci ne concerne que des paragenèses du socle ou de l'unité inférieure des Schistes lustrés.

A. Le couple chloritoïde-glaucophane

Dans la figure 10 et les suivantes, une représentation logarithmique a été utilisée. C'est la seule rigoureuse, compte tenu de l'expression de la loi d'action de masse et des grandeurs auxquelles nous avons accès (les fractions molaires). Une disposition régulière des points analytiques indique que l'équilibre chimique a été atteint. Une disposition linéaire indique en plus que l'écart à l'idéalité des solutions solides est suffisamment faible pour rester compris dans l'incertitude analytique. Alors, la pente de la droite est directement reliée au nombre de sites mis en jeu dans la substitution, son ordonnée à l'origine au coefficient de partage. Dans ces figures, chaque rectangle représente la dispersion des résultats dans un échantillon.

1°) Le partage de Fe^{3+} et Al

La détermination de la teneur en Fe_2O_3 ne pouvant être faite directement (à la microsonde), il importe de rappeler le mode de calcul utilisé puisque les résultats et raisonnements ultérieurs en dépendent. Dans les amphiboles bleues, le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} a été ajusté de façon à ce que, dans la formule structurale, $Si + Ti + Al + Fe^{3+} = 10,0$. Dans le chloritoïde, Fe^{3+} a été directement estimé à partir de la formule calculée sur 8 cations, en faisant $Fe^{3+} = 4 - Al$.

Ces démarches ont un caractère un peu spéculatif ; de plus les quantités de Fe_2O_3 mises en jeu sont souvent faibles (dans le socle en particulier), toute l'incertitude analytique sur les majeurs Si et Al est donc répercutée sur elles. Après ces remarques, la corrélation que montre la figure 10 est une surprise agréable. Les hypothèses (de simplicité) faites sur les substi-

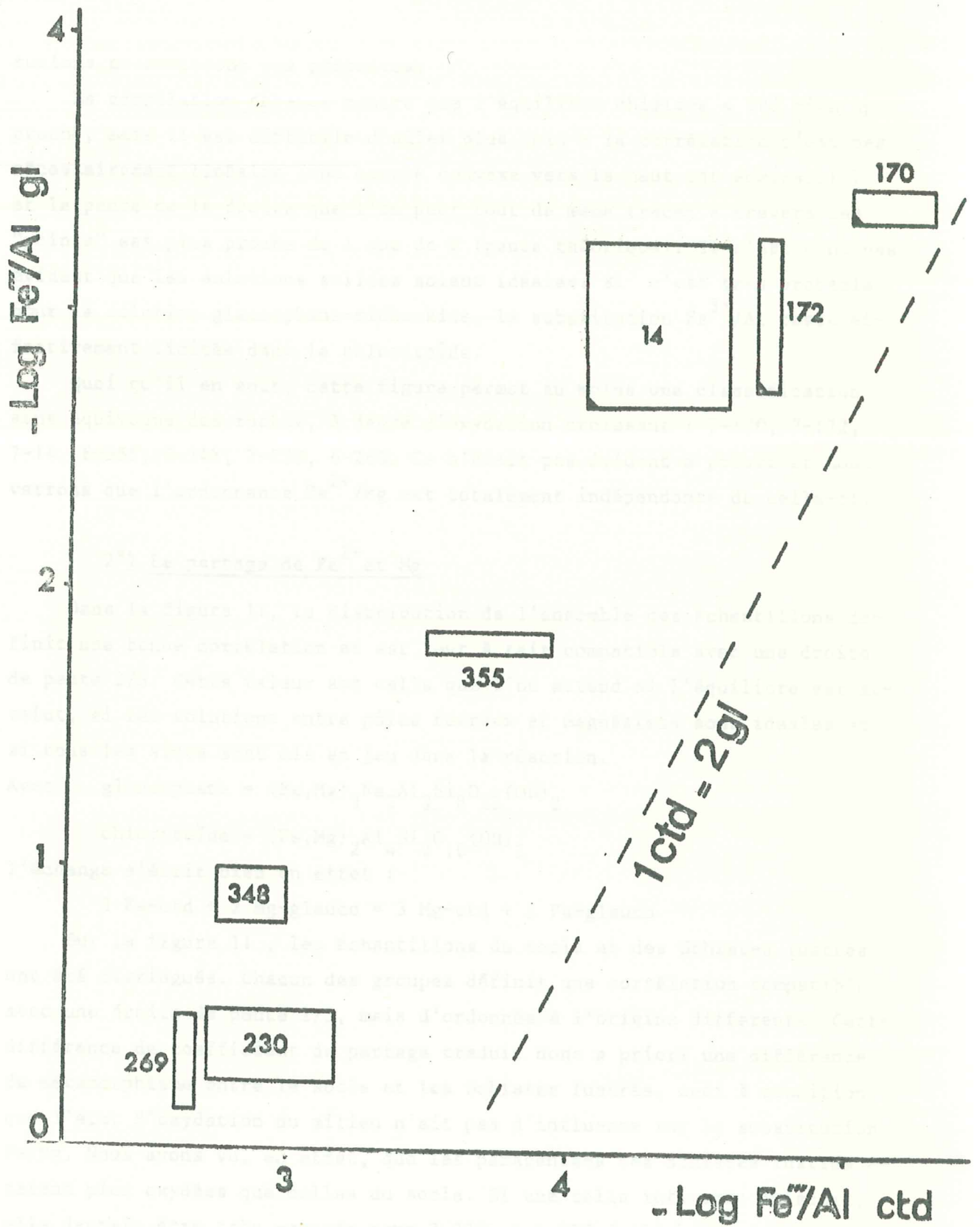


Figure 2-10. Partage de Fe_2O_3 et Al_2O_3 entre glaucophane et chloritoïde.
 Un coin noir distingue les échantillons du socle.

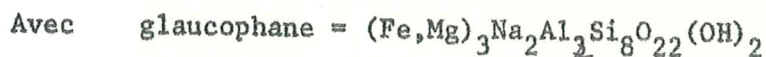
tutions ne sont donc pas gratuites.

La corrélation obtenue montre que l'équilibre chimique a été bien approché, mais il est difficile d'aller plus loin : la corrélation n'est pas nécessairement linéaire (une courbe convexe vers le haut est admissible) et la pente de la droite que l'on peut tout de même tracer à travers ces "points" est plus proche de 1 que de 2 (pente théorique). Il n'est donc pas évident que les solutions solides soient idéales. Si c'est très probable pour la solution glaucophane-riébeckite, la substitution Fe^{3+}/Al reste effectivement limitée dans le chloritoïde.

Quoi qu'il en soit, cette figure permet au moins une classification sans équivoque des roches, à degré d'oxydation croissant : 7-170, 7-172, 7-14, 6-355, 6-348, 7-230, 6-269. Ce n'était pas évident a priori et nous verrons que l'ordonnance Fe^{2+}/Mg est totalement indépendante de celle-ci.

2°) Le partage de Fe^{2+} et Mg

Dans la figure 11, la distribution de l'ensemble des échantillons définit une bonne corrélation et est tout à fait compatible avec une droite de pente 2/3. Cette valeur est celle que l'on attend si l'équilibre est atteint, si les solutions entre pôles ferreux et magnésiens sont idéales et si tous les sites sont mis en jeu dans la réaction.



l'échange s'écrit bien en effet :



Sur la figure 11, les échantillons du socle et des Schistes lustrés ont été distingués. Chacun des groupes définit une corrélation compatible avec une droite de pente 2/3, mais d'ordonnée à l'origine différente. Cette différence de coefficient de partage traduit donc a priori une différence de métamorphisme entre le socle et les Schistes lustrés, ceci à condition que l'état d'oxydation du milieu n'ait pas d'influence sur la substitution Fe/Mg . Nous avons vu, en effet, que les paragenèses des Schistes lustrés étaient plus oxydées que celles du socle. Si une telle influence existait, elle devrait être très marquée pour 7-230 et 6-269 (milieux les plus oxydés), peu pour 6-355 (le moins oxydé). Or ces trois échantillons des Schistes lustrés sont à égale distance de la droite définie par les échantillons du socle. Il est donc légitime de postuler que la différence entre les coefficients de partage est due à une différence de métamorphisme.

Il est même possible de préciser davantage. Le rapport Fe^{2+}/Mg dans la roche (tableaux I et II) va croissant de 6-269 à 7-172 et 7-230. Cette or-

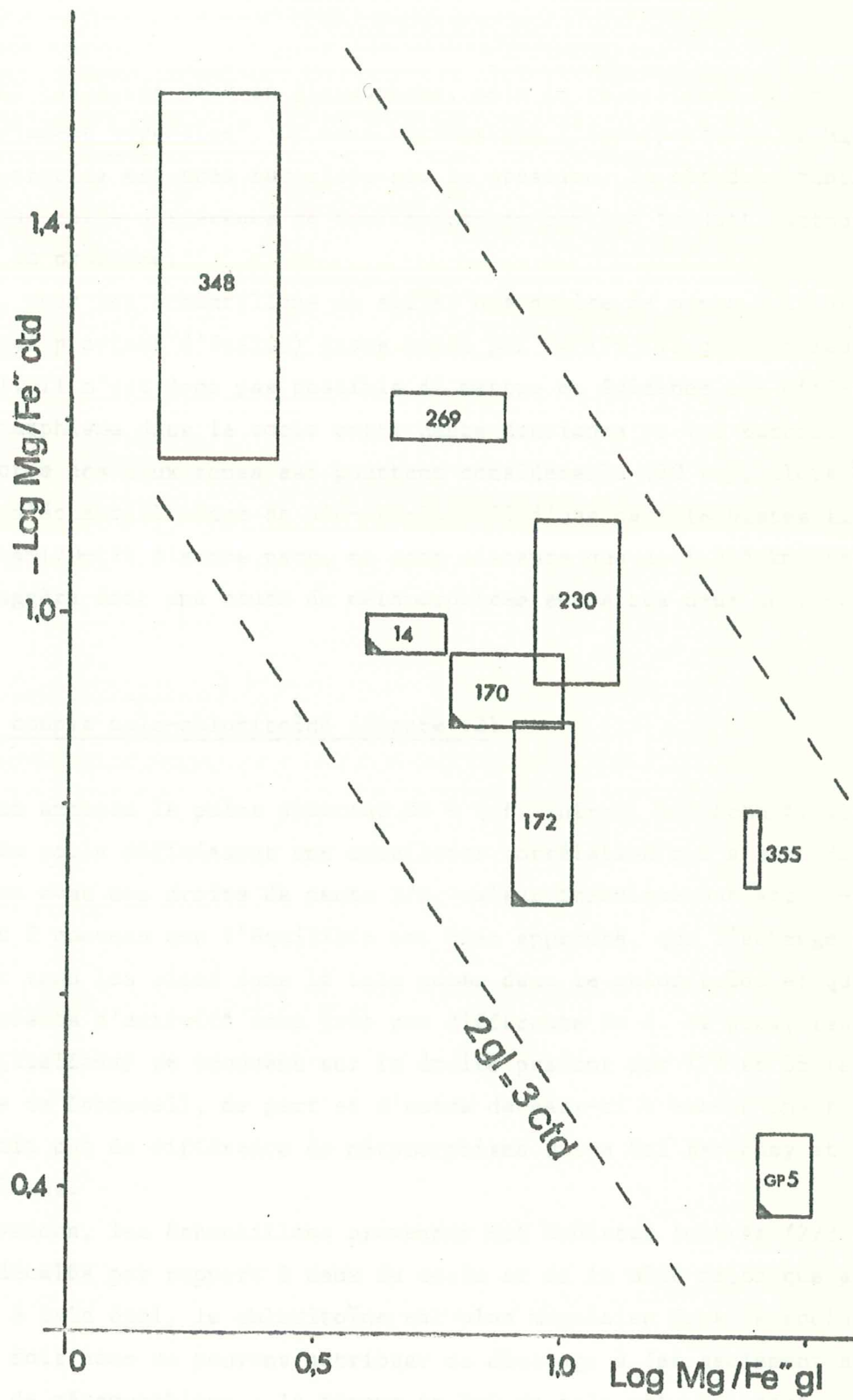


Figure 2-11 : Partage de FeO et MgO entre glaucophane et chloritoïde
 Un coin noir distingue les échantillons du socle.

donnance est respectée pour le glaucophane, mais le chloritoïde de 7-172 est "anormalement magnésien". Or nous verrons que l'incorporation de Mg par le chloritoïde est très favorisée par la pression. Il est donc tentant de penser que cette différence de coefficient de partage traduit surtout une différence de pression.

Enfin, pour les échantillons du socle, une droite de pente 2/3 passant par GP 5 (qui provient d'Italie) passe aussi par 14-170-172 qui proviennent de Bonneval. Il n'est donc pas possible de mettre en évidence une différence de métamorphisme dans le socle entre Haute Maurienne et Val Bardoney. La distance entre ces deux zones est pourtant considérable (30 km), alors que les points d'échantillonnage de 348-269-230-355 d'une part (Schistes lustrés), et 14-170-172 d'autre part, ne sont distants que de 1 à 5 km (figure 1). Tout suggère donc une saute de métamorphisme entre ces deux unités.

B. Le couple talc-chloritoïde (figure 12)

Si l'on excepte le point aberrant GP 9 (cf. infra), les échantillons provenant du socle définissent une excellente corrélation qui s'accorde parfaitement avec une droite de pente 3/2, valeur théoriquement attendue. Ceci prouve à nouveau que l'équilibre est bien approché, que l'échange Fe/Mg se fait sur tous les sites dans le talc comme dans le chloritoïde et que les coefficients d'activité sont très peu différents de 1. De plus, les points GP (italiens) se trouvent sur la droite passant par 172 et 38 (échantillons de Bonneval), de part et d'autre de ceux-ci : encore une fois il n'apparaît pas de différence de métamorphisme entre Val Bardoney et Haute Maurienne.

En revanche, les échantillons provenant des Schistes lustrés (273-230-269) sont décalés par rapport à ceux du socle et de la même façon que précédemment, à talc égal, le chloritoïde est plus magnésien dans le socle. Mais cette fois nous ne pouvons attribuer ce décalage à (et seulement à) une différence de métamorphisme : la teneur en FeO du talc est, en effet, sensible au degré d'oxydation du système (Forbes, 1971) : même à rapport MgO/FeO global identique et dans des conditions P,T identiques, le talc serait plus magnésien dans les Schistes lustrés (qui sont plus oxydés).

Revenons brièvement sur le cas de GP 9, le point aberrant. D'une part, l'analyse du talc est douteuse : elle s'est déjà singularisée par une teneur en Al_2O_3 et un total très élevés. Dans l'analyse du chloritoïde, Fe ou Mg sont un peu sous-estimés vis-à-vis de Si et Al. D'autre part, dans

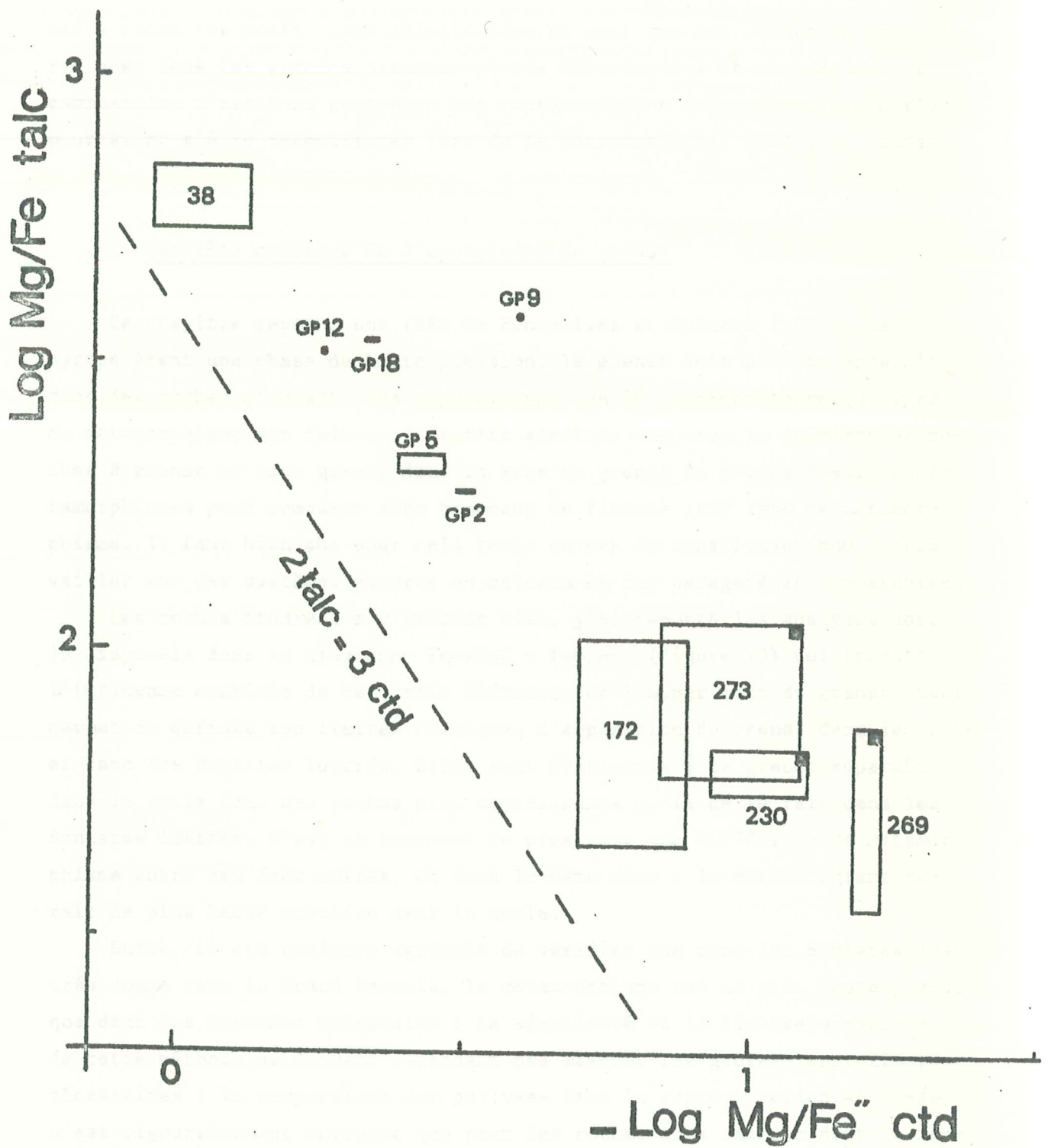


Figure 2-12. Partage de FeO et MgO entre talc et chloritoïde.

Un carré noir distingue les échantillons provenant des Schistes lustrés.

cette roche les seuls rares chloritoïdes ne sont que des coeurs de cristaux, reliques dans les grandes pseudomorphoses chloriteuses et micacées. Leur composition n'est donc peut-être pas représentative (d'autant plus qu'ils pourraient s'être rééquilibrés lors de la rétro-morphose, mais j'en doute).

C. Contrôle chimique de l'apparition du grenat

Ce chapitre reprend une idée de Fonteilles et Guitard (1971). Le pyrope étant une phase de haute pression, le grenat doit pouvoir apparaître dans des roches d'autant plus magnésiennes que le gradient thermique lors du métamorphisme est faible. Il suffit ainsi de comparer le chimisme de roches à grenat et sans grenat dans la zone du grenat de divers domaines métamorphiques pour comparer avec beaucoup de finesse leur type de métamorphisme. Il faut bien sûr pour cela tenir compte du constituant MnO et travailler sur des systèmes pauvres en calcium et des paragenèses comparables.

Les roches étudiées s'y prêtant bien, j'ai reporté les analyses dont je disposais dans le diagramme FeO/MgO - FeO/MnO (figure 13) qui traduit l'influence combinée de ces trois éléments sur l'apparition du grenat. Ceci permet de définir les limites chimiques d'apparition du grenat dans le socle et dans les Schistes lustrés. Elles sont distinctes : le grenat apparaît dans le socle dans des roches plus magnésiennes qu'il ne le fait dans les Schistes lustrés. C'est un argument de plus pour une différence de métamorphisme entre ces deux unités, et dans le même sens : le métamorphisme serait de plus haute pression dans le socle.

Enfin, il est toujours agréable de vérifier que dans les Schistes lustrés comme dans le Grand Paradis, le métamorphisme est de plus haute pression que dans les Pyrénées orientales ! La simplicité et la finesse apparentes de cette méthode ne doivent cependant pas masquer les grosses approximations nécessaires : la comparaison des analyses dans la représentation utilisée n'est rigoureusement correcte que pour des roches sans calcium dont le rapport Si-Al-R^{2+} est identique, pour les discriminer uniquement sur les proportions de Fe-Mn-Mg dans R^{2+} . Ce n'est bien évidemment pas le cas.

D. Conclusion

Cette brève étude mène à des conclusions importantes :

- L'équilibre chimique était atteint lors de la formation des paragenèses

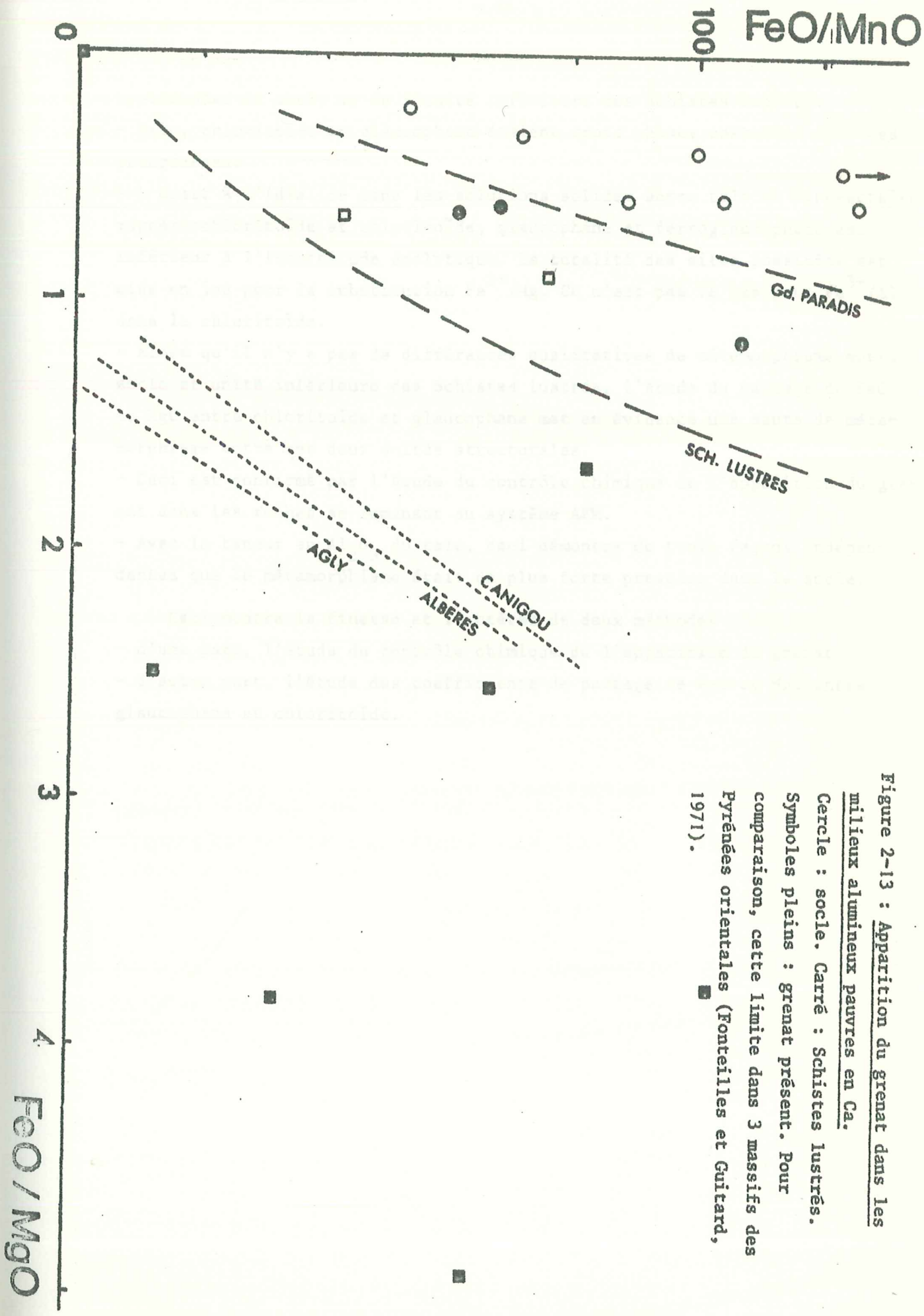


Figure 2-13 : Apparition du grenat dans les milieux aluminieux pauvres en Ca.
 Cercle : socle. Carré : Schistes lustrés.
 Symboles pleins : grenat présent. Pour comparaison, cette limite dans 3 massifs des Pyrénées orientales (Fonteilles et Guitard, 1971).

typomorphes du socle et de l'unité inférieure des Schistes lustrés.

- Talc, chloritoïde et glaucophane étaient trois phases costables dans ces paragenèses.

- L'écart à l'idéalité dans les solutions solides entre talc et minnesotaïte, magnésiochloritoïde et chloritoïde, glaucophane et ferroglaucophane est inférieur à l'incertitude analytique. La totalité des sites possibles est mise en jeu pour la substitution Fe^{2+}/Mg . Ce n'est pas le cas pour Fe^{3+}/Al dans le chloritoïde.

- Alors qu'il n'y a pas de différences qualitatives de métamorphisme entre socle et unité inférieure des Schistes lustrés, l'étude du partage de FeO et MgO entre chloritoïde et glaucophane met en évidence une saute de métamorphisme entre ces deux unités structurales.

- Ceci est confirmé par l'étude du contrôle chimique de l'apparition du grenat dans les roches se ramenant au système AFM.

- Avec la teneur en Al_2O_3 du talc, ceci démontre de trois façons indépendantes que le métamorphisme était de plus forte pression dans le socle.

Ceci montre la finesse et l'intérêt de deux méthodes :

- d'une part, l'étude du contrôle chimique de l'apparition du grenat,

- d'autre part, l'étude des coefficients de partage de FeO et MgO entre glaucophane et chloritoïde.

IV. ETUDE DES PARAGENESES : LES RELATIONS DE PHASES

A. LES PARAGENESES ET LES SYSTEMES D'ETUDE

Toutes les roches dont il va être question par la suite proviennent soit du socle (versant Bonneval en France, Val Bardoney en Italie), soit de l'unité inférieure des Schistes lustrés, à affinités océaniques. Ces deux ensembles sont les seuls à contenir des reliques d'associations éclogitiques dans les metabasites, l'association glaucophane-chloritoïde, le grenat et le chloritoïde abondant...

Le tableau III résume les paragenèses en question. Le chloritoïde et le quartz sont présents dans la quasi-totalité des cas.

L'étude minéralogique précédente permet de préciser le rôle des constituants dans l'apparition des diverses phases des paragenèses primaires. Les ~~solutions solides~~ ^{substitutions} entre Na, K et Ca étant très limitées, Na détermine l'apparition de l'amphibole bleue ou de la paragonite, K celle de la phengite (et de la phlogopite dans 6-255 et 6-242), Ca celle de la margarite et de la zoïsite. Le manganèse est présent dans le chloritoïde (en général $MnO < 0,2\%$), la deerite ($MnO < 1,3\%$) et le grenat ; nous considérerons qu'il ne peut déterminer l'apparition des deux premiers minéraux. Pour le grenat, il faudra dans chaque cas discuter le rôle possible de Mn et Ca. Fe^{3+} intervient, par ordre d'importance, dans les silicates suivants : deerite, crossite, chloritoïde, chlorite (?), phengite, grenat. Dans les systèmes les plus réduits (en présence de graphite par exemple), il est tentant de le considérer comme trace, non déterminant. Dans les systèmes les plus oxydés, il peut être en excès, déterminant l'apparition de l'hématite. Le cas général, intermédiaire, est plus délicat ; dans une première approximation nous y considérerons Fe_2O_3 comme constituant non déterminant.

Dans les associations envisagées, Na, K et Ca sont présents dans des phases distinctes et presque toujours chacun dans une seule phase. Il sera donc en général correct de se ramener à un système simple, dépourvu de ces éléments, en retranchant une phase pour un constituant (phengite pour $K_2O...$). Le système de référence sera alors $Al_2O_3-FeO-MgO$ (AFM), SiO_2 étant un constituant déterminant en excès, H_2O étant d'abord considéré comme entièrement mobile (ou, ce qui ne change rien pour la règle des phases, comme constituant déterminant inerte, présent sous forme de fluide dans un système fermé où $Pf = Ps$). Ceci se justifie en partie parce qu'aucune roche étudiée

	Quartz	Corindon	Chloritoïde	Grenat	Chlorite	Talc	Glaucothane	Albite	Paragonite	Phengite	Muscovite	Phlog./Biot.	Margarite	Zoïsite	Deerite	Magnétite	Hématite	Carbonate	Rutile
8-23	+			+	x	+									+	+		Ank.	
7-38	+	x	+		+x	+												Magn.	+
7-37	+		+		+	+				+									+
6-298 ^a			+	+	+x				x	+	x		+	+					+
6-298 ^b			+		+x				x	+	x		+	+					+
7-23			+		+				x	+	x		+	+					+
7-172	+		+	+	+	+	+			+									
7-170	+		+	+			+		+?	+									
7-14	+		+			x	+	x		+		x							
GP 2	+		+		+	+			+										+
GP 5	+		+			+x	+	x				x							
GP 9	+		+		+x	+				+	x	x	+						+
GP 12	+	x	+		+x	+				+		x	+						+
GP 18	+	x	+		+x	+				+		x	+						+
6-269	+		+	+	x?	+	+	x	x							x			
6-273	+		+		+x?	+			x									+	
7-230	+		+		+x?	+	+		x	+						+			
6-355	+		+		x	x	+	x	x							x			
6-348	+		+	+	x		+	x		+x		x				x			+
6-255	+				+	+				+		+						+	+
6-60	+		+	+	+				+	+	x?								
6-80	+		+		+				+										
6-242						+				+		+						+	{ Cal. Dol. Cal.
6-456				+			+		+										

Tableau III : liste des associations étudiées.

+ minéral de la paragenèse primaire

x minéral de la paragenèse rétro-morphique

n'est orthodérivée, et donc que le système a toujours dû jouer en déshydratation.

Dans le cas où l'un des éléments Na, K, Ca est présent dans plusieurs phases primaires, nous utiliserons les systèmes Na-AFM, K-AFM ou Ca-AFM. Les problèmes fondamentaux posés dans le système AFM s'y retrouvent intégralement, mais d'autres peuvent apparaître, posés par les associations naturelles.

B. LES RELATIONS DE PHASES DANS LE SYSTEME AFM

1°) Talc ferrifère et chloritoïde magnésien

La liste des paragenèses primaires montre la fréquence de deux associations remarquables :

- talc-grenat almandin (voir photos 1 à 5)
- talc-chloritoïde

c'est-à-dire d'un silicate réputé purement magnésien à des silicates réputés très ferrifères. L'étude minéralogique a montré que si le grenat est effectivement pauvre en pyrope, la composition du talc et du chloritoïde est extraordinaire.

Le chloritoïde contient couramment de 25 à 50% du pôle $Mg_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$ (Mg-chloritoïde) en solution solide. Or les rares chloritoïdes magnésiens sont tous signalés à l'île de Groix ou dans les Alpes (Kiênast et Triboulet, 1972 ; Bearth, 1963 ; Chinner et Dixon, 1973 ; Miller, 1977), donc dans des domaines "schistes bleus". De plus, les plus magnésiens d'entre eux co-existent toujours avec l'association de haute pression talc-disthène. Enfin, le pôle magnésien a peut-être été synthétisé par Schreyer (1968, p. 387) vers 15 kb, 500-550°C. L'incorporation exceptionnelle de Mg dans le chloritoïde est donc strictement liée à de fortes pressions de formation.

Le talc est toujours ferrifère en présence de chloritoïde, il contient 6 à 17% de minnesotaïte $Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$ en solution solide. En présence de grenat seul, la substitution est, comme prévisible, plus élevée et atteint 23%. Cette incorporation de fer dépend évidemment fortement de l'oxydation du système, comme le montrent les travaux de Forbes (1969, 1971) à 1 et 2 kb, mais certainement aussi fortement de la pression : une valeur de 14% a été rencontrée en présence d'hématite (6-273) pour une température proche de 470°C et une pression élevée ; pour ces mêmes température et fugacité d'oxygène, mais à 1 ou 2 kb, la teneur maximale en minnesotaïte est inférieure à 5% (figure 14).

Le chimisme étonnant de ces minéraux doit donc être relié aux conditions physiques de formation, qui leur permettent ainsi d'apparaître dans des milieux où on ne les trouve pas dans d'autres domaines métamorphiques. On a en effet peine à imaginer qu'un échantillon comme 6-273, chloritite vert sombre à hématite et chloritoïde, puisse contenir du talc...

Mais ces particularités de composition suffisent-elles à rendre compte

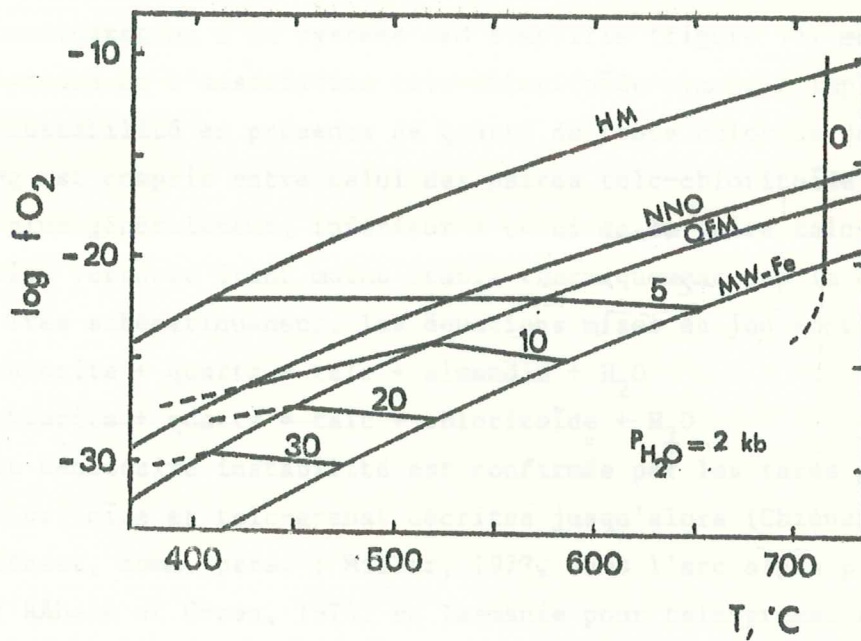


Figure 2-14 : Stabilité des talcs ferreux en fonction de T et f_{O_2} , à 2 kb, d'après Forbes (1971).

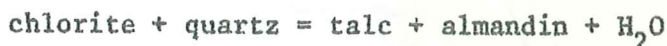
Les courbes 0 - 5 - 10 ... sont les limites de stabilité des talcs contenant 0 - 5 - 10% (en mole) de minnesotaïte : $Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$.

de la fréquence des associations "rares" talc-grenat et talc-chloritoïde ?

2°) Talc-almandin-chloritoïde : le problème de la stabilité de la chlorite

a) En termes simples :

La considération d'un système AFM simplifié (figure 15) montre en effet que l'existence de l'association talc-chloritoïde-almandin implique strictement l'instabilité en présence de quartz de toute chlorite dont le rapport Mg/Fe + Mg est compris entre celui des paires talc-chloritoïde et talc-grenat, et même, plus généralement, inférieur à celui de la paire talc-chloritoïde (la chlorite ferreuse étant moins stable thermiquement que la chlorite magnésienne). Très schématiquement, les équations mises en jeu sont :



Cette nécessaire instabilité est confirmée par les rares paragenèses à talc-chloritoïde et talc-grenat décrites jusqu'alors (Chinner et Dixon, 1973 ; Kiénast, comm. pers. ; Miller, 1977, dans l'arc alpin pour talc-chloritoïde ; Råheim et Green, 1974, en Tasmanie pour talc-grenat almandin-pyrope). L'association fondamentale y est en effet talc-disthène, qui interdit la stabilité de quasiment toute chlorite avec le quartz (puisque le talc y est peu ferrifère). Effectivement, dans les associations à quartz (Miller, Råheim et Green) il n'y a pas de chlorite typomorphe.

Mais en Haute Maurienne et Grand Paradis, c'est là tout l'intérêt des associations étudiées, talc-disthène ne peuvent être costables, en raison de la stabilité du joint chlorite-chloritoïde (figure 15). Dans notre domaine, l'instabilité des chlorites n'est donc pas totale, les chlorites magnésiennes peuvent être stables en présence de quartz. Il reste donc à délimiter le domaine de stabilité des chlorites dans les paragenèses primaires qui se ramènent effectivement au système AFM, base du raisonnement théorique.

Les échantillons 8-23 et 7-38 sont à priori les plus proches de ce système puisqu'ils ne contiennent pas d'alcalins, et ils sont critiques pour la stabilité de la chlorite par les associations talc-almandin et talc-chloritoïde.

Dans 8-23 une chlorite très ferrifère existe, mais uniquement en pseudomorphose du grenat. La paragenèse précoce à talc-almandin-magnétite-ankérite-deerite-quartz ne comportait pas de chlorite. C'est une première satisfaction ; de plus, dans cette unique roche sans chloritoïde, la paire talc-grenat est, conformément à la théorie, la moins magnésienne de celles

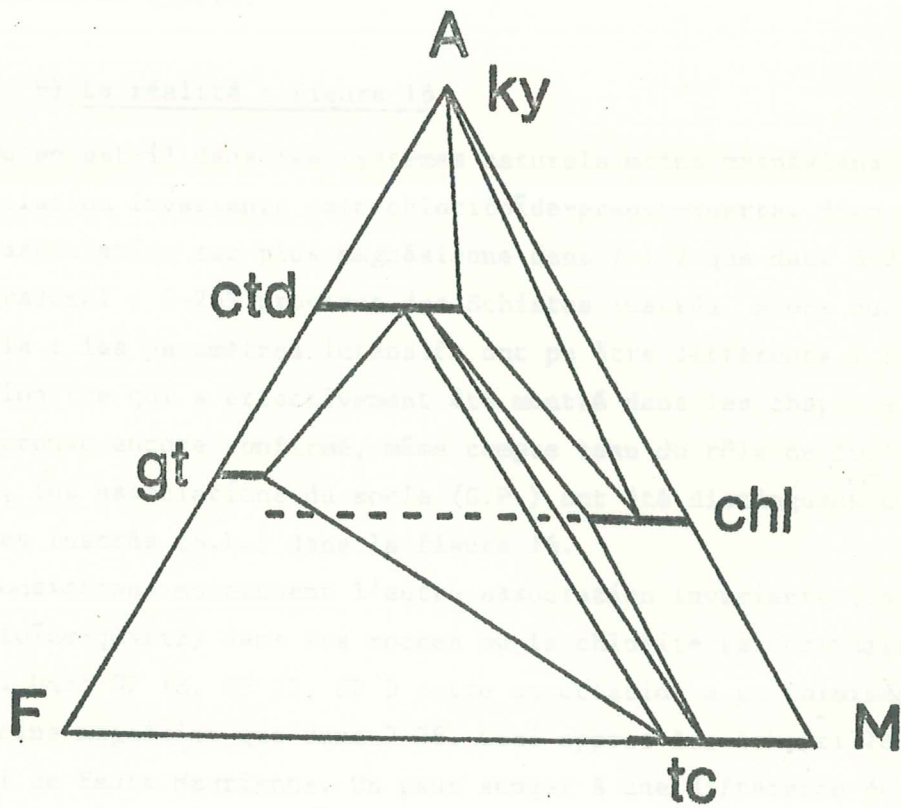


Figure 2-15 : Relations de phases dans le pur système AFM.

SiO_2 et H_2O sont en excès. L'existence des associations talc-grenat et talc-chloritoïde montre la nécessaire instabilité des chlorites ferrifères et intermédiaires. De plus, l'association talc-disthène ne peut être stable.

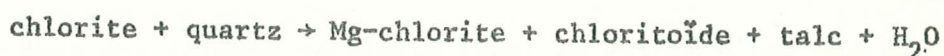
étudiées (figure 16-S.L. et photo 1).

Dans 7-38, chloritoïde-talc-chlorite-quartz sont manifestement en équilibre : la chlorite, principal minéral constitutif de la roche, fait partie de la paragenèse primaire. Conformément à la théorie (figure 15), cette chlorite est plus magnésienne que le joint talc-chloritoïde (figure 16-G.P.). L'analyse paraît donc correcte et cette association invariante fournit donc en principe le rapport $Mg/Fe + Mg$ en deçà duquel toute chlorite est instable en présence de quartz.

b) La réalité : figure 16

Qu'en est-il dans les systèmes naturels moins magnésiens ? Considérons l'association invariante talc-chloritoïde-grenat-quartz. Bien qu'invariante, cette association est plus magnésienne dans 7-172 que dans 6-269. Ceci n'est pas paradoxal : 6-269 provient des Schistes lustrés, alors que 7-172 provient du socle ; les paramètres intensifs ont pu être différents lors de leur formation (ce qui a effectivement été montré dans les chapitres précédents et se trouve encore confirmé, même compte tenu du rôle de fO_2). Pour cette raison, les associations du socle (G.P.) ont été distinguées de celles des Schistes lustrés (S.L.) dans la figure 16.

Considérons maintenant l'autre association invariante (talc-chlorite-chloritoïde-quartz) dans les roches où la chlorite est primaire avec certitude. Dans GP 18, GP 12, GP 9 cette association a un chimisme peu variable, mais moins magnésien que dans 7-38. Ceci oppose les échantillons italiens à celui de Haute Maurienne. On peut songer à une différence de métamorphisme dans le socle entre ces deux zones, mais elle n'a pu être mise en évidence autrement. De plus, j'imaginerais a priori des conditions un peu plus sévères en Val Bardoney (plus interne) et l'association invariante devrait donc y être plus magnésienne. Une explication beaucoup plus satisfaisante est fournie par la présence de carbonate (magnésie ferrifère) dans 7-38. Les inclusions fluides (qui ne sont peut-être pas primaires) sont très riches en CO_2 . L'activité de l'eau devait donc y être plus faible que dans les échantillons GP sans carbonate, et donc favoriser le développement de la réaction (de déshydratation).



En conséquence, 7-38 ne doit pas être pris en compte pour la stabilité limite de la chlorite. Les autres échantillons (GP) où la fraction molaire de l'eau devrait approcher 1 fournissent une valeur limite de rapport $Mg/ Mg + Fe$ plus proche de la réalité (pour le pur système AFM). Ce rapport y est proche de 80%. Les légères variations de chimisme entre ces trois associa-

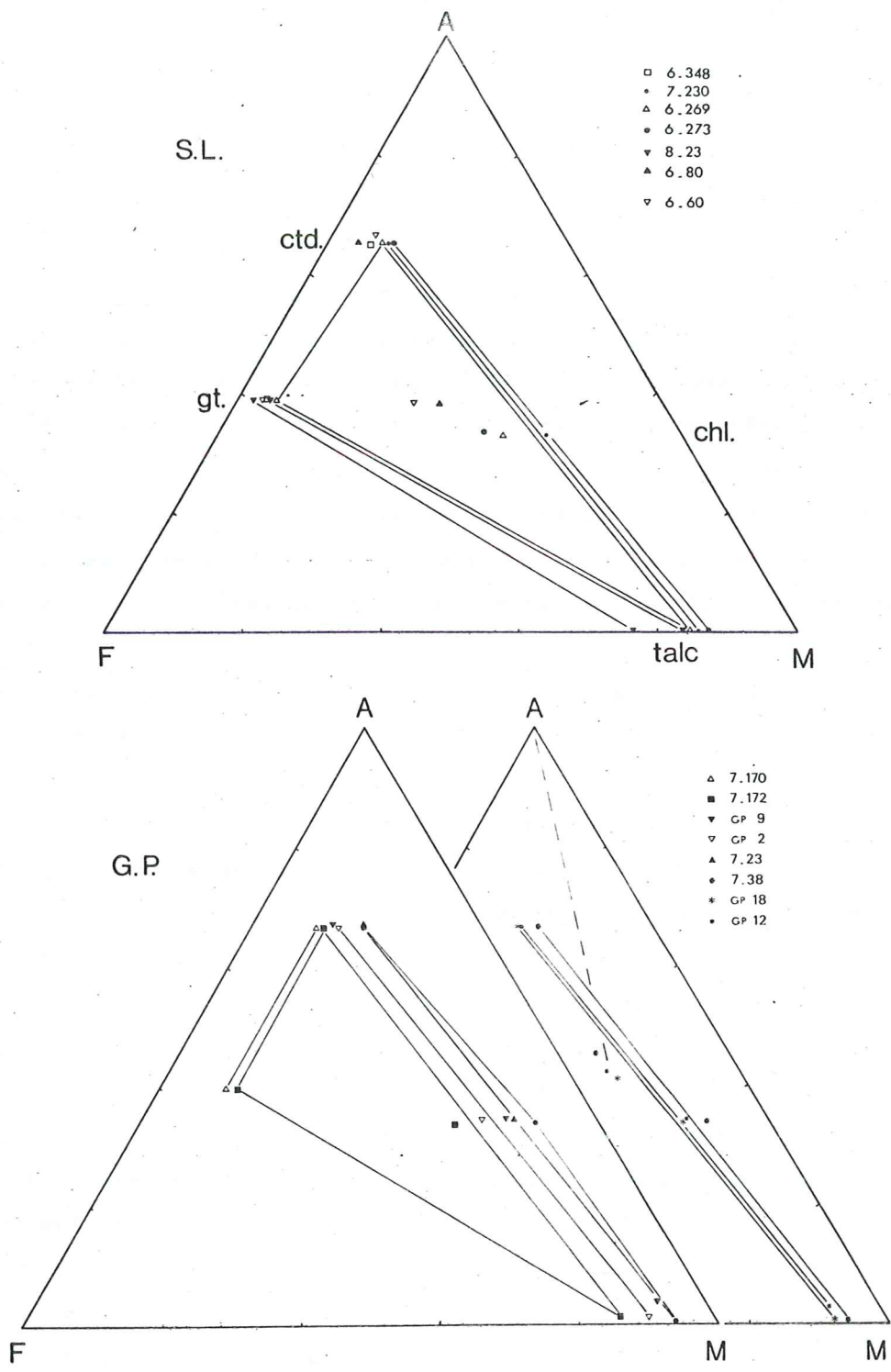


Figure 2 - 16 : Les paragenèses observées dans le socle (G.P.) et les Schistes lustrés (S.L.) se ramenant a priori au système AFM + SiO₂ + H₂O.

Dans le grenat grossulaire et andradite ont été soustraits, dans le chloritoïde la fraction ferrichloritoïde l'a été. Pour ces minéraux et le talc, F représente donc FeO + MnO. Pour la chlorite F = FeO + Fe₂O₃ + MnO.

Pour des raisons de clarté tous les joints n'ont pas été tracés.

Pour le socle le diagramme de droite récapitule les associations où le chloritoïde est déstabilisé en corindon + chlorite. Ces chlorites secondaires sont unies par un tireté au pôle A.

A titre de comparaison deux associations qui ne se rapportent pas directement au système étudié ont été figurées : 7-23 (G.P.) où le quartz est absent, et 6 - 60 (S.L.) qui provient de l'unité intermédiaire.

tions "invariantes" (GP 9, GP 12, GP 18) qui proviennent du même affleurement doivent s'expliquer par de légères différences dans l'activité de l'eau ou de l'oxygène.

GP 2 et 7-172 posent des problèmes nettement plus délicats. Dans GP 2, la chlorite est primaire ; on a donc l'association invariante talc-chloritoïde-chlorite-quartz, mais la chlorite est moins magnésienne que le joint talc-chloritoïde, ce qui n'est pas admissible dans le pur système AFM. Le cas de 7-172 est encore pire : quartz-chlorite-chloritoïde-talc-grenat sont manifestement à l'équilibre. La règle des phases appliquée au système AFM est donc violée ; de plus, la chlorite est à nouveau moins magnésienne que le joint talc-chloritoïde. La réduction de ces paragenèses au système AFM est abusive, un autre constituant doit donc entrer en jeu.

Le premier minéral à incriminer est en général le grenat dont l'apparition pourrait être déterminée par Ca ou Mn. Mais le grenat de 7-172 est un almandin-pyrope très pur : même au coeur des cristaux, grossulaire et spessartine ne représentent pas plus de 3% chacun (soit environ 1% de CaO et de MnO), ce qui ne semble pas suffisant pour justifier l'apparition de la phase grenat. Cette estimation est évidemment subjective puisque la règle des phases n'indique rien sur la teneur critique de l'élément déterminant ; mais dans les roches basiques (6-456, 6-109) où le calcium est à l'évidence déterminant, la teneur en grossulaire du grenat dépasse 30% au coeur (cf. II G). Essayons donc de trouver ailleurs, puisque de toute façon ceci ne peut rendre compte du cas GP 2 où le grenat est absent.

Le talc est hors de cause puisqu'il s'exprime purement dans le système AFM. Restent donc chlorite et chloritoïde, dont Mn (voir analyses) et Ca ne risquent pas de déterminer l'apparition. Le seul autre élément qui y ait été négligé est Fe^{3+} , en particulier dans la chlorite : dans la représentation AFM de la figure 16, Fe^{3+} a été soustrait des minéraux où on peut l'estimer, ce qui n'a pas été possible pour la chlorite. La prise en compte de 1 à 2% de Fe_2O_3 dans les chlorites de GP 2 (et 7-172) suffirait à déplacer leur projection du côté magnésien du joint talc-chloritoïde, et ce nouveau constituant justifie bien la coexistence de la phase "supplémentaire" chlorite avec talc-chloritoïde-grenat-quartz dans 7-172, puisque ni hématite, ni magnétite n'y existent. Enfin, l'analyse de ces deux roches (tableau I) montre que ce sont les plus oxydées des paragenèses à talc-chloritoïde analysées dans le socle.

Dans les Schistes lustrés, 6-269, 6-273 et 7-230 sont concernés par ce problème, bien que l'existence de chlorite primaire n'y soit pas certaine (surtout dans 6-269), les critères texturaux étant équivoques. Deux choses

sont remarquables dans ces associations.

- L'ordonnance Fe/Mg des chlorites est indépendante de celle, pourtant bien réglée, des couples talc-chloritoïde (figure 16-S.L.). Or ces chlorites sont d'autant plus éloignées de leur position théorique que la roche est plus oxydée : les analyses du tableau II pour 7-230 et 6-269, et le chimisme des chloritoïdes (figure 7) montrent en effet sans équivoque que l'oxydation va croissant de 7-230 à 6-273. L'incorporation croissante de Fe_2O_3 par les chlorites de 7-230, 6-269 et 6-273 rendrait alors logique leur distribution apparemment aberrante.

- Dans le cas où il faut faire appel à ce constituant supplémentaire pour expliquer (comme dans 7-172) la présence d'une phase "en trop", il n'y a effectivement ni hématite ni magnétite dans la roche (ce qui aurait obligé à rechercher un autre constituant déterminant). Les associations à hématite ou magnétite (6-273, 7-230) qui pouvaient être considérées comme in-variantes (si la chlorite y est primaire) dans le système $\text{Al-Fe}^{2+}\text{-Mg}$ le restent dans le système $\text{Al-Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}\text{-Mg}$.

La convergence de ces remarques me semble démontrer le rôle de Fe^{3+} comme constituant déterminant et, indirectement, son incorporation possible par les chlorites. Les hypothèses précédentes n'expliquent cependant pas le cas de la paire chlorite-chloritoïde de 6-80, mais il s'agit d'un milieu différent, très carbonaté, ni de 6-60, mais l'échantillon provient de l'unité intermédiaire où le métamorphisme peut être différent.

La confrontation des systèmes naturels avec le système théorique ne va donc pas sans difficulté. Elle est cependant instructive : elle montre comment un constituant supplémentaire (Fe_2O_3) peut accroître le domaine de stabilité apparent de la chlorite, moyennant quoi les conclusions tirées de l'analyse théorique restent correctes. Pour les préciser encore, l'étude des systèmes riches en fer devient nécessaire. J'ai en effet étudié ici des systèmes relativement magnésiens, qui sont simples ; plus nous allons vers le pôle ferrifère, plus les difficultés d'interprétation devenaient nombreuses. Ceci tient surtout aux chlorites sur lesquelles pèse souvent une double incertitude : Fe^{3+} ou non ? typomorphe ou rétromorphe ?

3°) La déstabilisation du chloritoïde magnésien

GP 12, GP 18 et 7-38 montrent une déstabilisation remarquable du chloritoïde en corindon + chlorite.

a) Description : photos 17 et 18

Cette réaction procède toujours par fentes dans le corps de gros cristaux de chloritoïde. Elle n'a pas été observée à la périphérie des cristaux où les réactions mettent souvent en jeu des alcalins.

Le cas de GP 12 est le plus caractéristique. Un gros cristal de chloritoïde est parcouru par une bande sinueuse, de relief plus faible, en bordure de laquelle s'individualisent quelques plages de chlorite (incolore) bien cristallisée et reconnaissable. La bande elle-même est constituée d'un fond monocristallin de chlorite alumineuse de même orientation que le chloritoïde, sans clivage net, avec, dans la trace des anciens clivages du chloritoïde, des alignements de minuscules grains de corindon. Ces grains peuvent devenir coalescents et former alors des cristaux atteignant 10 à 15 μ , ou des franges autour des anciennes inclusions du chloritoïde (tourmaline, apatite, margarite). Il y a donc pseudomorphose parfaite du chloritoïde.

En revanche, à la périphérie du cristal, l'ancien contact chloritoïde/ phyllites (talc essentiellement + chlorite \pm phlogopite) est transformé en une frange réactionnelle de phlogopite alumineuse. De minuscules grains de quartz (1-2 μ) jalonnent le côté extérieur de cette frange. Mais cette dernière observation reste unique.

En général, on n'observe en bordure que des chlorites plus petites, plus ferrifères, et moins orientées que celles de la foliation. Dans un seul cas, dans GP 18, cette déstabilisation en corindon-chlorite semble se faire sur le bord du cristal. Si une chlorite alumineuse est bien présente, les grains réfringents ne sont pas du corindon. Avec une teneur en Al_2O_3 de l'ordre de 75 à 80%, sans autres éléments notables, il s'agit soit de diaspore, soit de chrysobéryl. La biréfringence faible et la fluorescence font préférer la deuxième hypothèse. Une confirmation à la microsonde ionique reste nécessaire, car la coexistence de diaspore et de corindon serait évidemment une indication pétrographique précieuse.

Cette déstabilisation du chloritoïde est toujours limitée et n'a rien de systématique. Ses produits sont très discrets et échappent facilement à l'examen microscopique. Dans une même lame, seuls un ou deux cristaux la présentent, développée à partir de zones de faiblesse. Cependant, le fait qu'elle ait été observée aussi bien en Val Bardoney (GP 12, 18) qu'en Haute Maurienne (7-38) montre son importance régionale.

b) Interprétation

Une telle réaction n'a, à ma connaissance, jamais été décrite. Elle

est limitée aux chloritoïdes les plus magnésiens ($Mg\text{-ctd} > 41\%$) et, parmi eux, à ceux coexistant avec le talc (puisque le corindon n'a pas été observé dans 7-23).

Il ne peut s'agir d'une simple déstabilisation du chloritoïde pour sa composition, puisque le rapport Fe/Mg de la chlorite néoformée est différent de celui du chloritoïde (figure 16-G.P., partie droite). Il y a donc nécessairement échange Fe-Mg ou apport de Mg. Pour le discuter, SiO_2 n'étant plus en excès, la représentation Si-Al-Fe/Mg de la figure 17 est nécessaire. Elle montre qu'un simple échange Fe/Mg ne permet pas de rendre compte de la réaction, qu'il y a donc apport de Mg (et/ou Fe). Elle montre aussi que la réaction peut s'écrire à Si et Al constants :

- la teneur relative en SiO_2 de la chlorite néoformée est la même que celle du chloritoïde. Il n'y a donc pas d'apport de silice, car il entraînerait la présence soit de disthène, soit d'une chlorite plus siliceuse que le chloritoïde.

- la chlorite des petites plages bien recristallisées (GP 12, analyse 3), dans lesquelles les mouvements de matière ont été les plus importants, se distingue de la chlorite de la pseudomorphose stricte (analyse 2) par son rapport Mg/Fe plus élevé, alors que le rapport Si/Al y est identique.

De plus, dans GP 12 (et à peu de choses près dans GP 18), la réaction s'écrit à Fe constant, tout le fer du chloritoïde se retrouvant dans la chlorite (figure 16-G.P.). Dans 7-38, le chimisme de la chlorite semble impliquer un apport de Fe, mais ceci est hypothéqué par le fait que le chloritoïde analysé n'est pas celui où a été observée la réaction et analysée la chlorite (honte sur moi !).

La réaction effective serait donc :



Que le magnésium soit apporté en solution ne fait aucun doute, comme l'indique la localisation de la réaction dans les fentes et fractures des cristaux de chloritoïde. Il est tentant de chercher son origine dans la déstabilisation (cf. GP 12) du talc (et de la chlorite primaire) en bordure du chloritoïde, d'écrire



et d'invoquer la faible mobilité de Si vis-à-vis de Mg, attestée par le fait que du quartz reste sur place, et nécessaire puisque corindon et quartz coexistent à quelques dizaines de microns de distance sans que du disthène soit formé. Dans un système ouvert, ceci correspondrait alors à la réaction globale 1 + 2 :



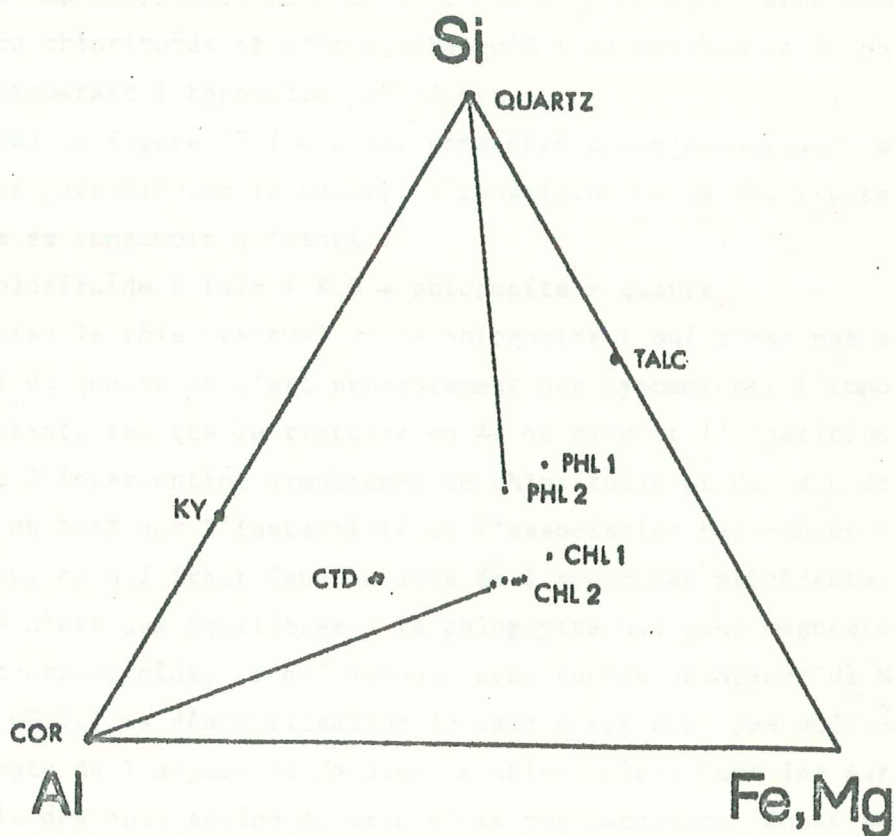


Figure 2-17. Les déstabilisations du chloritoïde magnésien, illustrées dans le système $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe,Mg})\text{O}$ où H_2O et K_2O sont considérés en excès. Chl 2 et Phl 2 désignent les chlorites et phlogopites secondaires.

L'association corindon + chlorite est observée en pseudomorphose, la phlogopite en bordure des cristaux de chloritoïde.

(En toute rigueur la chlorite primaire pourrait remplacer le talc dans cette équation, mais la réaction n'ayant pas été observée dans des roches sans talc, il semble justifié de privilégier le rôle de ce minéral.)

Il importe en fait de comprendre la signification, dans GP 12, de la phlogopite. La déstabilisation du talc pourrait en effet être indépendante de celle du chloritoïde et n'être liée qu'à l'apparition de la phlogopite, ce qui infirmerait l'hypothèse précédente.

D'après la figure 17 (où K est considéré comme constituant en excès, ce qui sera justifié par la suite), l'apparition de la phlogopite 2 ne peut guère se concevoir qu'ainsi :



Ceci minimise le rôle éventuel de la phlogopite 1 qui n'est pas susceptible de fournir du quartz et n'est probablement pas typomorphe. L'important, pour l'instant, est que la richesse en Al du mica et l'apparition de quartz impliquent l'intervention simultanée du chloritoïde et du talc dans la réaction, en bref que l'instabilité de l'association talc-chloritoïde soit mise en jeu, ce qui irait dans le sens de l'hypothèse précédente. Mais la réaction 4 n'est pas équilibrée : la phlogopite est plus magnésienne que le joint talc-chloritoïde, ce qui suppose donc encore un apport de Mg.

Dans GP 12, la déstabilisation du talc n'est donc pas suffisante pour rendre compte de l'apport de Mg dans le chloritoïde. Dans les autres échantillons, la déstabilisation du talc n'est pas manifeste. Quant au fait que la déstabilisation du chloritoïde soit (pour l'instant ?) limitée aux roches à talc, il peut être interprété de deux façons opposées : - il traduit une déstabilisation de la paire talc-chloritoïde, - c'est une déstabilisation du chloritoïde magnésien pour son compte, mais c'est surtout dans les roches à talc que l'on rencontre ce chloritoïde...

c) Signification

Cette déstabilisation n'est donc pas sans ambiguïté. Son gros intérêt est d'être limitée aux chloritoïdes magnésiens, à la différence de celles mettant en jeu les alcalins. Elle traduit l'instabilité de ces chloritoïdes (pour leur composition, ou en association avec le talc ?), alors que les chloritoïdes les plus ferrifères restent intrinsèquement stables, ce qui a une signification thermobarométrique intéressante.

Comparons en effet les domaines de stabilité du Fe-chloritoïde et du Mg-chloritoïde schématisés sur la figure 18, en faisant l'hypothèse qu'à haute pression le pôle magnésien est thermiquement moins stable que le pôle ferreux. Ce schéma simple rappelle la nécessité de très faible gra-

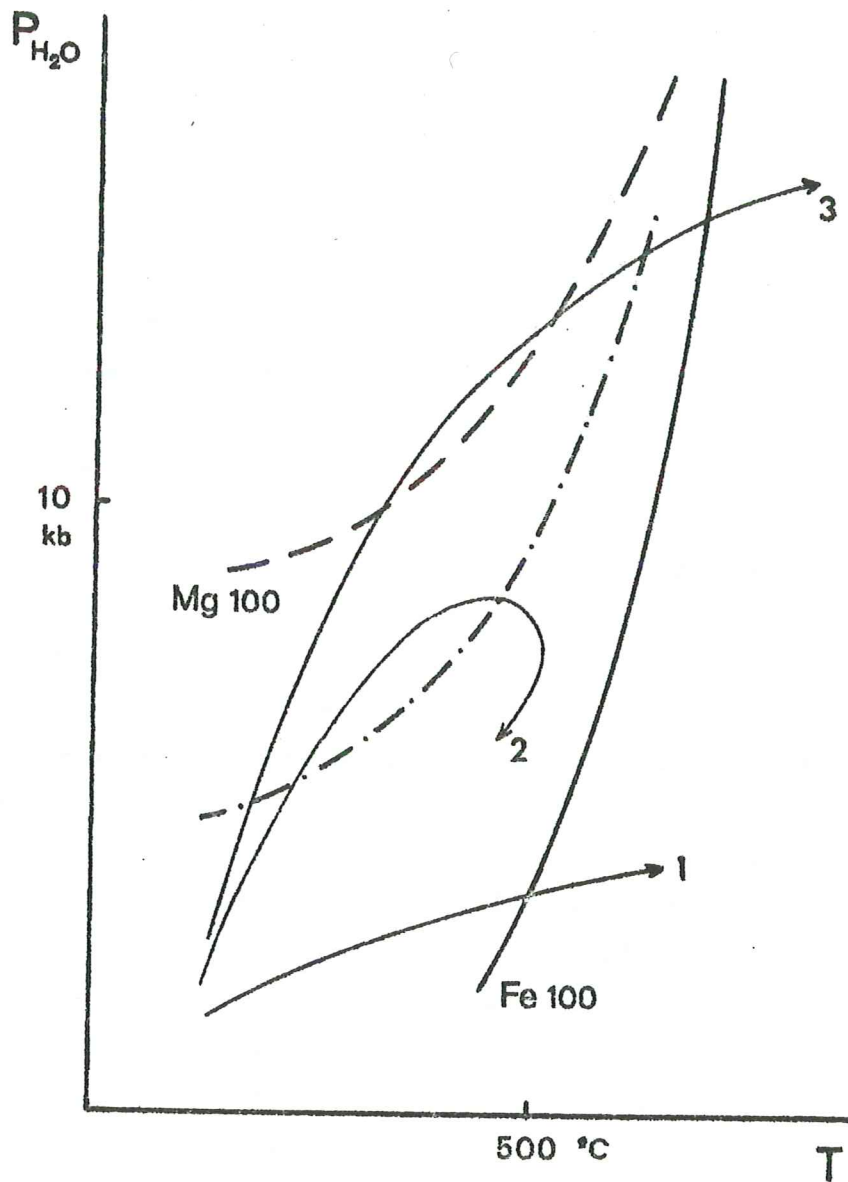


Figure 2-18. Signification du chloritoïde dans divers types de métamorphisme

Fe 100 désigne la limite supérieure de stabilité thermique du pôle Fe-chloritoïde. Mg 100 celle (conjecturale) du pôle Mg-chloritoïde.

1, 2 et 3 sont les gradients explicités dans le texte.

Les valeurs de T et P sont purement indicatives.

dients géothermiques pour que des chloritoïdes magnésiens soient formés et met bien en évidence un comportement contrasté du chloritoïde selon le type de gradient.

Dans un fort gradient thermique (1), le chloritoïde reste très ferreux, son apparition est étroitement conditionnée par le chimisme de la roche et éphémère, puisque très rapidement, à métamorphisme croissant, il se déstabilise au profit de l'almandin ou de la staurotide.

Dans un gradient très faible (3), le chloritoïde est abondant et apparaît dans des milieux variés, même magnésiens. A métamorphisme croissant, l'assemblage Mg-chloritoïde + quartz est stable avant talc-disthène. Ceci n'a pas encore été observé. L'existence d'un tel gradient pour des températures aussi élevées et surtout la préservation ultérieure des assemblages formés impliquerait une cinétique extrêmement rapide des phénomènes tectoniques. Même si de telles conditions P,T ont pu exister, il est probable que nous n'en retrouverions pas les témoins minéralogiques, car le retour vers un gradient géothermique normal se serait fait à des températures nécessairement encore élevées, avec donc rétro-morphose intense.

Le cas qui nous concerne est intermédiaire (2). Il suppose aussi un très faible gradient puisque le chloritoïde peut être fortement magnésien, mais la déstabilisation ultérieure des plus magnésiens, alors que les autres restent stables, indique un changement de gradient : la température augmente plus vite que la pression qui peut même diminuer ; puis la température finit rapidement par baisser aussi puisque le Fe-chloritoïde reste stable. Ceci peut être considéré comme l'évolution normale d'un faciès "schistes bleus" de "haute" température, traduisant le retour vers un gradient géothermique normal.

4°) Conclusion : l'évolution du système AFM à haute pression-basse température, le passage aux "whiteschists".

Cette analyse régionale met donc pour la première fois en évidence les étapes d'un passage prograde aux "whiteschists" dans un système ferromagnésien. Les étapes essentielles en sont l'apparition des joints talc-almandin et talc-chloritoïde, documentée dans ce travail, suivie bien sûr de celle du joint talc-disthène. Par la présence de chloritoïde (magnésien), ce cheminement P,T est original et caractéristique de l'arc alpin ; il représente le gradient thermique le plus faible par lequel puisse être atteinte l'association critique talc-disthène, c'est-à-dire les paragenèses des "whiteschists".

D'autres cheminements sont en effet possibles, qui ne mettent pas en jeu le chloritoïde. C'est le cas pour tous les "whiteschists" décrits hors des Alpes. Le meilleur exemple est l'association talc-grenat almandin/pyrope-disthène-quartz de Tasmanie (Råheim et Green, 1974) où la composition du grenat implique la non-stabilité d'un chloritoïde (ou d'une staurotide) magnésien(-ne). C'est l'indication simple d'un gradient thermique plus fort.

Pour revenir aux Alpes, la figure 19 récapitule l'évolution du système AFM-SiO₂-H₂O, telle qu'on peut la concevoir sur la transversale Vanoise-Grand Paradis-Val d'Aoste, c'est-à-dire à métamorphisme croissant dans un gradient thermique très faible. Elle prend en compte les observations de Goffé et Saliot (1977 et comm. pers.), Kiénast (1976 et comm. pers.) et les miennes, mais reste en partie interprétative puisque tous les chimismes ne sont pas représentés en chaque point de la transversale et que l'existence de sautes de métamorphisme y est probable.

Les relations de phases pour les compositions très riches en fer ne sont qu'ébauchées, en raison du manque de données. De plus, elles sont très dépendantes de fO₂. La construction est faite pour des fugacités moyennes, définies par exemple par quartz + magnétite sans fayalite. Les phases à envisager au pôle Fe sont alors minnesotaïte, magnétite, deerite et grunérite, que j'ai rencontrée dans le quartzite encaissant la concentration manganésifère du Villaron où elle est légèrement manganésifère (cf. Chopin, 1978).

1- Stade hypothétique. Les solutions solides sont complètes dans le talc, la carpholite et la chlorite. La pyrophyllite peut apparaître à partir de kaolinite.

2- Stade documenté en Vanoise occidentale pour les compositions alumineuses. La magnésiocarpholite coexiste avec un chloritoïde ferreux. Pyrophyllite et deerite sont stables, pas le grenat. Noter que chloritoïde + quartz n'apparaît pas à partir de chlorite + pyrophyllite (Frey, 1978), mais à partir de ferrocapholite.

3- Vanoise orientale. Le grenat apparaît, la magnésiocarpholite disparaît. La deerite est stable. La pyrophyllite l'est probablement, et la minnesotaïte ne l'est probablement pas. Pyrophyllite-chlorite devient stable.

4- Non documenté. Apparition du joint talc-grenat aux dépens des chlorites ferrifères. Pyrophyllite donne disthène + quartz.

5- Haute Maurienne et Grand Paradis. Disthène + quartz est stable. Le chloritoïde et le grenat deviennent de plus en plus magnésiens, ce qui enregistre surtout l'augmentation de pression. Ceci réduit encore le domaine

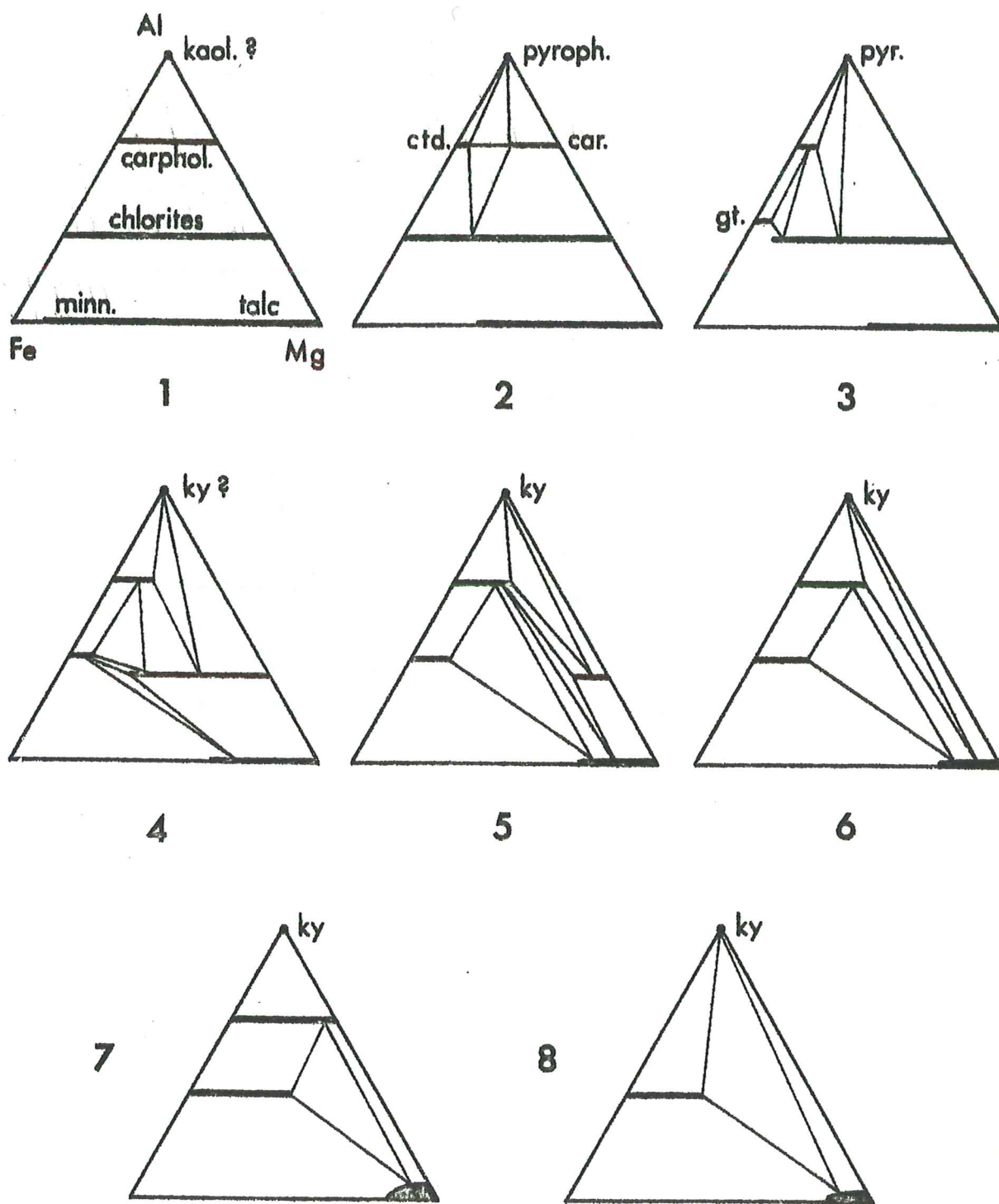


Figure 2-19 : L'évolution du système AFM à métamorphisme croissant dans un gradient thermique faible. SiO_2 et H_2O sont en excès. Commentaire dans le texte.

de stabilité de la chlorite (+ quartz) par apparition du joint talc-chloritoïde et glissement de ce joint vers les compositions magnésiennes. Le disthène (+ quartz) ne peut coexister qu'avec chloritoïde et chlorite. La deerite est encore stable, mais légèrement magnésienne. La grunérite l'est peut-être.

6- Cette étape n'est probablement pas atteinte dans les Alpes occidentales pour $P_{H_2O} = P_s$, mais elle est déduite de quelques milieux où $P_{H_2O} < P_s$. La chlorite est devenue complètement instable en présence de quartz. Le chloritoïde qui coexiste avec talc-disthène est très magnésien. Les relations indiquées sont effectivement observées dans les Hohe Tauern.

7- Entièrement hypothétique. Illustrerait un gradient thermique plus faible, proche de celui désigné par (3) sur la figure 18. Le Mg-chloritoïde apparaît avant talc-disthène.

8- Relations de phases en Tasmanie (Råheim et Green, 1974). On pourrait les concevoir comme le produit d'évolution, à métamorphisme croissant, de 7 ; mais l'instabilité des staurotides magnésiennes s'y oppose. Elles traduisent donc bien une évolution dans un autre type de métamorphisme, de gradient thermique plus fort. Elles ne sont, en revanche, pas inconcevables comme résultat d'évolution de 6, toujours dans un métamorphisme croissant.

D. RELATIONS DE PHASES DANS LE SYSTEME $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$

La plupart des paragenèses étudiées contiennent une phase sodique primaire. Il en avait été fait abstraction dans le chapitre précédent, en ne considérant pas le constituant Na. Les problèmes fondamentaux du système AFM ayant été posés, le constituant Na peut maintenant être réintroduit.

Les seules phases sodiques primaires observées sont l'amphibole bleue et plus rarement, la paragonite (6-80, GP 2). Les paragenèses invariantes observées dans 6-269 et dans GP 2 déterminent sans ambiguïté les relations de phases dans la partie du système qui nous concerne. Les associations invariantes y sont :

- quartz-talc-chloritoïde-grenat-glaucophane (6-269)
- quartz-talc-chloritoïde-chlorite-paragonite (GP 2)
- quartz-talc-chlorite-paragonite-glaucophane
- quartz-talc-chloritoïde-paragonite-glaucophane
- quartz-grenat-chloritoïde-paragonite-glaucophane

La confrontation des associations observées avec ce schéma ne soulève pas d'autres problèmes que ceux posés dans le système AFM. Nous allons donc nous attarder sur quelques associations intéressantes.

1°) Glaucophane-chloritoïde

Cette paire est très caractéristique des roches étudiées (photos 5, 7, 9). Les relations texturales, la cohérence de l'analyse de phases et l'étude des coefficients de partage montrent que sa stabilité ne peut être mise en doute, contrairement à ce qu'ont pu penser des pétrographes habitués au faciès "schistes bleus" de "basse" température (Ernst, 1963 a). Je ne reviens pas ici sur les mécanismes de son apparition étudiés par Kiénast et Triboulet (1972), et Kiénast et al. (1973). Je soulignerai simplement que son apparition est favorisée par le glissement vers le pôle magnésien des joints paragonite-chlorite et albite-chlorite, donc par la disparition de la chlorite, donc par l'augmentation de température et surtout de pression comme le montre l'analyse du chapitre précédent.

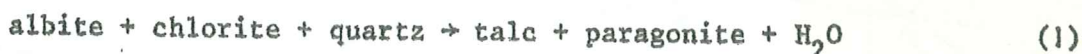
Il est tentant d'estimer cette association caractéristique du faciès "schistes bleus" de "haute" température, avec grenat et chloritoïde abondant, éclogites bien développées et passage possible à l'association talc-diasthène ; mais son existence dans un domaine à lawsonite (partie orientale de la zone Sesia ; Kiénast et Triboulet, 1972) est alors problématique. Ceci mériterait une analyse régionale détaillée, avec une investigation

précise des relations de phases dans le système AFM et des coefficients de partage Fe/Mg entre glaucophane et chloritoïde, qui semblent sensibles aux variations des paramètres physiques.

2°) Talc-paragonite

Cette association remarquable a été rencontrée dans GP 2, dans la paragenèse quartz-talc-chloritoïde-chlorite-paragonite. La paragonite est le seul mica de la roche, elle est manifestement primaire et peut-être très intimement associée au talc (photo 20). L'intérêt de cette association apparaît nettement dans le système simplifié $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ (représenté au bas de la figure 21). La paire talc-paragonite est en effet équivalente à deux associations banales : glaucophane-chlorite et surtout albite-chlorite. Son apparition doit donc traduire des conditions P,T très particulières.

C'est ce que montre, dans le même système, l'analyse graphique. La réaction univariante



est engendrée par l'intersection des deux courbes



ce qui définit sans ambiguïté la position de la courbe 1 et le sens de la réaction (figure 20).

La courbe 3 a été grossièrement déterminée par Schreyer (1968), la courbe 2 l'a été jusqu'à 7 kb par Chatterjee (1972). Son extrapolation coupe la précédente vers 670°C et 10,5 kb, déterminant ainsi le point invariant J_1 très proche de I_6 de Schreyer et Seifert (1969 a). La pente de la réaction de déshydratation 1 devant être négative, ceci montre sans équivoque que l'association talc-paragonite est strictement limitée aux hautes pressions, supérieures à 10 kb dans le pur système $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ si $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$

En toute rigueur, il n'en va pas exactement ainsi : le point J_1 est métastable car une fusion partielle affecte le système dans le domaine $P_{\text{H}_2\text{O}}, T$ considéré. Les données expérimentales de Chatterjee (1974 a) pour le sous-système non magnésien ont été reportées sur la figure 20. L'addition de MgO doit légèrement déplacer cette courbe vers les basses températures. L'analyse faite reste cependant correcte si l'on suppose $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_s$: les courbes 1 à 3 sont déplacées vers les faibles températures alors que la courbe de fusion est déplacée vers les hautes températures. Comme le point J_1 est proche de cette dernière courbe, il suffit donc d'un très faible

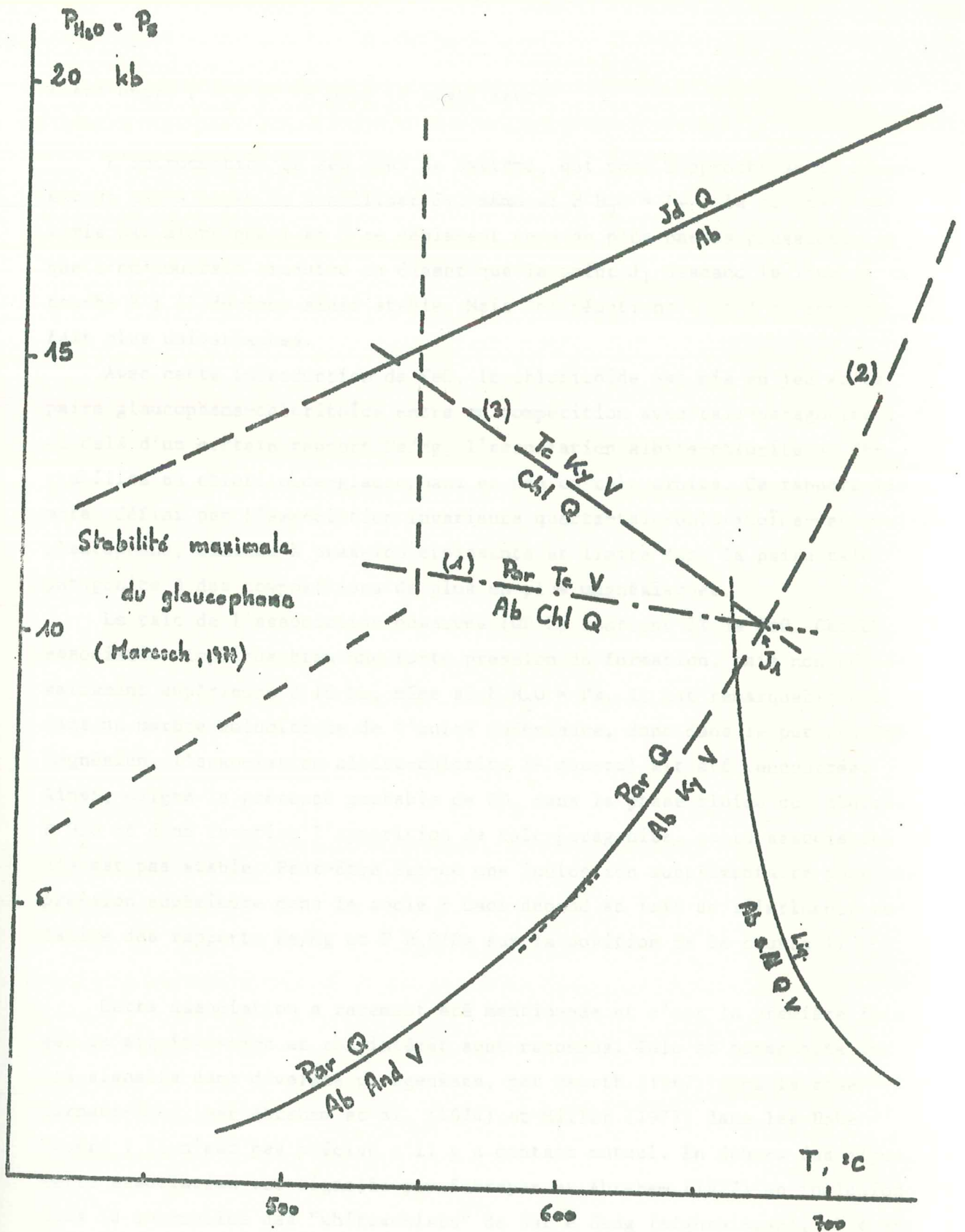


Figure 2-20 : Principales données expérimentales dans le système Na-Si-Al-Mg-O-H et position nécessaire de la réaction (1). La pente de cette droite est seulement indicative. Le numéro des réactions renvoie au texte.

écart entre P_{H_2O} et P_s pour le stabiliser.

L'introduction de FeO dans le système, qui nous rapproche de la nature, est un autre moyen de stabiliser J_1 , même si $P_{H_2O} = P_s$: la courbe 2 ne varie pas alors que 1 et 3 se déplacent vers de plus basses pressions, ce que l'on pourrait traduire en disant que le point J_1 descend le long de la courbe 2 ; il devient ainsi stable. Mais les réactions 1 et 3 ne sont en fait plus univariantes.

Avec cette introduction de FeO, le chloritoïde est mis en jeu et la paire glaucophane-chloritoïde entre en compétition avec talc-paragonite : au delà d'un certain rapport Fe/Mg, l'association albite-chlorite se déstabilise en chloritoïde-glaucophane et non en talc-albite. Ce rapport limite, défini par l'association invariante quartz-talc-chloritoïde-paragonite-glaucophane, diminue à pression croissante et limite donc la paire talc-paragonite à des compositions de plus en plus magnésiennes.

Le talc de l'association observée (GP 2) contient 5% de FeO. Cette association implique bien une forte pression de formation, mais non nécessairement supérieure à 10 kb, même si $P_{H_2O} = P_s$. Il est remarquable que dans un marbre dolomitique de l'unité inférieure, donc dans le pur système magnésien, l'association albite-chlorite (+ quartz) ait été rencontrée. Ainsi, malgré la présence probable de CO_2 dans la phase fluide qui abaisse P_{H_2O} et donc favorise l'apparition de talc-paragonite, cette association n'y est pas stable. Peut-être est-ce une indication supplémentaire pour une pression supérieure dans le socle ? Ceci dépend en fait de l'influence relative des rapports Fe/Mg et P_{H_2O}/P_s sur la position de la courbe 1.

Cette association a rarement été mentionnée et c'est la première fois que sa signification et son intérêt sont reconnus. Talc et paragonite ont été signalés dans diverses paragenèses, par Bearth (1967) dans la zone Zermatt-Saas, par Abraham et al. (1974) et Miller (1977) dans les Hohe Tauern ; il n'est pas précisé s'il y a contact mutuel. En dehors des Alpes, cette association est signalée par Schreyer et Abraham (1977) en inclusion dans la tourmaline des "whiteschists" de Sar e Sang (Afghanistan), elle est donc précoce mais est restée stable quand chlorite + quartz ne l'étaient plus. Elle est aussi probablement présente dans les "whiteschists" de Zambie (Schreyer, comm. pers.). Je l'ai également trouvée en filon dans une serpentinite du Queyras (échantillon Tricart-Saliot), donc en plein domaine à lawsonite et jadéite + quartz. L'intérêt de cet échantillon est donc évident : système très magnésien et $P_{H_2O} = P_s$. Cet échantillon, ainsi que GP 2

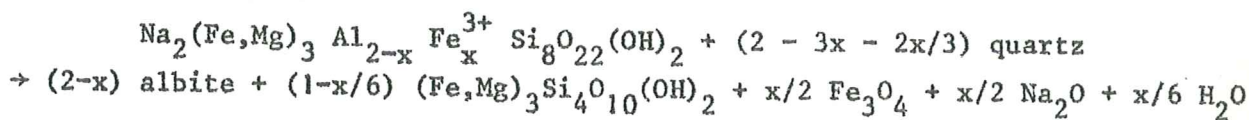
dans le Grand Paradis, sont donc les seuls à provenir de domaines où talc-disthène ne soient pas stables. Ceci confirme l'analyse théorique : les domaines de stabilité de talc-paragonite et talc-disthène sont en grande partie confondus, mais en partie seulement. Il ne faut cependant pas oublier que le talc du Grand Paradis est plus ferrifère (5% FeO) que ceux des "whiteschists" où FeO varie de 1 à 3%.

3°) Déstabilisation de glaucophane + quartz

Dans 6-355, une déstabilisation du glaucophane en talc-albite-magnétite est bien observable (photos 11 et 12). Dans un fond de glaucophane partiellement déstabilisé, se détachent quelques plages de chlorite à coeur de paragonite contenant lui-même des reliques d'un cristal de chloritoïde. Le fond de la roche est formé d'albite et de talc finement cristallisés, de petits octaèdres de magnétite néoformée, de reliques abondantes de glaucophane et de quelques grains de quartz préexistant sur lesquels se développent les lamelles de talc les moins petites.

Ceci illustre une réaction qui s'écrit très simplement pour le pôle pur glaucophane + 2 quartz → talc + 2 albite (4)

Les relations texturales montrent bien en effet que le quartz est impliqué dans la réaction, le talc se développant préférentiellement sur lui. L'introduction du composant ferroglaucophane rend le talc ferrifère, mais ne change rien à l'écriture de la réaction qui devient cependant divariante. En revanche, l'introduction de magnésioriébeckite change tout, Fe₂O₃ ne pouvant être incorporé dans l'albite ; de l'eau sera donc libérée. L'existence de magnétite néoformée et de paragonite dans les déstabilisations du chloritoïde suggèrent d'écrire la réaction avec apparition de magnétite et libération de Na.



Ce type d'équation (valable si Fe²⁺ ≥ 2x dans le glaucophane) convient très bien au cas de 6-355, mais ne rend pas compte de tout le phénomène. Il y a en effet dans le glaucophane de 6-355 juste assez de Fe²⁺ pour former de la magnétite avec le Fe³⁺. Or le talc est tout de même ferrifère. Le système n'est donc pas rigoureusement fermé, il y a très probablement migration de Mg (et Fe ?), ou peut-être aussi variation de l'état d'oxydation du fer au cours de la réaction. Une légère réduction du fer permet en effet d'é-

crire la réaction sans aucun apport extérieur.

Il est donc tout de même plus intéressant de considérer les systèmes réduits du socle où l'apparition de talc et albite, sans magnétite, à partir de glaucophane + quartz a été observée dans 7-14 et GP 5. Dans 7-14 alternent des lits à quartz-glaucophane-chloritoïde-phengite et à quartz-glaucophane. Dans les premiers, le glaucophane est déstabilisé en "biotite" verte. Dans les seconds, la déstabilisation se fait en talc-albite, mais est à peine amorcée en bordure de quelques cristaux. Cette observation montre que les diffusions sont limitées, que l'absence de phase potassique est déterminante pour cette réaction, et que même un glaucophane assez ferreux (33% ferroglaucophane) peut subir cette déstabilisation. La teneur en minnesotaïte (17%) du talc pose à nouveau problème puisque, si la réaction était invariante, comme 4, cette teneur devrait être de 33%. Une hypothèse possible est que Mg soit fixé à partir de la solution. Autre hypothèse : la réaction est divariante sans apport extérieur, une frange de glaucophane plus ferrifère devrait alors exister au front de déstabilisation (il est peu probable que le cristal se réhomogénéise complètement). Ceci reste à étudier à la microsonde, mais vu le très faible degré d'avancement de la réaction, il n'est pas sûr qu'une telle frange soit décelable.

Dans GP 5, la déstabilisation n'a pas été étudiée en détail. Elle ne fournit pas de magnétite, et le talc est sûrement aussi plus magnésien que le glaucophane. L'intérêt essentiel de cette roche est de montrer qu'un des glaucophanes les plus proches du pôle pur jamais rencontré subit bien cette déstabilisation, justifiant ainsi la réduction au système purement magnésien d'où était tirée l'équation 4.

Envisageons maintenant ce qu'apporte l'introduction de cette nouvelle réaction dans le système Na-Al-Mg.

4°) Relations de phases dans le système $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$

La construction de la figure 21 intègre les deux acquisitions de ce travail : l'existence de la paragenèse talc-paragonite et la déstabilisation du glaucophane en talc-albite. Les hypothèses faites pour la construction sont les suivantes :

- glaucophane + quartz se déstabilise à plus basse température que paragonite + quartz, ce que montre l'étude de terrain.
- la pente de la courbe de déstabilisation de glaucophane + quartz est forte, ceci par analogie avec le ferroglaucophane (sans quartz, Hoffmann, 1972)

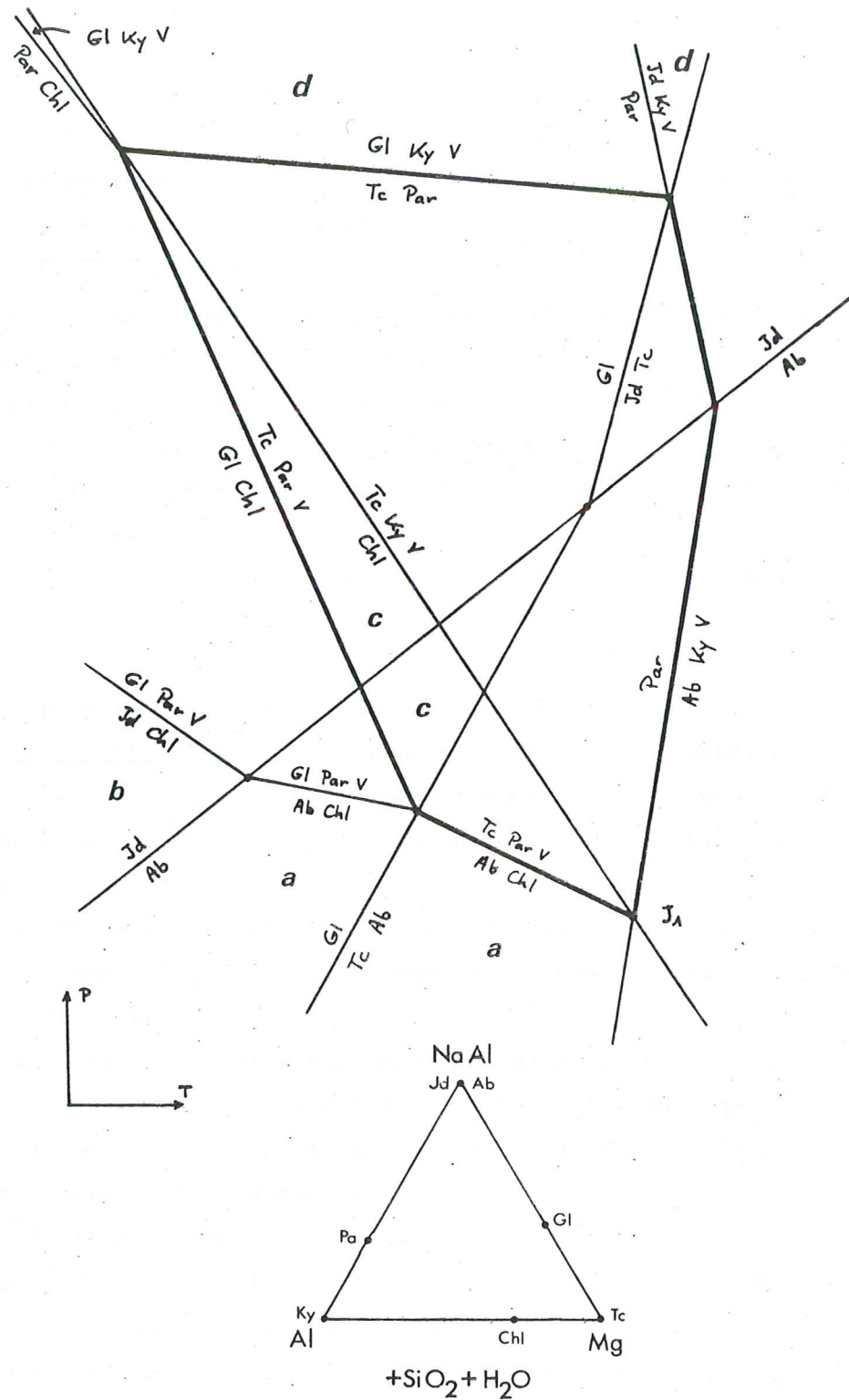


Figure 2-21 : Relation de phases à HP dans le système Na₂O-Al₂O₃-MgO où SiO₂ et H₂O sont en excès. Le domaine de stabilité de l'association talc-paragonite est souligné. Voir la position du point J₁ sur la figure 20.

et d'après le travail de Maresch (1977), également sans quartz.

- l'intersection des courbes Pa \rightarrow Jd Ky V, Jd Chl \rightarrow Gl Pa V

et Pa Chl \rightarrow Gl Ky V est métastable. Un calcul approximatif montre en effet que la pente de Pa \rightarrow Jd Ky V doit être négative mais extrêmement forte. Ceci implique géométriquement l'hypothèse faite.

- dans les réactions de déshydratation, les produits sont supposés être toujours du côté des hautes températures.

- la phlogopite sodique n'est pas prise en compte dans l'analyse. Elle n'a pas encore été décrite dans un domaine de haute pression et la présence de l'association glaucophane-talc semble indiquer qu'elle ne peut y être stable.

- la fusion n'est pas envisagée. Une partie de la figure est donc métastable, ou alors il faut poser $P_{H_2O} < P_s$.

Cette figure rend compte de nombreuses observations :

a) L'association albite-chlorite-quartz est limitée aux basses pressions et relayée à haute pression-moyenne température par talc-paragonite, à haute pression-basse température par glaucophane-paragonite. (Les lettres renvoient à la figure 21).

b) L'association jadéite-chlorite-quartz est limitée aux basses températures. Elle a effectivement été rencontrée dans le Queyras (Saliot, comm. pers.), donc dans un domaine à lawsonite.

c) Talc-paragonite n'est pas entièrement contenue dans le domaine à talc-disthène (cf. supra), et il existe bien un domaine à glaucophane où talc-paragonite est stable, avec ou sans jadéite. Ceci rend compte des diverses observations alpines déjà évoquées.

d) Jadéite-disthène et glaucophane-disthène sont presque exclusivement limitées au domaine à talc-disthène. Or jadéite-disthène a été signalée dans les Alpes précisément dans les gabbros où existe l'association talc-disthène (Bearth, 1967 ; Kiénast, 1976). Il en est de même pour glaucophane-disthène (Chinner et Dixon, 1973), s'il s'agit effectivement de glaucophane et s'il est bien contemporain du disthène.

L'accord qualitatif entre cette construction théorique et les observations est donc excellent, mais qu'en est-il du point de vue quantitatif ?

Influence de P_{H_2O}/P_s

Dans le système considéré, l'existence, comme en Val d'Aoste, de jadéite-disthène et glaucophane-disthène impliquerait, si $P_{H_2O} = P_s$, des pressions supérieures à 20 kb pour des températures de 650 à 700°C (figures 20

et 21), ce qui est grotesque pour le Val d'Aoste. Or les arguments texturaux (absence de déformation, réactions coronitiques, microsystemes chimiques...) indiquent un système très fermé. Le gabbro étant initialement pauvre en eau, il a donc dû évoluer sous $P_{H_2O} \ll P_s$. Les températures effectives devaient être inférieures de 150 à 200°C et les pressions moitié moindres que si $P_{H_2O} = P_s$. Cette différence, de pression en particulier, paraît énorme et n'est peut-être pas à rapporter exclusivement à P_{H_2O} . L'influence du composant FeO pourrait être invoquée pour le glaucophane, mais bien peu pour jadéite-disthène. Il est cependant probable que la transition albite = jadéite + quartz utilisée soit surévaluée en pression par rapport à la transition effective albite du plagioclase + jadéite + quartz (Saliot, 1978), mais certainement pas de 10 kb ! Le système considéré fournit donc un excellent exemple du rôle déterminant de P_{H_2O} . Il est de plus intéressant de noter que, si la faible pression d'eau déplace la plupart des courbes vers les basses P ou T, les relations de phases semblent néanmoins conservées, c'est-à-dire que la position relative des courbes varie peu.

5°) Conclusion

L'existence de la paire talc-paragonite et la déstabilisation de glaucophane + quartz sont deux nouvelles observations capitales : l'une définit pratiquement la limite thermique supérieure du faciès "schistes bleus" ; l'autre la limite supérieure de pression du faciès "schistes verts" (s'il est défini par albite-chlorite-quartz), mais son plus grand intérêt intrinsèque est de fournir un critère quasi-absolu de haute pression puisque les substitutions sont limitées dans le talc et la paragonite.

De plus, leur conjugaison a permis d'explicitement complètement les relations de phases à haute pression dans le système $Na_2O-Al_2O_3-MgO-SiO_2-H_2O$ (c'est-à-dire le système du glaucophane), en excellent accord avec les observations pétrographiques, et en mettant clairement en évidence le rôle de P_{H_2O} . Ainsi, en apportant une solution semi-quantitative à un des problèmes pétrographiques les plus vexants (celui du glaucophane), la pétrographie de terrain réussit là où l'expérimentation a échoué (Ernst, 1961, 1963 b ; Maresch, 1973 ; Triboulet, 1977).

La prochaine étape semble donc justement devoir être expérimentale : ces réactions simples et fondamentales, mises en évidence dans un système simple, appellent typiquement un nouveau travail expérimental. Les observations naturelles permettent maintenant de savoir à quoi l'on doit arriver

et d'ensemencer en conséquence.

La seule étude qui se rapporte un peu à nos préoccupations est celle de Maresch (1977) qui a déstabilisé un glaucophane naturel (à 30% de ferroglaucophane) mais sans quartz. Cette amphibole ne peut être stable au delà de 500-550°C ; parmi les produits de déstabilisation, "talc" et albite ont été rencontrés mais leur stabilité n'est pas assurée et il ne peut s'agir de vrai talc puisque le quartz était absent au départ. Il faut reprendre ces expériences avec, bien sûr, une amphibole naturelle plus proche du pôle pur, avec du quartz, sous fO_2 contrôlée et en présence de germes de talc et d'albite, ceci aux alentours de 500°C pour des pressions variables.

Quant à la réaction talc + paragonite = albite + chlorite + quartz, elle n'a pas plus retenu l'attention des expérimentalistes que celle des pétrographes. Le matériau de départ ne pose pourtant pas de problème puisque chacune des phases peut être synthétisée. L'incorporation d'Al par le talc et le chimisme de la chlorite peuvent être estimés aux rayons X. La possibilité de substitution $Si Mg = Al Al$ dans la paragonite ne peut guère l'être, mais les analyses de paragonites naturelles montrent qu'elle doit être très réduite. L'existence de solution solide (ou d'interstratifiés) entre talc et paragonite reste à envisager, comme semblent l'indiquer quelques analyses de talc des domaines de haute pression-haute température (Tasmanie : Råheim et Green, 1974 ; Afghanistan : Schreyer et Abraham, 1977). En revanche, dans le domaine P,T considéré (~ 10 kb, 460-600°C), les montmorillonites sodiques ne devraient pas venir compliquer les relations de phases, ce qui n'est peut-être pas le cas de la phlogopite sodique.

D. LE SYSTEME $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-FeO-MgO-H}_2\text{O}$

Après avoir envisagé le rôle du sodium comme constituant additionnel du système de base AFM, envisageons maintenant celui du potassium.

1°) Les métagranitoïdes : un aperçu

Il n'a pas été question jusqu'à présent des roches du socle apparentées au système granitique. L'association typique y est phengite-feldspath potassique-biotite brune-quartz. Si le développement tardif de biotite verte aux dépens de la phengite peut être manifeste (Saliot, 1978 ; Compagnoni, comm. pers.), les relations texturales suggèrent néanmoins l'équilibre entre biotite brune et phengite. Le feldspath potassique n'est pas en relique, mais constitue une phase stable durant le métamorphisme alpin ; il exsolve sa fraction albitique magmatique et recristallise plus ou moins selon la déformation (voir Bertrand, 1968).

Ces métagranitoïdes constituent donc un milieu idéal pour l'étude de la substitution phengitique qui y est fixée à son maximum par la présence de feldspath potassique et de biotite.

2°) L'association talc-phengite

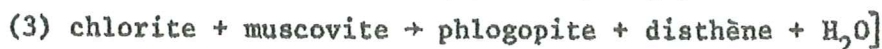
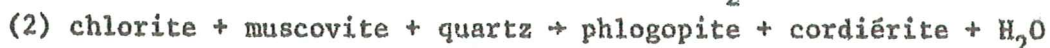
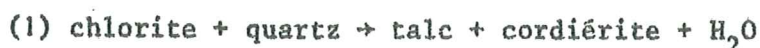
Dans les paragenèses envisagées dans les chapitres précédents, si une phase potassique primaire est présente, il s'agit toujours de phengite. Dans un seul cas douteux (GP 12) il pourrait y avoir à côté d'elle un peu de phlogopite, mais dans les échantillons italiens la phlogopite apparaît normalement tardivement dans les déstabilisations de chloritoïde ou de glaucophane.

Comme beaucoup des paragenèses étudiées comportent du talc et que la phengite est ubiquiste, l'association typomorphe talc-phengite a été souvent rencontrée, aussi bien dans le socle que dans les Schistes lustrés, dans des milieux très variés : oxydés et manganésifères, carbonatés (6-242) ou non (6-255); non manganésifères, oxydés (6-230) ou réduits (7-172, 7-37, GP 12, GP 15, GP 18...).

L'histoire de cette association est courte, mais instructive : confron-

tation entre les observations pétrographiques, la théorie thermodynamique et les données expérimentales, elle montre les limites de chacune.

• Abraham et Schreyer (1976) décrivent cette association et attirent pour la première fois l'attention sur elle, dans un schiste à piémontite de Serbie. Trois hypothèses sont proposées pour expliquer son apparition, au lieu des associations classiques phlogopite-chlorite-quartz ou phlogopite-disthène-quartz. [Dans ce qui va suivre, les réactions suivantes seront citées par leur numéro :



Hypothèse 1 : La présence de composants additionnels (Fe₂O₃, MnO, CoO, NiO, CuO) dans le système naturel déplace les équilibres déterminés expérimentalement jusqu'à 8 kb dans le pur système Al₂O₃-MgO-K₂O-SiO₂-H₂O, et amène l'intersection des courbes 1 et 2, créant un nouveau point invariant et un domaine à talc-muscovite, normalement interdit par les relations de phases déduites de l'expérimentation.

Hypothèse 2, apparentée : même sans composants additionnels, ces courbes pourraient se couper, d'après de nouvelles indications expérimentales. La conséquence est la même, avec, dans la géométrie proposée, un champ à talc-muscovite du côté des basses températures et des fortes pressions (fig. 22 B).

Hypothèse 3, rigoureuse : les courbes 3 et chlorite + quartz \rightarrow talc + disthène + H₂O se croisent de toute façon vers 645°C-11,2 kb, elles déterminent ainsi un point invariant et un domaine à talc-muscovite strictement de haute pression (>11 kb) (figure 22 A). Ceci permet alors de prédire que la limite théorique supérieure de talc-muscovite doit être la réaction



L'environnement géologique n'était pas réputé de haute pression, mais la présence de disthène, de phengite Si 3,3 et de howieite (Schreyer et Abraham, 1977) sont des indications dans ce sens.

• Quelques mois plus tard, cette dernière hypothèse est confirmée expérimentalement (Schreyer et Baller, 1977). Dans le pur système K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, l'association talc-phengite est stable entre 15 et 25 kb ; la limite supérieure de stabilité thermique est bien la réaction 4, située vers 650°C.

• Mais, peu de temps après, Chernosky (1978) publie une redétermination de la courbe 1 qui coupe alors la courbe 2. Nous retrouvons la deuxiè-

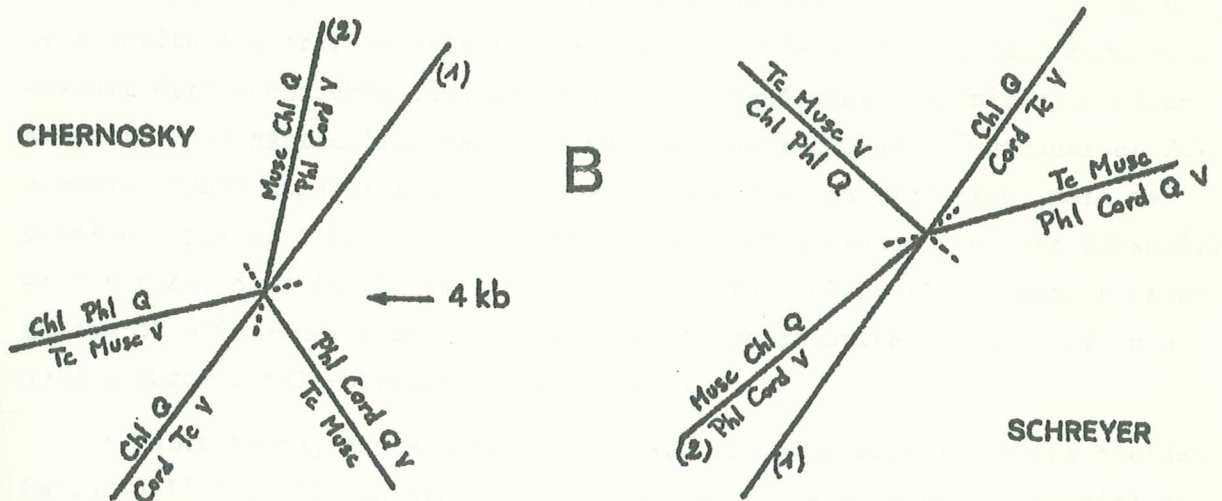
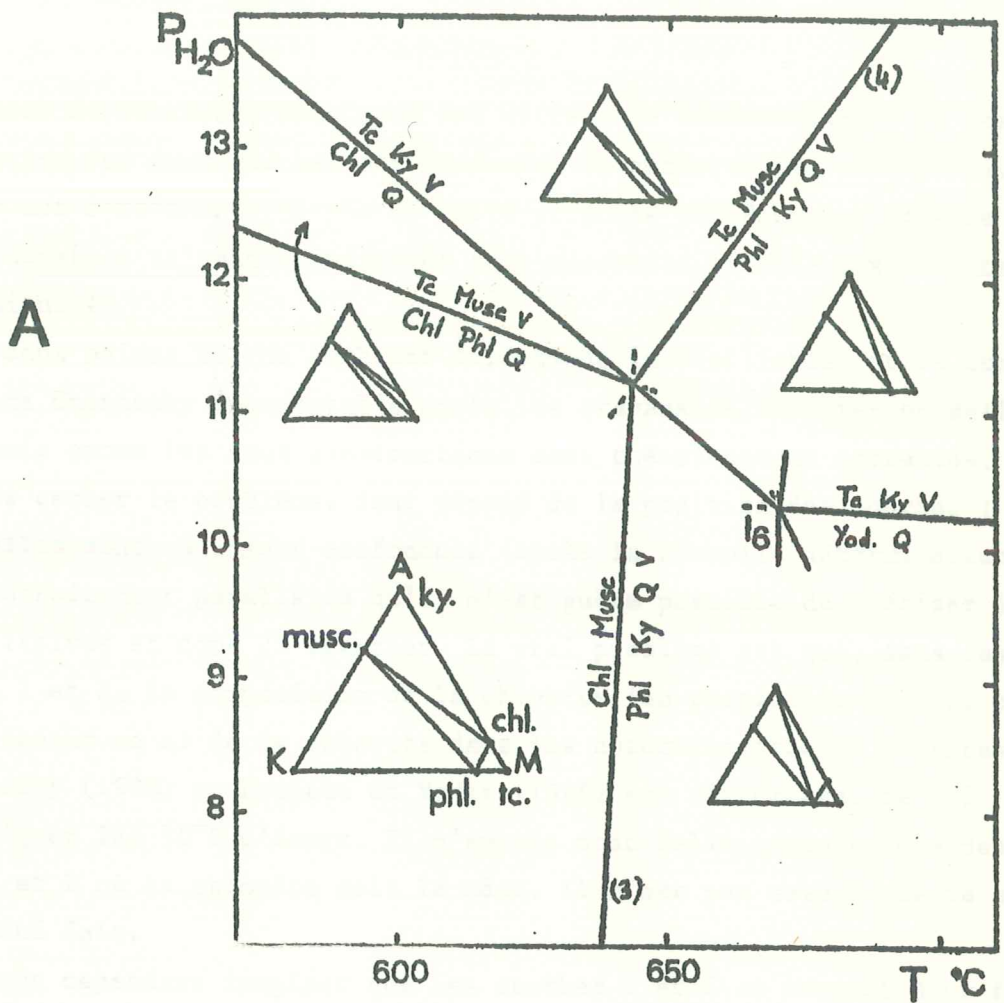


Figure 2-22 : L'association talc-muscovite

- A. Analyse du système AKM proposée par Abraham et Schreyer (1976, hypothèse 3). Elle montre l'existence nécessaire de cette association, à haute pression.
- B. Confrontation des constructions de Chernosky (1978) et Abraham et Schreyer (1976, hypothèses 1 et 2). Elles sont énantiomorphes. Les numéros des réactions renvoient au texte.

me hypothèse de Schreyer, mais avec une différence fondamentale : la position relative des deux courbes est inversée, la construction obtenue par Chernosky est donc énantiomorphe de celle proposée par Schreyer (figure 22 B), avec les domaines talc-andalousite et talc-muscovite limités aux très basses pressions !

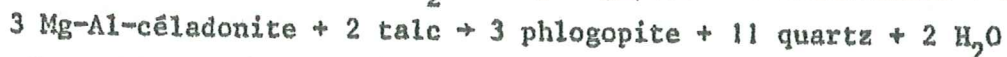
Les deux points de vue semblent évidemment inconciliables et la construction de Chernosky inacceptable après les travaux de Schreyer et Baller (1977), mais comme les deux constructions sont théoriquement correctes, il importe de cerner le problème. Tout dépend de la position des courbes 1 et 2, mais elles sont quasiment confondues (après la nouvelle détermination de 1) ou si étroitement parallèles qu'il n'est guère possible de préciser leurs pentes relatives et donc de trancher. Le vrai problème est que, dans les réactions 1 et 2, la composition de la chlorite (en particulier) n'est pas fixe. La teneur en Al de la chlorite dans les déterminations de 1 faites par Chernosky (1978) et Fawcett et Yoder (1966) est différente, ce qui peut expliquer les 50°C d'écart. Il n'aurait donc fallu comparer que des courbes 1 et 2 où la chlorite soit la même. Il n'est pas assuré que ce soit ce qui a été fait.

On peut cependant imaginer que les courbes 1 et 2 se coupent deux fois créant des champs à talc-andalousite et talc-muscovite à basse pression. J'ai cependant peine à imaginer la déstabilisation à très basse pression de chlorite + quartz en talc + andalousite... L'association talc-muscovite devrait être recherchée dans des sédiments magnésiens diagénisés ou métamorphisés, en particulier dans les séries évaporitiques. Füchtbauer et Goldschmidt (1959) signalent la présence de talc dans le Zechstein, mais ne précisent pas si l'illite (ou la muscovite) est présente dans ces échantillons. En revanche, dans les diapirs tunisiens, V. Perthuisot (1978) décrit phlogopite-chlorite-quartz et feldspath potassique-chlorite-quartz, mais n'a jamais observé talc-phengite (comm. pers.).

• Entre temps, cette paragenèse était reconnue dans les Alpes occidentales. Saliot (1979) la trouve dans les évaporites de Bramans (Savoie) et je la trouve dans des milieux variés en Haute Maurienne (cf. supra). Ces découvertes montrent pour la première fois l'importance régionale de la paragenèse talc-phengite, ceci dans un domaine métamorphique typiquement de haute pression-basse température. Elles confirment ainsi pleinement l'hypothèse de Schreyer.

Un problème subsiste : c'est la limite inférieure de stabilité de cette association, c'est-à-dire son apparition à métamorphisme croissant.

La théorie prévoit (figure 22 A) qu'elle se fait à partir de chlorite + phlogopite + quartz, et à haute pression. C'est alors que nous touchons aux limites de la théorie qui ne considère que la muscovite, alors que c'est une phengite qui est rencontrée dans la nature. La réaction devient chlorite + phlogopite + quartz + talc + phengite + H₂O, et la composition de la phengite varie le long de la courbe, la teneur en céladonite augmentant vers les faibles températures. Une conséquence est que la quantité d'eau libérée diminue ; pour des phengites où Si > 3,67, la réaction devient même une hydratation, comme le montre l'écriture des deux pôles :



A température décroissante, la courbe en question voit donc sa pente s'annuler puis devenir positive. Ceci permet, pour les faibles températures, l'apparition de talc-phengite très substituée à des pressions plus faibles, à préciser, mais qui restent probablement encore de l'ordre de 10 kb.

Dans les associations étudiées, rien cependant ne permet de penser qu'un stade à phlogopite-chlorite-quartz ait précédé l'apparition de talc-phengite. Toutes les roches où cette paragenèse a été rencontrée sont des métasédiments, où la phengite (Si 3,45-3,5, voire Si 3,6 dans 6-242) a dû se développer directement à partir de l'illite de la fraction argileuse. Ailleurs que dans 6-255 et 6-242, le talc est associé au chloritoïde et les deux résultent de l'évolution d'une chlorite ferromagnésienne (cf. IV B). Dans les systèmes ferromagnésiens, la suite paragénétique serait donc : illite + chlorite + quartz + phengite + chlorite + quartz + H₂O + phengite + talc + chloritoïde + H₂O.

6-255 et 6-242 sont les seules paragenèses purement magnésiennes, le chloritoïde ne peut y être stable, la phlogopite y est primaire. Dans 6-242, marbre dolomitique avec un lit de piémontite, la paragenèse est phengite-phlogopite, la chlorite est absente, le talc est rare. Il a été observé dans un sandwich talc-phlogopite-phengite. Quelques grains de calcite jalonnent le pourtour de cette association, ils suggèrent que le talc provient d'un début de décarbonatation et non d'une hypothétique chlorite. Le cas de 6-255 est le plus délicat. Il s'agit d'un quartzite phylliteux à piémontite, spessartine, hématite, identique jusque dans le détail à celui décrit par Abraham et Schreyer (1976) en Serbie, à l'absence de bixbyite près (Chopin, 1978). Dans le quartz, à moins d'un millimètre de distance, coexistent les associations talc-phengite-phlogopite et phlogopite-chlorite, a priori incompatibles. L'ensemble devrait être réactionnel, mais les relations texturales ne le suggèrent pas. Peut-être la présence des constitu-

ants supplémentaires Fe_2O_3 , MnO , CoO , NiO suffit-elle à expliquer la présence d'une phase "en trop".

Ces observations ne simplifient donc guère le problème de l'apparition de talc-phengite qui, dans la nature, est favorisée si $a_{\text{H}_2\text{O}} < 1$ (dans 6-242 et les évaporites de Bramans ?) ou surtout si du fer est présent dans le système : ce n'est probablement pas un hasard si les associations talc-phengite les plus somptueuses se rencontrent dans les roches à chloritoïde et éventuellement grenat (7-32, 7-172...), alors que le talc est rare et chétif dans 6-242 et 6-255.

D'autre part, le développement de la phlogopite étant secondaire dans la plupart des roches, on peut envisager que la réaction talc + phengite + H_2O + phlogopite + chlorite + quartz joue lors de la rétro-morphose, traduisant une baisse de pression. Pour le moment, je n'ai pas trouvé d'arguments texturaux en faveur de cette hypothèse : la phlogopite se développe en bordure du chloritoïde et çà et là, alors qu'il n'y a pas de réaction apparente entre talc et phengite. De plus, dans certains cas (GP 5, GP 9), le développement secondaire de phlogopite semble franchement métasomatique, puisqu'aucune phase potassique primaire n'est présente.

Ainsi le problème de la limite inférieure de stabilité de l'association talc-phengite reste posé et, compte tenu des nombreuses variables mises en jeu, sa solution ne semble pas proche. Au contraire, le champ de stabilité de l'association jumelle talc-paragonite est, de ce point de vue, beaucoup plus strictement défini, même dans les milieux naturels, en raison du nombre et de l'amplitude plus faibles des substitutions. Talc-paragonite doit être limitée à de vraiment hautes pressions, alors qu'à basse température on peut espérer talc-phengite pour de moins fortes pressions.

E. LE SYSTEME Ca-Al-Si-O-H : MARGARITE-QUARTZ ET ZOÏSITE-DISTHÈNE

Il n'est pas question dans ce chapitre d'envisager les relations de phases résultant de l'addition du composant CaO au système AFM, mais simplement de souligner la signification à haute pression des paragenèses à margarite.

Approche thermodynamique et expérimentale

Dans le système Ca-Al-Si-O-H, la paragenèse la plus critique à haute pression semble bien être margarite + quartz. Intermédiaire entre l'association zoïsite-disthène à haute température et les associations à lawsonite à basse température, elle fournit ainsi deux limites thermiques à haute pression. Mais son intérêt essentiel serait, d'après les calculs de Chatterjee (1976), de fournir aussi une limite supérieure de pression. C'est ce qu'illustre la figure 23, qui reprend le point invariant I_{12} de Chatterjee.

C'est en fait sujet à caution. La courbe
(1) margarite + quartz = zoïsite + disthène + H_2O
a été déterminée expérimentalement par Storre et Nitsch (1974) ; elle se situe vers 650°C, avec une pente quasi-verticale. La margarite naturelle utilisée contient certes 20% de paragonite en solution, mais ceci ne suffit probablement pas à expliquer une si grosse différence (de pente en particulier) entre les deux courbes. La courbe 1 a vraisemblablement une pente plus fortement négative que celle proposée par Chatterjee. Ceci déplacerait le point I_{12} vers de plus hautes pressions.

D'autre part, deux autres courbes passant par I_{12} ,
(2) lawsonite = zoïsite + margarite + quartz + H_2O
(3) lawsonite = zoïsite + disthène + quartz + H_2O
ont été déterminées expérimentalement, respectivement par Nitsch (1974) entre 4 et 10 kb, et par Newton et Kennedy (1963) entre 12 et 33 kb. Elles sont situées de 30 à 65°C au dessous de ce qu'a calculé Chatterjee, et avec une pente plus forte. Bien que leurs pentes soient voisines et l'incertitude expérimentale importante, il est possible de dire qu'elles se coupent (en I_{12} donc) à des pressions supérieures à 13 kb. Ceci confirme donc la remarque précédente.

Il reste un point à préciser : l'intersection de 3 et de
(4) lawsonite = zoïsite + disthène + pyrophyllite + H_2O ,

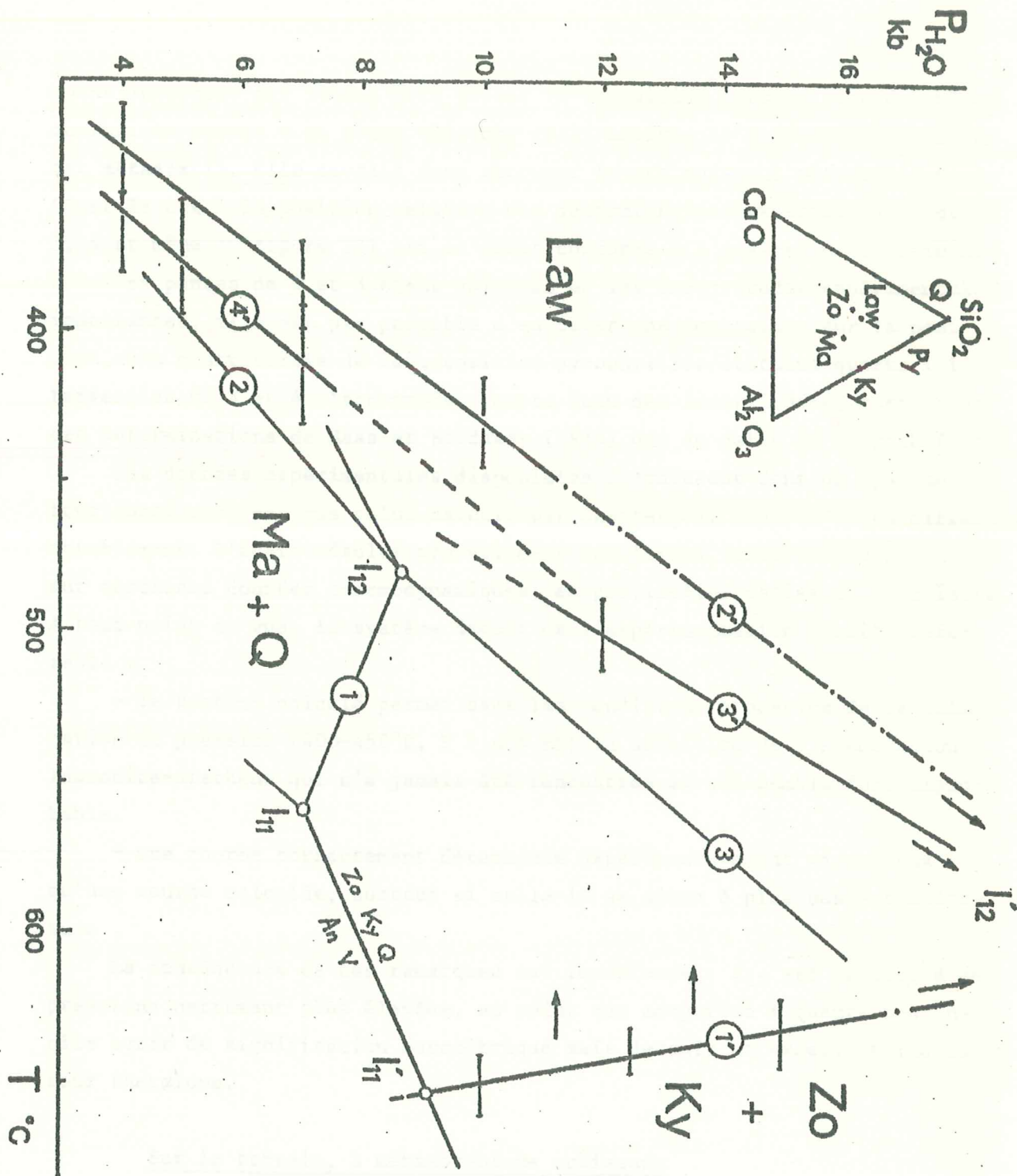


Figure 2-23 : Stabilité de margarite + quartz

Confrontation des données expérimentales avec les calculs de Chatterjee (1976) dont les points invariants I_{12} et I_{11} sont repris. Les numéros renvoient aux réactions du texte. Les indices accentués concernent les données expérimentales. Les flèches de la courbe I_{11}' rappellent que la margarite utilisée contenait plus de 20% de paragonite en solution solide.

point invariant par lequel doit passer la transition pyrophyllite/disthène-quartz. La courbe 4 se situe (Nitsch, 1972) environ 15°C au dessus de 2 et est métastable. Elle devrait donc recouper le prolongement métastable de 3. C'est le cas : la position relative des déterminations expérimentales de 2, 3, 4 et même 1 (figure 23) est en effet conforme à l'analyse de Schreinemaker. Les pentes de 4 et 3 étant voisines et les incertitudes expérimentales importantes, il n'est pas possible d'en tirer une contrainte sur la position très controversée de la transition pyrophyllite/disthène-quartz : l'intersection de 3 et 4 s'accommode, compte tenu des incertitudes, aussi bien des déterminations de Haas et Holdaway (1973) que de celle de Kerrick (1968)...

Les données expérimentales disponibles fournissent donc un système tout aussi cohérent que celui calculé par Chatterjee, bien qu'il en diffère notablement. L'écart résulte probablement des fortes incertitudes pesant sur certaines données thermodynamiques, en particulier celles de la zoïsite. A tout point de vue, le système déduit de l'expérimentation paraît préférable :

- le système calculé permet dans les conditions probables de la culmination en pression (400-450°C, $P > 6,5$ kb) la stabilité de l'association lawsonite-disthène qui n'a jamais été rencontrée et qui semble fort improbable.

- une courbe correctement déterminée expérimentalement vaut mieux qu'une courbe calculée, surtout si celle-là se situe à plus basse température .

La conséquence de ces remarques est importante : I_{12} est reporté à des pressions nettement plus élevées, au point que margarite + quartz peut ne plus avoir de signification barométrique mais devenir un excellent indicateur thermique.

Sur le terrain, à métamorphisme croissant

En Vanoise, dans les bauxites métamorphiques, diaspore et lawsonite sont présents, mais n'ont pas été observés en contact mutuel (Goffé, comm. pers.), ce qui aurait démontré l'instabilité de la margarite. Cependant, selon le rapport $P \text{ H}_2\text{O}/P \text{ CO}_2$, les associations observées sont pyrophyllite-calcite, lawsonite-quartz ou lawsonite-pyrophyllite, ce qui veut dire que margarite-quartz ne peut pas être stable. Le fait que la margarite seule n'ait pas non plus été rencontrée dans un milieu aussi favorable à son apparition (bauxites en environnement carbonaté) est un fort argument pour son instabilité intrinsèque.

Dans le socle Grand Paradis, j'ai rencontré la margarite aux Evettes

(Bonneval) et en Val Bardoney (Italie). Le quartz est absent aux Evettes. Dans GP 12 et GP 18 en Italie, il n'est présent qu'en petits grains dispersés dans la matrice phylliteuse ; il n'est donc guère possible d'assurer que margarite + quartz y ait été stable. En revanche, ceci semble assuré dans GP 9 où les grands cristaux de chloritoïde contenant la margarite étaient noyés dans une matrice de quartz (photo 16). Après les remarques du précédent paragraphe, on ne peut en conclure une pression maximale de 8,5 kb (Chatterjee, 1976) pour le domaine étudié.

Je n'ai pas rencontré l'association zoïsite-disthène. Dans les roches à disthène mentionnées à Pont, en Valsavaranche (Compagnoni et Lombardo, 1974), la "zoïsite" présente est légèrement colorée en brun (Compagnoni, comm. pers.). C'est donc une allanite qui n'a évidemment pas la même signification. Les autres mentions faites de cette association proviennent des métagabbros à talc-disthène, où nous avons vu que $P_{H_2O} < P_s$. Or Chatterjee (1976) a bien montré comment, dans ce cas, le domaine à zoïsite-disthène est déplacé vers les basses températures et basses pressions, et vient chevaucher le domaine à margarite + quartz défini avec $P_{H_2O} = P_s$. Il n'est donc pas assuré que ces associations indiquent un métamorphisme plus fort que dans le massif du Grand Paradis, elles peuvent simplement traduire une différence de comportement de l'eau.

En résumé

Il a été longtemps considéré, sur la base de travaux expérimentaux, que dans les métamorphismes de haute pression la lawsonite était immédiatement relayée, à température croissante, par zoïsite-disthène, association pourtant peu commune. Ce n'est qu'avec les travaux de Storre et Nitsch (1974) que l'existence d'un domaine intermédiaire à margarite-quartz a été reconnue expérimentalement, repoussant vers de plus hautes températures et pressions le domaine à zoïsite-disthène.

La découverte de margarite (±quartz) dans un métamorphisme typique de HP-BT, avec passage vers l'Ouest à un domaine à lawsonite stable et avec, dans les zones internes (orientales), apparition sporadique de zoïsite-disthène à la faveur de $P_{H_2O} < P_s$, en constitue la première vérification sur le terrain.

Il reste maintenant à déterminer expérimentalement la pente de la courbe 1, à partir de margarite synthétique, afin de savoir si margarite + quartz fournit une bonne limite supérieure de pression ou une bonne limite supérieure de température (ce qui me paraît le plus probable). Il importe de le faire à partir de pure margarite (synthétique) : d'une part ceci per-

mettra, combiné avec le travail de Storre et Nitsch (1974), de quantifier l'influence de la substitution paragonitique sur la réaction ; d'autre part, il ne faut pas oublier que les margarites de haute pression rencontrées dans cette étude sont les plus proches du pôle pur.

F. LES ASSOCIATIONS MANGANESIFERES CARBONATEES

Ce paragraphe reprend brièvement, en deux figures tirées de mon D.E.A., les principaux résultats de l'étude pétrographique du gisement du Villaron, dont la description minéralogique est donnée par ailleurs (Chopin, 1978).

Les relations de phases décrites dans le système $\text{CaO-MnO-SiO}_2\text{-CO}_2$ sont basées sur des analyses faites dans une partie du gisement où effectivement tïrodite, spessartine, friedelite, alleghanyite (avec les constituants MgO , H_2O , Al_2O_3 , Cl_2) étaient absents. Il s'agit d'un quartzite où sont intercalés des lits millimétriques de rhodochrosite qui miment une stratification. Un mince liseré de pyroxénoïde isole les grains de rhodochrosite du quartz. Les 3 minéraux ont aussi été observés et analysés en contact mutuel. La téphroïte se trouve dans des plages de carbonates, elle n'a jamais été observée en contact avec le quartz.

Les carbonates ont été analysés dans les associations les plus diverses. L'observation la plus intéressante est celle d'un filon de kutnaorite magnésienne qui recoupe la rhodochrosite avec formation d'une mince bande réactionnelle de rhodochrosite plus magnésienne et un peu plus calcique. Les analyses du filon et de la bordure sont unies d'un trait sur la figure 24 B.

L'intérêt de ces paragenèses est essentiellement thermométrique. L'étendue de la lacune de miscibilité établie à 10 kb par Goldschmidt et Graf (1960) entre rhodochrosite et calcite varie en effet très rapidement avec T et disparaît vers 550°C . Elle fournit donc un excellent outil dans les domaines métamorphiques de basse température, où son utilisation n'est limitée que par la non-recristallisation du carbonate sédimentaire. Dans la figure 24 B la composition des carbonates est projetée à partir du pôle FeCO_3 (qui est soluble dans les autres). Les teneurs en FeCO_3 étant de 1 à 2%, les températures obtenues sur la projection sont en excès de quelques degrés. Ceci conduit à une estimation de $470 \pm 20^\circ\text{C}$.

Les relations de phases indiquées sur la figure 24 A sont remarquables par la pauvreté en Ca du carbonate en équilibre avec quartz et pyroxénoïde. Ceci indique une réaction de décarbonatation très limitée et suggère deux hypothèses :

- Ce faible avancement de la réaction est simplement dû à la faible température de métamorphisme.

- L'avancement de la réaction a été limité par une $P \text{ CO}_2$ élevée.

L'étude microthermométrique des inclusions fluides dans les pyroxénoïdes,

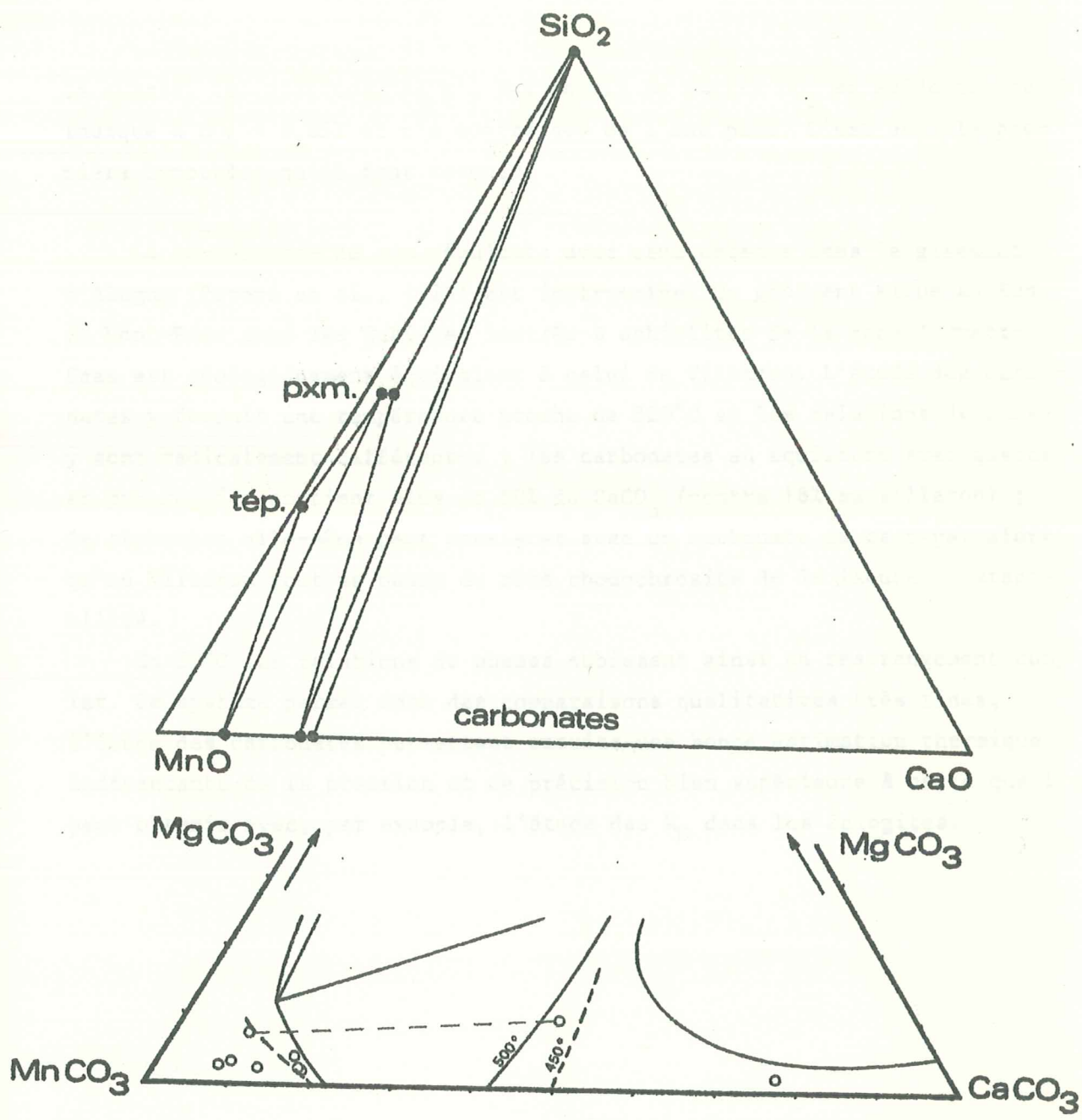


Figure 2-24 : Les milieux manganésifères carbonatés.
 A - Relations de phases observées dans le système Si-Ca-Mn-O-C
 B - Chimisme des carbonates, thermométrie (voir texte).

le quartz, les apatites, ne m'a pas permis de mettre CO_2 en évidence (ce qui indique $X \text{CO}_2 < 0,05$) et n'a montré que de l'eau pure. C'est donc la première hypothèse qu'il faut retenir.

La comparaison de ces résultats avec ceux obtenus dans le gisement d'Alagna (Peters et al., 1978) est instructive. Ce gisement situé au Sud du Mont-Rose dans les Schistes lustrés à ophiolites de la zone Zermatt-Saas est géologiquement équivalent à celui de Villaron. L'étude des carbonates y fournit une température proche de 520°C et les relations de phases y sont radicalement différentes : les carbonates en équilibre avec quartz et pyroxénoïde contient plus de 50% de CaCO_3 (contre 18% au Villaron) ; la téphroïte elle-même peut coexister avec un carbonate de ce type, alors qu'au Villaron tout se passe du côté rhodochrosite de la lacune de miscibilité.

En 50°C les relations de phases subissent ainsi un réarrangement complet. Ce système permet donc des comparaisons qualitatives très fines, l'étude des carbonates permettant ensuite une bonne estimation thermique, indépendante de la pression et de précision bien supérieure à celle que l'on peut obtenir avec, par exemple, l'étude des K_D dans les éclogites.

V. APPROCHE DU MECANISME DES REACTIONS RETROMORPHIQUES

Dans ce qui précède, nous avons toujours envisagé implicitement les paragenèses primaires comme résultant de l'évolution d'un système fermé (à l'eau près) à l'intérieur duquel les éléments étaient également disponibles en tout point. La comparaison des paragenèses observées avec celles que l'étude d'un système simplifié théorique (où la même hypothèse est faite implicitement) permettait de prévoir, n'a pas soulevé de problème insurmontable. Dans ce cas l'hypothèse paraît donc acceptable. Il en va tout autrement dans le cas des paragenèses rétro-morphiques, comme l'a montré précédemment l'étude de quelques cas. Dans ce chapitre, nous allons donc tirer de l'observation des principales réactions rétro-morphiques quelques conséquences simples relatives aux mécanismes des réactions.

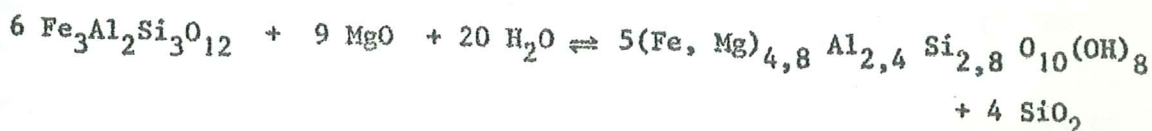
A. Mobilité comparée des éléments

La déstabilisation du chloritoïde en corindon + chlorite (cf IV B 3), alors qu'un liseré de quartz provenant de la déstabilisation du talc se forme autour du cristal, mettait clairement en évidence

- l'inertie de Si et Al qui restent là où ils sont produits,
- au contraire, la nécessaire mobilité d'autres éléments, Mg en particulier.

La déstabilisation de glaucophane + quartz, où l'albite (et une partie du talc) occupe le site de l'amphibole alors que le talc pousse préférentiellement sur les grains de quartz en les corrodant, indique de même que Mg va à Si et non Si à Mg, et que Al reste sur place. Le développement de paragonite sur le chloritoïde témoigne de la migration de Na depuis le site de l'amphibole.

La chloritisation du grenat fournit un autre exemple (8-23, 6-298a). La chlorite est toujours plus magnésienne que le grenat, et les plages de chlorite contiennent de minuscules grains de quartz, néoformés (puisque dans 6-298a ni la roche, ni le grenat relique n'en contiennent). La transformation de l'almandin s'écrit grossièrement, à Al constant :



Quelle que soit l'origine de Mg, il est sûr qu'il est mobile alors que Si ne l'est pas.

La déstabilisation du couple glaucophane - chloritoïde

Elle illustre bien le comportement de Al, Na, (Fe,Mg). Bearth (1963) et Kiénast et Triboulet (1972) ont décrit dans des domaines plus internes la déstabilisation de la paire glaucophane - chloritoïde en paragonite - chlorite - magnétite, ce dont on rend bien compte dans le système Na - Al - (Fe, Mg) en négligeant le rapport Fe/Mg et la fraction riébeckite (fig. 25). L'analyse du système conduit au schéma proposé par Kiénast et Triboulet, où la déstabilisation en albite-chlorite se produit aussi mais sous d'autres conditions P, T.

Dans 6-269, la paragenèse primaire comprend glaucophane - chloritoïde - talc - grenat ; les cristaux sont dispersés dans la matrice quartzeuse. On observe bien (photo 10) la déstabilisation caractéristique du chloritoïde en paragonite avec couronne de chlorite, mais l'amphibole est pseudomorphosée en albite - chlorite - magnétite : moins alumineuse que le chloritoïde, elle fournit un assemblage moins alumineux que lui ne le fait (fig. 25). C'est la preuve que Al n'est pas entièrement mobilisé : le système n'est pas, comme en théorie, la somme chimique de quartz + chloritoïde + glaucophane, mais en fait un volume avec l'amphibole d'un côté, le chloritoïde de l'autre, et des éléments allant plus ou moins facilement d'un site à l'autre.

La formation de paragonite sur le chloritoïde implique un transfert massif de Na depuis l'amphibole. La chlorite de déstabilisation du chloritoïde est plus magnésienne que lui, d'où encore une fois transfert nécessaire de Mg. Au contraire le fer trivalent de l'amphibole reste sur place sous forme de magnétite. Il n'est guère possible de préciser le cas de Fe^{2+} , il faudrait pour cela connaître la teneur en Fe^{3+} des chlorites et savoir comment a évolué l'oxydation. Le fait que la chlorite qui déstabilise le chloritoïde soit plus ferreuse que celle qui déstabilise l'amphibole indique tout de même une mobilité de Fe^{2+} réduite vis-à-vis de celle de Mg. Enfin, le contrôle chimique par inertie de l'aluminium est très fort puisque même si chloritoïde et glaucophane sont en contact, l'amphibole reste pseudomorphosée en albite + chlorite (photo 10).

Ainsi la très faible mobilité de certains constituants fait que deux réactions que la théorie attribue à des domaines P, T différents, se déroulent en même temps, dans deux sites différents certes, mais de façon complémentaire. Toute réaction entre deux minéraux se divise en fait en deux réactions partielles.

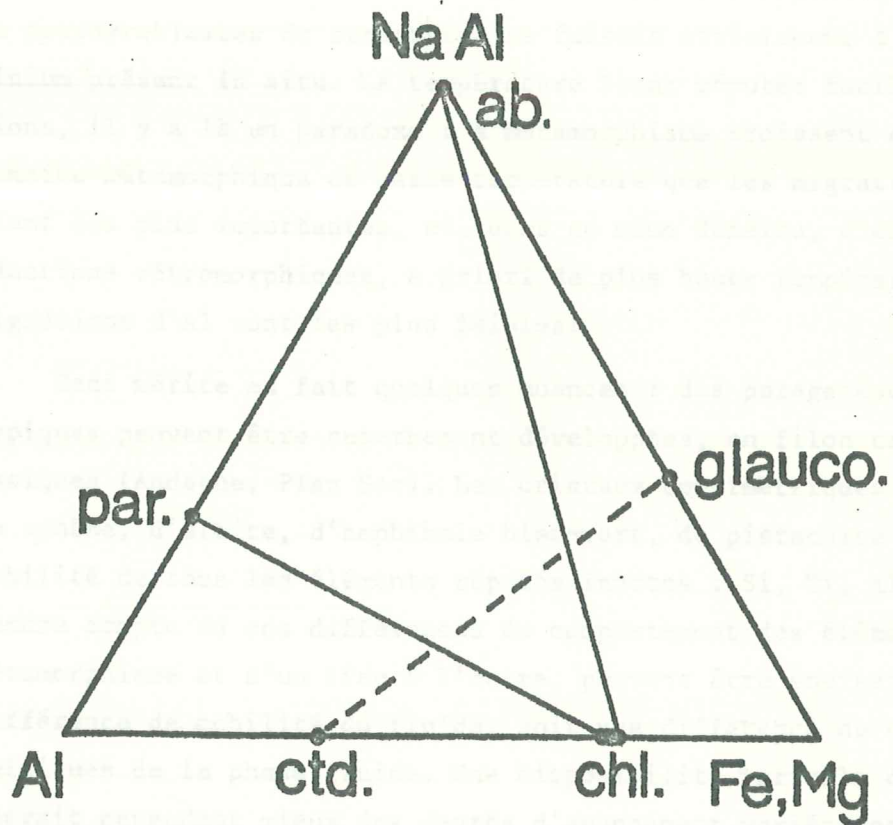


Figure 2-25 : La déstabilisation de l'association glaucophane-chloritoïde.

Le chloritoïde est transformé en paragonite + chlorite, le glaucophane est pseudomorphosé en albite + chlorite. L'assemblage formé est donc contrôlé par la teneur en alumine du "substrat".

Carmichael (1969) a bien souligné ce point mais dans un tout autre domaine métamorphique et à métamorphisme croissant. Les observations qui viennent d'être faites sur les associations rétro-morphiques corroborent son hypothèse de départ, à savoir l'inertie de l'aluminium. En revanche, les paragenèses primaires observées semblent indiquer le contraire : la croissance de cristaux centimétriques de chloritoïde sans inclusions (dans les chloritites par exemple), implique nécessairement une migration d'Al, alors que Carmichael a pu montrer dans ses roches que la croissance de porphyroblastes de staurotide se faisait strictement à partir de l'aluminium présent in situ. La température étant réputée faciliter les diffusions, il y a là un paradoxe : à métamorphisme croissant c'est dans le domaine métamorphique de basse température que les migrations d'Al semblent les plus importantes, et, dans ce même domaine, c'est lors des réactions rétro-morphiques, a priori de plus haute température, que les migrations d'Al sont les plus faibles!

Ceci mérite en fait quelques nuances : des paragenèses secondaires typiques peuvent être superbement développées, en filon dans des roches basiques (Andagne, Plan Sec). Les cristaux centimétriques à décimétriques de sphène, d'albite, d'amphibole bleu-vert, de pistachite impliquent la mobilité de tous les éléments réputés inertes : Si, Ti, Al, Fe^{3+} ... Pour rendre compte de ces différences de comportement des éléments au cours du métamorphisme et d'un lieu à l'autre, peuvent être envisagées soit une différence de mobilité du fluide, soit une différence de caractéristiques chimiques de la phase fluide. Une disponibilité variable de l'eau expliquerait cependant mieux des degrés d'avancement variés des réactions plutôt que des mobilités différentes des éléments. La variation des paramètres chimiques de la phase fluide (pH, K^+/H^+ ...) au cours du métamorphisme peut sans doute plus facilement expliquer les observations faites. Bien que l'importance de ces paramètres soit à nouveau suggérée dans le paragraphe suivant, je ne développerai pas ce problème qui est abordé avec plus de détail par Saliot (1978).

B. La fixation de Na et K dans les milieux alumineux

Les minéraux les plus alumineux rencontrés, chloritoïde et margarite, sont presque toujours rétro-morphosés avec apparition de micas. Trois faits sont à noter :

- Même dans des roches où n'existe aucune phase potassique ou sodique primaire, muscovite, phlogopite ou paragonite peuvent apparaître (GP 9, GP 5, 6-273, 6-437...).
- Dans les Schistes lustrés le mica est quasi exclusivement la paragonite (même en l'absence de glaucophane), alors que dans le socle la muscovite est importante (ainsi qu'éventuellement la phlogopite dans les roches à talc).
- Le développement de ces micas tardifs n'est pas quelconque, comme le montre l'exemple spectaculaire de GP 9 (photo 16). La paragenèse primaire est quartz-talc-chloritoïde (+ margarite)-chlorite. Il ne reste des grands cristaux de chloritoïde que quelques reliques dans une grande pseudomorphose de chlorite et de petits micas. Au centre de la pseudomorphose, au contact de la relique éventuelle, le mica est une pure muscovite (cf GP 9, analyse 7) ; vers le bord c'est une phlogopite alumineuse et ferrifère (an. 8), et dans le quartz, au pourtour immédiat de la pseudomorphose, c'est une phlogopite peu ferrifère en $Si_{3,00}$ (an. 9).

Tout cela constitue un faisceau d'arguments très forts en faveur d'une métasomatose sodique ou potassique selon les cas. Il est manifeste que Na ou K sont fixés à partir de la solution, que cette solution est surtout potassique dans le socle, essentiellement sodique dans les Schistes lustrés, au moins pour les milieux envisagés. Ça provenant de la margarite disparaît également en solution alors que dans les granitoïdes il précipite sous forme de calcite dans les feldspaths potassiques. La zonation développée entre chloritoïde et quartz + talc dans GP 9 suggère tout-à-fait les zones d'une métasomatose où Al (+ Si + Fe?) serait inerte et K entièrement mobile. C'est le même problème pour Na / Al dans la déstabilisation de la paire chloritoïde - glaucophane (cf supra). Tout ceci demanderait à être développé dans un formalisme métasomatique adéquat (Korjinsky, Fonteilles), ce que je ne ferai pas ici.

Quant à l'origine de cette métasomatose, il n'est nullement besoin d'imaginer tout d'un coup une percolation générale des séries par des fluides alcalins. En effet cette agressivité tardive des solutions vis-à-vis des minéraux alumineux, avec muscovitisation et paragonitisation, peut simplement résulter de variations combinées des rapports K^+/H^+ , Na^+/H^+ et de T, comme les travaux expérimentaux de Hemley et Montoya (1975) en fournissent un bon exemple. La discussion de ce genre de phénomènes dans les Alpes est faite par Saliot (1978).

C. Conclusion

L'observation des réactions rétro-morphiques permet donc de mettre en évidence de grandes différences de mobilité entre éléments : si Fe^{3+} , Si et surtout Al semblent inertes, Mg, Ca et plus encore Na et K apparaissent très mobiles, voire entièrement mobiles au sens de Korjinsky. Cette différence de comportement explique que les réactions observées ne soient pas celles que l'on prévoit théoriquement dans un système chimiquement homogène, où la notion de distance est abolie. La topographie chimique de la roche, définie par les éléments inertes, conditionne l'évolution ultérieure. Deux réactions incompatibles thermodynamiquement dans un système simple homogène peuvent se produire simultanément dans le système naturel où il existe des gradients de potentiel chimique des divers éléments. Ceci illustre toute la différence entre équilibre thermodynamique et équilibre chimique local (Fonteilles, 1965).

Ceci montre également qu'il n'est guère possible de raisonner en système fermé, le rôle des apports et départs en solution étant important. Paradoxalement, alors que le tube scellé des expérimentateurs paraît être l'image même d'un système clos, ce genre de problème s'y retrouve : on raisonne généralement sur les rapports entre éléments dans les phases solides initiales alors qu'au cours de l'expérience il y a dissolution préférentielle d'une partie du solide dans le fluide. En revanche, les poudres finement broyées et homogénéisées y sont l'image du système homogène sans dimension sur lequel on raisonne implicitement.

Ce chapitre suggère donc une étude plus qu'il n'apporte de résultats. La compréhension correcte de ces phénomènes de transport de matière et leur quantification demande maintenant un travail microanalytique beaucoup plus détaillé, éventuellement sur une seule lame mince, comparable dans son esprit à celui qu'a fait Carlier (1978) sur les grenats corinitiques.

VI. COMPOSITION ET COMPORTEMENT DES FLUIDES, ESTIMATION DES CONDITIONS P, T

Ce chapitre est consacré à une approche plus quantitative des paramètres intensifs du métamorphisme. Les références de base sont les équilibres déterminés expérimentalement ; mais les activités des composants de la phase fluide ayant une influence importante sur ces équilibres, il faut d'abord approcher ces grandeurs. Ceci est possible directement dans les milieux où leurs valeurs sont tamponnées, mais aussi ailleurs par l'étude des inclusions fluides, dans la mesure où elles sont primaires.

A. Comportement de l'oxygène

Ce titre ne fait que renvoyer à l'étude des concentrations manganésifères publiée par ailleurs (Chopin, 1978). La grande inertie de l'oxygène était mise en évidence dans ces concentrations comme dans l'ensemble de la série encaissante. L'état d'oxydation du milieu est essentiellement hérité des processus sédimentaires et diagénétiques précoces.

Deux milieux se distinguent par leur état d'oxydation élevé (présence d'hématite, de pistachite, éventuellement d'andradite) qui n'est peut-être pas entièrement hérité : ce sont les marbres à minéraux reposant sur les serpentinites, et certaines cargneules (prise d'eau du Vallonet...). Nous y reviendrons.

B. H_2O/CO_2 , les réactions de décarbonatation

1°) Dans les systèmes manganeux

Il y a déjà été fait allusion dans IV F. La réaction mise en jeu est
Rhodochrosite s.s. + quartz = pyroxénoïde + carbonate + CO_2
Son degré d'avancement est faible, l'étude des inclusions fluides a montré qu'il est dû aux faibles températures et non à des fractions molaires de CO_2 élevées. Les carbonates fournissent une estimation thermique de $470 \pm 20^\circ$; elle représente probablement la culmination thermique, qui ne coïncide pas nécessairement avec les pressions maximales. La température d'homogénéisation des inclusions (aqueuses biphasées non salées) les plus denses est située entre 110 et 115°. L'isochore conduit (Burnham et al., 1969), pour une température de fermeture de $470 \pm 20^\circ$, à des pressions de $6,7 \pm 0,8$ kb. Les inclusions abondantes les moins denses s'homogénéisent vers 210°.

L'isochore est reporté avec le précédent sur la figure 27.

2°) Dans les systèmes magnésiens

Dans 7.38, l'association quartz-talc-magnésite est importante car ces minéraux sont reliés par la réaction étudiée expérimentalement (Johannes, 1969) et sensible à la pression (fig. 26) :

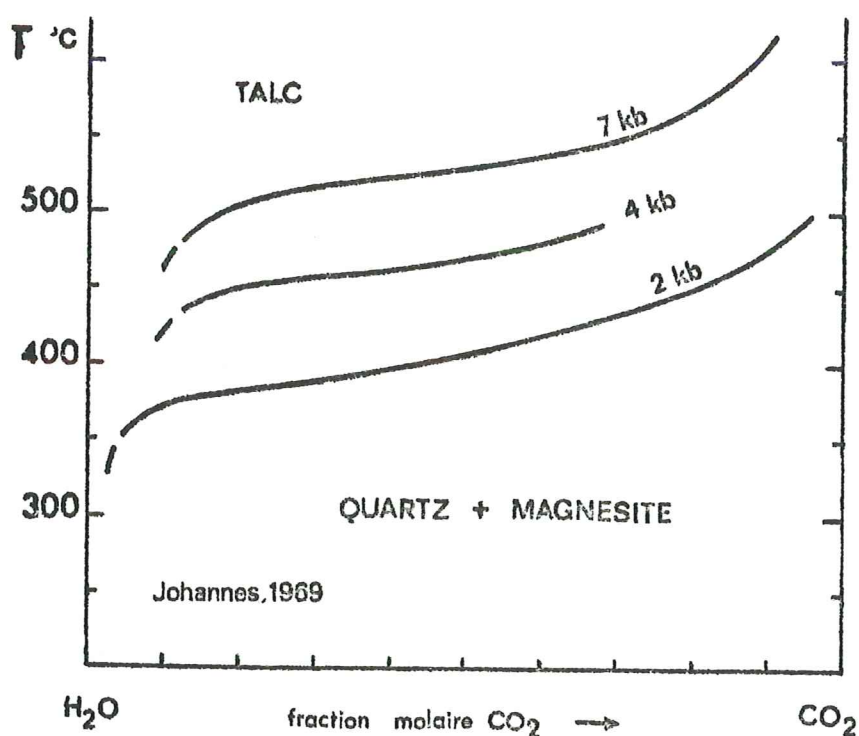


Figure 2.26

Malheureusement le quartz n'a pu être observé en contact avec le carbonate. Il n'est donc pas possible de dire si l'association est réactionnelle ou si la persistance du quartz n'est due qu'à son isolement du carbonate. Cependant, autour des (petits) grains de quartz situés à proximité du carbonate, se développe du talc en petites lamelles sales et enchevêtrées qui se distinguent nettement du talc primaire de la roche. Je pense que dans un premier stade quartz et magnésite ont été costables et que le talc provenait surtout de l'évolution de la fraction phylliteuse (chlorite + quartz = talc + chloritoïde + chlorite) ; ce n'est que tardivement avec l'élévation de température (et baisse de pression?) que quartz magnésite auraient réagi. Ceci reste conjectural.

Une observation rapide des inclusions fluides dans le quartz, l'apatite et surtout la magnésite montre qu'elles sont très riches en CO_2 . C'est peut-être la première fois qu'une décarbonatation est mise clairement en évidence dans les Alpes occidentales. Certaines de ces inclusions sont nettement secondaires, les autres sont ambiguës. La microthermométrie reste à faire et aiderait à trancher.

Si cette association est réactionnelle et si les inclusions ne sont pas trop tardives, la forte X_{CO_2} indiquerait d'après Johannes des pressions de 4 ± 1 kb pour une température fixée à $470 \pm 20^\circ$. En fait ce résultat est doublement sujet à caution. D'une part Johannes n'a approché l'équilibre que du côté des hautes températures, d'autre part le système envisagé (7.38) est notablement ferrifère (3% FeO dans le talc et 12% FeO dans la magnésite). Ces deux remarques jouent dans le même sens : pour une pression donnée la température est surestimée. Donc 4 kb représente une valeur doublement par défaut.

Cet échantillon n'ayant pas été trouvé en place, il n'est pas possible d'étudier le passage aux associations sans carbonate, qui aurait permis de se faire une idée de la mobilité de CO_2 .

Dans le système dolomitique, que je n'ai pas étudié, le tout début d'apparition du talc et de la trémolite a un intérêt zonéographique évident. Les affleurements les plus occidentaux trouvés sont dans le banc de marbre qui limite supérieurement l'unité inférieure des Schistes lustrés, au Villaron, à Andagne ...

Deux milieux présentent un développement exceptionnel de trémolite et même de diopside. Il s'agit de certaines cargneules (Valonnet, Plan Sec) et des marbres surmontant les serpentinites, milieux déjà remarqués pour leur état d'oxydation. Une hypothèse intéressante est que le développement de ces minéraux soit d'origine métasomatique. Dans la bande de cargneule de l'Ouille des Reys, le développement de gros sphènes automorphes indique certes une faible X_{CO_2} qui favorise évidemment les réactions de décarbonatation, mais il reste probable que le gros développement local de diopside et trémolite soit à rapporter non à une décarbonatation mais à des concentrations élevées de MgO en solution, qui trouveraient leur origine dans les serpentinites ou les évaporites.

Il reste donc un gros travail à faire sur ces milieux dolomitiques. Ils représentent les seuls systèmes naturels purement magnésiens comparables

aux systèmes expérimentaux. L'évolution à travers la chaîne alpine de la fraction phylliteuse, l'apparition du talc, de la trémolite... y sera pleine d'enseignement, en particulier pour l'apparition de l'association talc-phengite. Le problème restera toujours d'estimer X_{CO_2} , mais la recherche du sphène ou de rutile + quartz et l'étude systématique des inclusions fluides peuvent y aider.

3°) En bref :

Cette revue des quelques données disponibles, qui s'appliquent peut-être plus aux stades terminaux du métamorphisme, montre que fO_2 , fCO_2 et fH_2O pouvaient être très variables d'un milieu à l'autre.

Dans le cas des paragenèses précoces, les variations du chimisme des associations "invariantes" dans un même affleurement (IV B 2) indiquent un contrôle très local de fH_2O et au moins un début de décarbonatation dans la roche à magnésite (7-38). Dans les autres systèmes carbonatés, même manganésifères, la décarbonatation reste limitée. Le gros développement local de diopside ou trémolite serait plutôt lié à de fortes concentrations de Mg en solution à proximité des serpentinites et de milieux à affinité évaporitique.

C. Les estimations et les problèmes

1°) Quelques données classiques ou complémentaires

La lawsonite n'est pas stable dans le domaine étudié (unité inférieure des Schistes lustrés et socle), même si elle a pu l'être très précocement.

La magnésiocarpholite n'est pas stable, elle aurait sinon été rencontrée dans les milieux étudiés.

Je n'ai pas rencontré le disthène mais il a été décrit non loin, dans le socle à Pont en Valsavaranche (Compagnoni et Lombardo, 1974), vraisemblablement en présence de quartz. La pyrophyllite ne serait donc pas stable.

L'association jadéite + quartz a été décrite dans les feldspaths potassiques des gneiss de Bonneval (Saliot, 1973, 1978).

Les phengites précoces sont de type $Si_{3,6}$, les typomorphes $Si_{3,5}$, les rétro-morphiques $Si_{3,3}$ à $Si_{3,0}$.

L'association margarite + quartz a été stable dans le socle.

Le chloritoïde ferrifère et l'association paragonite + quartz sont toujours restés stables.

Lors de la rétro-morphose, dans le socle, le corindon est stable et non le diaspore.

Dans les roches basiques du socle et des Schistes lustrés, le développement secondaire d'amphibole bleu-vert est général. Dans le seul cas analysé (6-456, cf II F), l'amphibole est très alumineuse ce qui suggère une rétro-morphose à pression élevée (Leake, 1965).

Les paragenèses primaires observées, l'évolution du chimisme des phengites, la déstabilisation du glaucophane et du chloritoïde magnésien... montrent de manière grossière qu'à des paragenèses primaires de haute pression succèdent des paragenèses rétro-morphiques de plus haute température et (ou) plus basse pression. Il reste à préciser ...

2°) Les conditions de la rétro-morphose

L'étude des paragenèses rétro-morphiques n'a pas permis de distinguer l'évolution du socle de celle de l'unité inférieure des Schistes lustrés, même qualitativement. Il sera donc tentant d'appliquer à une unité un renseignement thermobarométrique glané dans l'autre, tout en pensant que, s'il doit y avoir de légères différences, T et P seraient a priori plus élevées dans le socle pour de simples raisons structurales (ceci bien sûr si la rétro-morphose est postérieure aux derniers grands mouvements tangentiels, ce que la première remarque suggère).

L'estimation thermique fournie dans les Schistes lustrés par les carbonates manganésifères servira désormais de référence : la culmination thermique a dû se faire aux alentours de 470°. Cette estimation fondamentale est corroborée de façon relative par la comparaison avec d'autres domaines métamorphiques de haute pression, où T est estimée entre 500 et 550°. Ceci a été souligné à propos du chimisme des micas et des carbonates manganésifères.

Dans ce milieu manganésifère les isochores des inclusions fluides les plus denses fournissent pour cette température ($\pm 20^\circ \text{C}$) une pression de $6,7 \pm 0,8 \text{ kb}$. Couplé à la présence de corindon (et non de diaspore) dans le socle, cet isochore impose $T \geq 450$ et $P \geq 6,5 \text{ kb}$. La présence de corindon implique à elle seule pour $T = 470 \pm 20$, $P \leq 9 \pm 2,5 \text{ kb}$ (Haas, 1972) (si $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{S}}$, ce qui est vraisemblable dans un milieu schistosé lors de la rétro-morphose). Figure 27. L'association réactionnelle talc - magnésite -

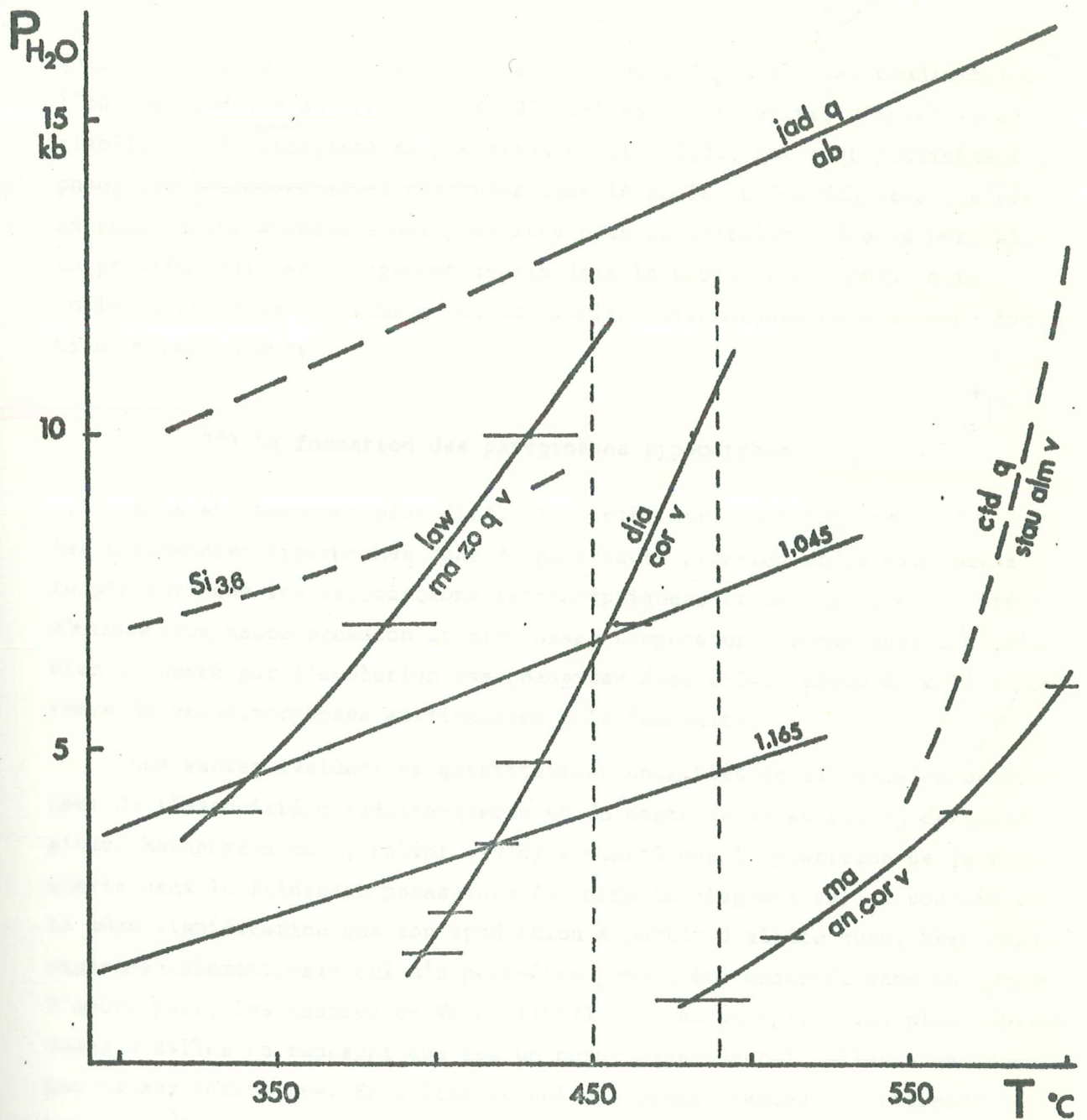


Figure 2-27 : Récapitulation des données utilisables.

Déterminations expérimentales :

Jadéite + quartz/albite : Newton et Smith, 1967.

Lawsonite/margarite + zoïsite + quartz : Nitsch, 1974.

Diaspore/corindon : Haas, 1972.

Margarite/anorthite + corindon : Chatterjee, 1974.

Isochores de l'eau pure : Burnham et al., 1969 ; les volumes spécifiques sont indiqués.

L'intervalle de T indiqué provient du solvus des carbonates manganésifères (Goldsmith et Graf, 1960).

Estimations :

Phengite $Si_{3,6}$: Velde, 1967. $Si_{3,4}$ coïnciderait avec l'isochore 1,045

Chloritoïde + quartz/staurotide + almandin : Ganguly, 1969.

quartz indiquerait des pressions supérieures à 4 ± 1 kb. Les conditions que l'on peut déduire de tout ceci (470° , 5-6 kb) ne tolèrent, d'après Velde (1967), que la stabilité de phengites où $Si' < 3,35$, qui sont précisément les phengites rétro-morphiques observées dans le socle et les Schistes lustrés. La persistance abondante des phengites plus substituées précoces pose alors un problème qui sera largement repris dans la partie radiochronologie. Enfin la richesse en alumine des amphiboles rétro-morphiques s'accorde fort bien à ces valeurs.

3°) La formation des paragenèses typomorphes

Elle est beaucoup plus difficile à préciser. Qualitativement (cf. supra) les paragenèses typomorphes sont de plus haute pression et/ou plus basse température que les associations rétro-morphiques, et les paragenèses précoces d'encore plus haute pression et plus basse température, comme ceci est très bien illustré par l'évolution des phengites dans 6-348 (photo 8) et l'existence de pseudomorphoses attribuables à la lawsonite.

Les seules évaluations quantitatives possibles de la pression proviennent de l'association jadéite-quartz et du degré de substitution des phengites. Malheureusement, Saliot (1978) a montré que l'apparition de jadéite + quartz dans le feldspath potassique (ou même le plagioclase) ne pouvait avoir la même signification que son apparition à partir d'albite pure, bien connue expérimentalement, mais qui n'a peut-être jamais été observée dans la nature. D'autre part, les données de Velde (1967) sur les phengites les plus substituées en silice ne reposent que sur un point expérimental, elles n'ont donc que valeur indicative. En l'état actuel des connaissances, la pression ne peut donc être évaluée sérieusement, toute estimation située entre 7 et 13 kb est défendable sur la base de résultats expérimentaux appliqués brutalement. Les associations talc - phengite et surtout talc - paragonite seraient d'utiles indicateurs, mais on ne dispose pas pour l'instant de données expérimentales. Cependant, il a pu être montré d'un point de vue qualitatif que dans l'unité inférieure des Schistes lustrés la pression était inférieure à celle régnant dans le socle.

L'évaluation de la température est également difficile. Qu'il y ait augmentation progressive de la température est implicite, le problème précis est son estimation lors de la culmination en pression.

. Dans le socle et l'unité inférieure des Schistes lustrés

L'instabilité de la lawsonite et de la pyrophyllite, l'abondance du grenat sont caractéristiques de ces unités et impliquent pour les pressions minimales envisagées des températures supérieures à 400°. La présence d'éclogites, de grenats et de chloritoïdes abondants, la grande taille des minéraux distinguent radicalement ces unités de domaines voisins ou proches (Vanoise, Queyras) où la température a été estimée respectivement à 350° (Goffé et Saliot, 1977) et inférieure à 300° (Saliot, 1978). Ceci corrobore l'estimation précédente et suggère effectivement une nette différence de régime thermique. Des températures approchant 450° lors de la culmination en pression sont donc tout à fait concevables. La stabilité de margarite + quartz aux dépens de zoïsite - disthène fournirait sans doute une limite thermique supérieure intéressante, mais le travail expérimental reste à faire. Enfin, la seule éclogite étudiée (6-109, dans le socle) fournit un K_D (calculé avec $Fe^{3+} = Na - Al^{VI}$ dans le pyroxène) proche de 35, donc des températures voisines de 400° (Räheim et Green, 1974 b) ; mais l'unicité de cette mesure et le peu de finesse de la méthode limitent les conclusions que l'on peut en tirer.

A ce point il convient de revenir sur la notion de schistes bleus de "haute température". Elle distingue les domaines de schistes bleus typiques (avec lawsonite et jadéite + quartz dans les plagioclases, cf. Californie, Queyras...) de celui, par exemple, que nous venons d'étudier. La présence de margarite + quartz et non de lawsonite, l'abondance du grenat, du chloritoïde et du talc (liée à l'instabilité des chlorites ferrifères), l'association éclogitique dans les roches basiques et l'apparition des réactions de décarbonatation en sont caractéristiques.

A l'Ouest de cette unité inférieure des Schistes lustrés rien n'est comparable. Vers l'Est et le Nord-Est, au contraire, les Schistes lustrés à ophiolites de la zone piémontaise interne présentent ces mêmes caractères, avec des variations intéressantes (en faisant, par exemple, référence à la moyenne vallée d'Aoste et au travail de J.R. Kiénast). La thermométrie sur les carbonates de Mn (cf. IV F), la margarite très substituée en paragonite recoupant en filonnet les associations à zoïsite - disthène - jadéite (Kiénast, comm. pers.) et la présence d'olivine et de chondrodite dans les serpentinites (alors qu'en Maurienne tout n'est que serpentine) y semblent des arguments pour un métamorphisme plus intense. En fait ces observations

pourraient, au moins en partie, être rapportées à la culmination thermique (tardive?) plus qu'à la culmination en pression. Mais le beau développement des éclogites et la richesse en pyrope de leur grenat, le grand développement de grenat (riche en grossulaire) dans les calcschistes, l'incorporation de Ca et Al^{IV} par les glaucophanes, les phengites relativement moins riches en Si et plus en Na et Ca, l'apparition sporadique de talc + disthène et zoïsite + disthène (à la faveur de $P_{H_2O} < P_S$ certes, mais apparition tout de même) montrent que lors de la culmination en pression le métamorphisme y était aussi plus intense.

Les Schistes lustrés (unité inférieure) de Haute Maurienne sont donc bien des "schistes bleus" de "haute" température, mais relativement ceux de plus basse température! Ils constituent en tout cas le jalon le plus occidental de cette grande unité (lithologique et métamorphique) de Schistes lustrés piémontais internes à ophiolites.

. Dans les unités supérieure et intermédiaire

Il n'a guère été question de ces unités dans l'étude minéralogique et pas du tout dans l'étude pétrographique. La cristallinité des roches y est plus faible, il s'agit essentiellement de pélites et de calcschistes, c'est encore un peu un désert pétrographique.

Dans l'unité intermédiaire, chloritoïde, zoïsite et grenat sont présents dans les pélites charbonneuses ; dans les gneiss albitiques et prasinitiques l'association ubiquiste est albite - chlorite - clinozoïsite - amphibole (actinote?) - sphène. L'amphibole bleue a été rencontrée, ce qui n'est le cas ni de la margarite, ni (avec léger doute) de la lawsonite.

Dans l'unité supérieure le chloritoïde est présent, le grenat semble absent. La lawsonite a été rencontrée (Saliot, 1978 ; Bellon, non publié). Dans la Sana, qui est peut-être à rattacher à cette unité, la lawsonite est également présente.

Dans ces unités supérieures les indices de rétro-morphose ne sont pas évidents, il faut dire que l'association banale albite - chlorite - amphibole - épidote pourrait être rétro-morphique, s'il y avait des reliques. Plus à l'Ouest cependant, dans le socle Vanoise et dans l'écaille de socle de Lanserlia, les indices de rétro-morphose, des glaucophanites en particulier, sont évidents (Goffe, 1977). Il n'est donc pas douteux qu'un métamorphisme de haute pression d'une part, qu'une rétro-morphose d'autre part, aient

affecté l'ensemble des unités étudiées.

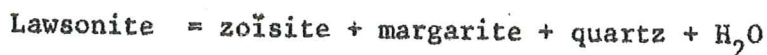
Mais la persistance de la lawsonite dans l'unité supérieure et la généralité de l'association albite - chlorite dans l'unité intermédiaire posent nettement le problème de la continuité du métamorphisme dans le domaine étudié, que ce soit à haute pression ou lors de la rétro-morphose.

4°) La continuité du métamorphisme

- Les arguments pétrographiques et géothermiques

L'analyse pétrographique de l'unité inférieure a montré que pour quasiment toutes les valeurs du rapport Fe/Mg (sauf peut-être celles avoisinant 0) l'association albite - chlorite - quartz ne pouvait être stable et était relayée soit par glaucophane - chloritoïde, soit par talc - paragonite dans les milieux magnésiens. Or ni le talc ni l'association glaucophane - chloritoïde n'ont été rencontrés dans l'unité intermédiaire, alors que albite - chlorite - quartz y est l'association primaire typique. C'est donc un argument puissant pour une discontinuité de métamorphisme entre l'unité intermédiaire d'une part, l'unité inférieure et le socle d'autre part.

La présence de lawsonite dans l'unité supérieure, environ 1500 mètres au-dessus de l'unité inférieure où la température a pu atteindre $470 \pm 20^\circ$, impliquerait un gradient géothermique de 45 à $70^\circ/\text{km}$ dans l'hypothèse où les deux unités ont été métamorphosées dans leur position relative actuelle. Un gradient aussi élevé est-il concevable? Il est en net désaccord avec les estimations P.T. faites dans l'unité inférieure (pour 470° , il implique une pression de 3,5 à 2,3 kb). Son calcul suppose cependant que la lawsonite n'a pas été métastable avec un fort dépassement de la température de réaction. La réaction en question est



Tout se passe à température croissante, la réaction ne nécessite aucun apport extérieur et la libération d'eau est importante, le degré de dépassement possible est donc a priori faible.

Il semble ainsi, d'après des critères purement pétrographiques, que la culmination thermique n'ait pas pu se produire avec la disposition relative actuelle des unités structurales. Ceci excluerait donc a fortiori la possibilité d'une succession prograde des paragenèses de haute pression à travers les différentes unités, de la Vanoise jusqu'au Grand Paradis. La seule zonation

régionale que j'ai pu observer concerne la rétro-morphose des éclogites de l'unité inférieure des Schistes lustrés. A l'Est, en Italie, les éclogites peuvent être somptueuses et non rétro-morphosées ; en France, elles sont toujours rétro-morphosées, à l'Ouille du Midi le grenat est évident à l'oeil nu et le pyroxène peut encore être rencontré, sous la pointe d'Andagne même le grenat devient rare et au Villaron (affleurement le plus occidental) on peut presque se demander s'il a jamais existé des éclogites, le développement d'amphibole est général. L'interprétation n'est pas évidente mais ceci montre en tout cas l'absence d'effet thermique simple du socle.

- Arguments chronologiques

Enfin, des critères chronologiques doivent faire avancer le problème. En effet l'unité supérieure (non fossilifère) repose à Lanserlia sur des écaillés de série Grande Motte (qui comprend du Paléocène) et il n'y a pas de différence qualitative de métamorphisme, même dans des lithologies strictement identiques. On peut alors penser que le métamorphisme qui affecte l'unité supérieure est post-paléocène. Qu'en est-il dans l'unité inférieure? Aucun fossile stratigraphique n'y est connu et aucune datation n'avait jusqu'à présent été faite dans le domaine étudié. Cependant, par analogie avec les datations faites dans des zones plus internes de cette même unité (Hunzicker, 1974) on pouvait penser à un âge crétacé supérieur pour les paragenèses de haute pression, démontrant alors la discontinuité de métamorphisme entre unité inférieure d'une part, Vanoise et peut-être unité supérieure d'autre part.

Dans le socle Grand Paradis une seule datation avait été faite sur une biotite magmatique relique (Eocène, Krummenacher et Evernden, 1960 ; cf. 1ère partie). On ne pouvait ainsi pas non plus exclure une différence d'âge entre les métamorphismes du socle et des Schistes lustrés. Un travail radiochronologique a donc été entrepris pour répondre à ces diverses questions. La troisième partie de cet ouvrage lui est consacrée.

BIBLIOGRAPHIE DE LA DEUXIEME PARTIE

- ABRAHAM K., HÖRMANN P.K. et RAITH M. (1974). N. Jb. Min. Abh., 122, 1-35
- ABRAHAM K. et SCHREYER W. (1976). J. Petrol., 17, 421-439.
- ACKERMAND D. et MORTEANI G. (1973). Contr. Mineral. Petrol., 40, 293-304.
- BEARTH P. (1963). Schw. Min. Petr. Mitt., 43, 269-286.
- BEARTH P. (1967). Betr. geol. Karte Schweiz., 132.
- BERTRAND J-M. (1968). Géologie alpine, 44, 55-87.
- BOCQUET J. (1971). Eclogae Geol. Helv., 64, 71-103.
- BURNHAM C.W., HOLLOWAY J.R. et DAVIS N.F. (1969). Geol. Soc. Am. Spec. Paper 132, 96 p.
- CARMAN J. (1974). Am. Mineral., 59, 261-273.
- CARMICHAEL D.M. (1969). Contr. Mineral. Petrol., 20, 244-267.
- CARLIER G. (1978). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI.
- CHATTERJEE N.D. (1972). Contr. Mineral. Petrol., 34, 288-302.
- CHATTERJEE N.D. (1974 a). Indian J. Earth Sc., 1, 3-11.
- CHATTERJEE N.D. (1976). Am. Mineral., 61, 699-709.
- CHATTERJEE N.D. (1974 b). Schw. Min. Petr. Mitt., 54, 753-767.
- CHERNOSKY J.V. (1978). Am. Mineral. 63, 73-82.
- CHINNER G.A. et DIXON J.E. (1973). J. Petrol., 14, 185-202.
- CHOPIN C. (1977). C. R. Acad. Sc. Paris D, 285, 1383-1386.
- CHOPIN C. (1978). Bull. Minéral., 101, 514-531.
- COMPAGNONI R. et LOMBARDO B. (1974). Soc. It. Miner. Petr. Milano, XXX (1), 223-237.
- DESMONS J. et GHENT E.D. (1977). Schw. Min. Petr. Mitt., 57, 397-411.
- ERNST W.G. (1961). Am. J. Sci., 259, 735-765.
- ERNST W.G. (1963 a). J. Petrol., 4, 1-30.
- ERNST W.G. (1963 b). Amer. Mineral., 48, 241-260.
- ERNST W.G. et DAL PIAZ G.V. (1978). Am. Mineral., 63, 621-640.
- FAWCETT J.J. et YODER H.S. (1966). Am. Mineral., 51, 353-380.
- FONTEILLES M. (1965). Bull. Soc. géol. France (7), VII, 136-146.
- FONTEILLES M. et GUITARD G. (1971). C. R. Acad. Sci. Paris D, 273, 659-662.
- FORBES W. (1969). Am. Mineral., 54, 1399-1408.
- FORBES W. (1971). J. Geol., 79, 63-74.
- FOSTER M.D. (1962). U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 414 A, 33 p.
- FRANZ G., HINRICHSEN T. et WANNEMACHER E. (1977). Contr. Mineral. Petrol., 59, 307-316.
- FREY M. (1978). J. Petrol., 19, 93-135.
- FÜCHTBAUER H. et GOLDSCHMIDT H. (1959). Beitr. Miner. Petrol., 12, 354-364.

- GANGULY J. (1969). *Am. J. Sci.*, 267, 910-944.
- GOFFE B. (1977). *Contr. Mineral. Petrol.*, 62, 23-41.
- GOFFE B. et SALIOT P. (1977). *Bull. Soc. fr. Min. Cristallogr.*, 100, 302-309.
- GOLDSMITH X. et GRAF Y. (1960). *J. Geol.*, 68, 324-332.
- HAAS H. (1972). *Am. Mineral.*, 57, 1375-1385.
- HAAS H. et HOLDANAY M.J. (1973). *Am. J. Sci.*, 273, 449-464.
- HEMLEY J.J. et MONTOYA J.W. (1975). *Econ. Geol.*, 70, 577-594.
- HEY M.H. (1954). *Mineral. Mag.*, 32, 282-307.
- HÜCK V. (1974). *Contr. Mineral. Petrol.*, 43, 261-273.
- HOFFMANN C. (1972). *Contr. Mineral. Petrol.*, 34, 135-149.
- HUNZICKER J.C. (1974). *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 31.
- JOHANNES W. (1969). *Am. J. Sci.*, 267, 1033-1104.
- JONES J.W. (1971). *Canad. J. Earth Sci.*, 8, 1145-1147.
- KERRICK D.M. (1968). *Am. J. Sci.*, 266, 204-214.
- KIENAST J.R. (1976). 4ème R.A.S.T., Paris, Résumé, p. 241.
- KIENAST J.R., LATTARD D. et LIEBAUX C. (1973). 1ère R.A.S.T., résumé, p. 241.
- KIENAST J.R. et TRIBOULET C. (1972). *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, 95, 656-573.
- KIENAST J.R. et VELDE B. (1968). *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, 267, 1909-1912.
- LATTARD D. (1974). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI.
- LEAKE B.E. (1965). *Am. Mineral.*, 50, 843-851.
- MAC KIE (1959). *Mineral. Mag.*, 30, 277-292.
- MARESCH W. (1973). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, 385-390.
- MARESCH W. (1977). *Tectonophysics*, 43, 109-125.
- MICHEL R. (1953). *Sc. de la Terre, Nancy*, I, n° 3-4, 287 p.
- MILLER C. (1977). *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 24, 221-277.
- MORTEANI G. (1978). *N. Jb. Miner. Abh.*, 133, 132-148.
- NEWTON R.C. (1972). *J. Geol.*, 80, 398-420.
- NEWTON R.C. et KENNEDY G.C. (1963). *J. Geophys. Res.*, 68, 2967-2983.
- NEWTON R.C. et SMITH J.V. (1967). *J. Geol.*, 75, 268-286.
- NITSCH K.H. (1974). *Fortschr. Miner.*, 51, 34-35.
- PERTHUISOT V. (1978). Thèse d'Etat, Paris, Trav. lab. géol. E.N.S., 12. 312 p.
- PETERS T., TROMMSDORFF V. et SOMMERAUER J. (1978). *Contr. Mineral. Petrol.* 66, 383-388.
- RAHEIM A. et GREEN D.H. (1974 a). *Contr. Mineral. Petrol.*, 43, 223-231.
- RAHEIM A. et GREEN D.A. (1974 b). *Contr. Mineral. Petrol.*, 48, 179-203.
- RAITH M. (1976). *Contr. Mineral. Petrol.*, 57, 99-117.
- RAITH M., HÖRMANN P.K. et ABRAHAM K. (1977). *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 57, 187-232.
- SALIOT P. (1973). *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, 276, 3081-3084.

- SALIOT P. (1978). Thèse d'Etat, Université Paris Sud, 181 p.
- SCHALLER W.T., CARON M.K. et FLEISCHER M. (1967). Am. Mineral., 52, 1689-1696.
- SCHREYER W. (1968). Carnegie Inst. Wash. Yb., 66, 380-392.
- SCHREYER W. et ABRAHAM K. (1977). N. J.B. Miner. Abh., 130, 114-133.
- SCHREYER W. et ABRAHAM K. (1977). Contr. Mineral. Petrol., 59, 111-130.
- SCHREYER W. et BALLER T. (1977). N. JB. Miner. Abh., 9, 421-425.
- SCHREYER W. et SEIFERT F. (1969 a). Am. J. Sci., 267, 371-388.
- SCHREYER W. et SEIFERT F. (1969 b). Am. J. Sci., Schairer vol., 267-A, 407-443.
- STORRE B. et NITSCH K.H. (1974). Contr. Mineral. Petrol., 43, 1-24.
- SWEATMAN T.R. et LONG J.V.P. (1969). J. Petrol., 10, 332-379.
- TRIBOULET C. (1977). Thèse d'Etat, Université Paris VI.
- VELDE B. (1965). Am. J. Sci., 263, 886-913.
- VELDE B. (1967). Contr. Mineral. Petrol., 14, 250-258.
- VELDE B. (1971). Mineral. Mag., 38, 317-323.
- VELDE B. (1978). Contr. Mineral. Petrol., 66, 319-324.
- VELDE B. et RUMBLE D. (1977). Carnegie Inst. Wash. YB. 76, 621-623.

3ème Partie

ETUDE RADIOCHRONOLOGIQUE

I. INTRODUCTION

A. LES IDEES DE DEPART ET LEUR EVOLUTION

Lorsque cette étude radiochronologique a été entreprise, dans un domaine quasiment vierge, notre démarche comportait trois aspects a priori.

Aspect géologique : il s'agissait d'établir l'âge du métamorphisme dans les diverses unités structurales (socle, couverture carbonatée présumée autochtone sur le Grand Paradis, et Schistes lustrés) et de les comparer.

Aspect pétrographique : le caractère original de cette étude est de venir en complément d'un travail pétrographique fouillé. Une des idées de départ était ainsi de confronter aux données de la radiochronologie l'évolution chimique dans le temps des phengites que l'étude pétrographique avait permis de reconnaître (cf. photo 8, figure 2.2 A...) et d'envisager ainsi le phénomène métamorphique dans sa continuité. Les études radiochronologiques publiées jusqu'alors n'avaient pas soulevé le problème que pose la diversité de ces micas. Il en existe souvent plusieurs générations dans une même roche, les âges obtenus pouvaient donc être des âges mixtes. Même dans le cas où une seule génération pouvait être présente, l'absence générale d'analyse chimique ne permettait guère de dire s'il s'agissait d'un mica précoce ou tardif. Un des premiers objectifs était donc de travailler sur échantillons où une seule génération de phengite, très substituée si possible, était présente.

Aspect méthodologique : il s'agissait de comparer lors du métamorphisme le comportement isotopique de minéraux magmatiques antéalpains (micas), d'une part entre Grand Paradis et Vanoise, d'autre part entre les Alpes et d'autres domaines métamorphiques (Corse, Maures...).

Ceci a orienté le choix des premiers échantillons. Avec les premiers résultats d'autres problèmes sont apparus qui ont bien sûr guidé l'échantillonnage ultérieur. La présence d'argon en excès dans les glaucophanes du socle (pris en roche et non en filon) a amené à s'interroger sur le comportement de l'argon pendant le métamorphisme et donc à dater des glaucophanes provenant de fentes. Le problème d'un comportement contrasté des différents micas et en particulier d'une plus grande rétention de la paragonite a été posé. Un regroupement d'âge vers 38 - 40 Ma pour des micas

de haute pression sans qu'aucun âge plus jeune ne soit obtenu demandait à être expliqué par la datation de micas rétro-morphiques. Le choix d'un échantillon où seuls de tels micas soient présents a été bien facilité par l'étude pétrographique préalable : sur plus de 600 échantillons récoltés un seul répondait à ce critère!

B. LA METHODE EMPLOYEE

J'ai utilisé la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar , avatar de la méthode K-Ar. Je ne rappelle ici que très brièvement son principe. Dans la méthode K-Ar, K est dosé classiquement en émission de flamme ; pour déterminer la concentration du ^{40}Ar radiogénique ($^{40}\text{Ar}^{\text{th}}$), l'argon (36+40) est dosé au spectromètre de masse par dilution isotopique. Le ^{36}Ar est supposé provenir entièrement d'un argon atmosphérique de rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ supposé constant et de valeur 295,5. $^{40}\text{Ar}^{\text{th}}$ est donc obtenu par soustraction à ^{40}Ar mesuré de $^{36}\text{Ar} \times 295,5$. Dans la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar l'irradiation de l'échantillon dans un flux de neutrons rapide transforme une partie du K en ^{39}Ar . Il suffit donc de connaître par un étalon d'irradiation d'âge connu le taux de transformation de K en ^{39}Ar pour déterminer, par une seule mesure des isotopes de l'argon au spectromètre de masse, les proportions de K, ^{40}Ar , ^{36}Ar et donc pour connaître $\text{K}/^{40}\text{Ar}^{\text{th}}$ directement relié à l'âge.

L'intérêt de la méthode est d'améliorer la précision en supprimant la double mesure de K et Ar et l'utilisation de la dilution isotopique (puisque'il n'est plus nécessaire de connaître les concentrations des divers isotopes mais seulement leurs rapports). Il est surtout de permettre un dégazage progressif de l'échantillon par chauffage à des paliers de température de plus en plus élevés, jusqu'à la fusion totale. Un âge apparent est obtenu pour chaque palier de température. Dans les paliers de basse température l'argon provient des sites où il est le moins bien retenu, à la fusion totale au contraire, c'est l'argon des sites où il était le mieux retenu qui est libéré. Un échantillon à histoire thermique simple et ne subissant aucune perturbation après sa fermeture isotopique doit fournir, dans l'hypothèse où le ^{39}Ar est réparti de façon homogène entre les différents sites, le même âge apparent pour chacun des paliers de température, donnant ainsi un "âge plateau" que l'on interprétera comme un âge vrai. Cette hypothèse a été vérifiée en particulier sur des minéraux de météorites et de roches magmatiques (Turner et al., 1966 ; Merrihue, 1965, Dalrymple

et Lanphere, 1971...)). Dans le cas de perturbations thermiques ou mécaniques insuffisantes pour induire une perte totale d'argon dans le minéral, l'hypothèse faite est que ces perturbations affectent surtout les sites où l'argon est le moins bien retenu. Idéalement donc, les paliers de haute température pourront encore fournir l'âge de cristallisation du minéral alors que les paliers de basse température fourniront soit l'âge de la perturbation, soit plus vraisemblablement un âge intermédiaire entre l'âge de cristallisation et l'âge de la perturbation.

On voit là la grosse supériorité de la méthode employée sur la méthode K-Ar classique : celle-ci fournit dans ce cas un âge global intermédiaire et sans signification géologique, alors que celle-là permet de remonter à l'âge de cristallisation (ou de lui fixer une limite inférieure) et de fixer une limite supérieure à l'âge de la perturbation. La méthode employée est donc a priori la plus adéquate et la plus féconde dans les domaines métamorphiques à histoires thermique et tectonique complexes, comme celui qui nous préoccupe.

Toutes les mesures ont été effectuées au laboratoire de Géologie structurale de l'Université de Montpellier soit par Henri Maluski, soit par moi-même. Je n'expose pas ici le détail des manipulations et des méthodes de calcul employées. Ceci est fait avec précision ailleurs (Maluski, 1977), les seules nouveautés étant l'emploi systématique du four à induction HF et le remplacement des fours à Ti par un "getter" Al-Zr à 400°C. Pour les minéraux pauvres en K (paragonite et glaucophane) un "blanc" a été fait avant chaque palier et il en a été tenu compte pour le calcul de l'âge. La préparation des échantillons est la même. Les irradiations sont effectuées au C.E.N.G., le flux est 10^{14} neutrons/cm².s.

C. TRAVAUX ANTERIEURS

Les travaux réalisés dans la zone piémontaise franco-italienne dans des domaines adjacents au nôtre ont amené leurs auteurs (Hunzicker, 1974 ; Bocquet et al., 1974 ; Delaloye et al., 1976) à proposer trois groupes d'âges considérés comme géologiquement significatifs : 75 à 100 Ma et 38 Ma obtenus sur micas et amphiboles, 15 à 30 Ma obtenu sur amphiboles seules. Tous les âges compris entre 40 et 54 Ma sont interprétés comme une recristallisation "lépontine" (\approx 38 Ma) avec héritage d'argon (c'est-à-dire que le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ initial aurait été supérieur au rapport atmosphé-

rique), ceux compris entre 60-70 Ma comme une cristallisation "éoalpine" (75-100 Ma) suivie d'une réouverture partielle vers 38 Ma. La méthode employée (K-Ar classique) ne permettait guère de vérifier ces hypothèses. Un des intérêts de la double démarche que nous adoptons (analyse pétrographique + méthode $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$) était de pouvoir contrôler ces hypothèses tout en envisageant les problèmes posés par le chimisme et l'homogénéité des phengites.

D. LES ECHANTILLONS ETUDIÉS

Comme pour l'étude pétrographique et pour la même raison, seule le socle Grand Paradis, sa couverture autochtone et l'unité inférieure des Schistes lustrés sont concernés, à une exception près. Une numérotation différente des échantillons a été employée. Voici la correspondance :

AL 4 7580	AL 10 6-470	AL 16 6-04	AL 24 7-134
AL 5 6-473	AL 11 7-200	AL 17 7-14	AL 25 Landry
AL 6 6-269	AL 12 7-152	AL 19 6-193	AL 28 6-355
AL 7 6-242	AL 13 7-133	AL 20 6-168	
AL 8 6-402	AL 14 6-332	AL 20A 7-177	
AL 9 6-456	AL 15 6-348	AL 22 6-80	

1°) Description des échantillons

Certains de ces échantillons (AL 6, 7, 9, 15, 17, 22, 28) ont déjà été décrits et étudiés dans la deuxième partie (voir I, tableau III et photographies). Les analyses réalisées à la microsonde sur les minéraux des autres échantillons sont données en fin de volume dans des tableaux situés à la suite des précédents.

AL 4 : marbre phengitique massif. Couverture "autochtone" à Grande Feiche (Bonneval). Une génération de phengite $\text{Si}_{3,6}$ (Saliot, comm. pers.). Echantillon de Pierre Saliot.

AL 5 : métagranite fin des Scalari, en val d'Orco, au cœur du massif du Grand Paradis. Recristallisation réduite, grandes biotites magmatiques conservées, tordues, exsolvant du rutile. Croissance épitaxique de petites biotites alpines. Phengite $\text{Si}_{3,5}$. Déformation peu apparente.

AL 6 : quartzite à crossite... du Villaron. Unité inférieure. cf. 2ème partie.

AL 7 : marbre dolomitique phylliteux et manganésifère (piémontite,

braunite) de la couverture "autochtone". Couloir de la Fontaine au-dessus de Bonneval. La phlogopite est très dominante, associée à une phengite riche en Ba et zonée ($Si_{3,6}$ - $Si_{3,3}$).

AL 8 : quartzite phengitique du contact anormal basal de l'unité intermédiaire des Schistes lustrés. Replat de Lenta, pied sud-est de l'Ouille de la Jave. Deux types de phengites ($Si_{3,6}$ et $Si_{3,3}$) en lits distincts, tous les deux d'allure primaire.

AL 9 : glaucophanite à grenat et paragonite. Intercalation volcano-sédimentaire dans le socle, au-dessus du refuge du Carro. Paragenèse primaire typique. Un peu de quartz n'a pu être complètement séparé de la paragonite.

AL 10 : gneiss fin intercalé dans les gneiss oillés du Grand Paradis, à Fornetti dans le val d'Orco (Italie). Aucune trace de mica antéalpin. Biotite brune et phengite $Si_{3,5}$ associées en équilibre apparent. La chlorite est présente, intimement associée à la biotite dont elle n'a pu être complètement éliminée.

AL 11 : "phengitite" du socle. Banc micacé armé de quelques lentilles de quartz dans le sommet des gneiss de Bonneval, sous Feiche Combe, sur la route de l'Iseran. Une génération de phengite $Si_{3,6}$.

AL 12 : quartzite phylliteux manganésifère. Unité inférieure des Schistes lustrés, à l'Ouille du Midi. Une génération de phengite $Si_{3,5}$.

AL 13 : métagranite fin recoupant les métagranites porphyroïdes (AL 24) dans les polis sud du glacier du Grand Méan. Socle Grand Paradis. Déformation peu apparente mais réelle. Biotites magmatiques conservées mais exsolvant du titane.

AL 14 : marbre dolomitique phengitique de la couverture "autochtone". Pied est de l'Ouille des Reys. Une génération de phengite $Si_{3,55}$. Le carbonate n'a pu être complètement séparé.

AL 15 : banc siliceux phengitique à crossite ... Ouille du Midi, unité inférieure des Schistes lustrés. Evolution continue du chimisme des phengites, de $Si_{3,6}$ à $Si_{3,3}$ (voir photo 8).

AL 16 : glaucophanite micacée du socle, dans le sommet des gneiss de Bonneval, à Grande Feiche. L'amphibole est orientée selon l_1 qui est reprise par des plis 2. Les micas (costables et primaires) sont paragonite et phengite $Si_{3,5}$.

AL 17 : idem, plus siliceux, mais à Lécharenne au-dessus de l'Ecot. Seule la phengite $Si_{3,5}$ est présente.

AL 19 : quartzite à riébeckite et grandes zones vacuolaires rouillées (ankérite?) de la couverture "autochtone". La Cristallière à l'Ouest de la pointe des Arses. Les amphiboles sont centimétriques et non orientées, elles donnent l'impression d'un événement tardif plus ou moins filonien.

AL 20 : frange crossitique au contact entre une lentille éclogitique et un banc siliceux, dans l'unité inférieure des Schistes lustrés. Cascade du Vallonnet, pied est de la pointe d'Andagne, vers 2530 m.

AL 20 A : filon de quartz à glaucophane et paragonite dans le socle. Sommet des gneiss de Bonneval, à Lécharenne, vers 2150 m.

AL 22 : calcschistes à paragonite (+ phengite), chloritoïde, chlorite, quartz. Unité inférieure des Schistes lustrés, au-dessus du Villaron. La paragonite n'est pas secondaire sur le chloritoïde mais primaire, dans la foliation en particulier.

AL 24 : métagranite porphyroïde du socle, à quelques mètres de AL 13. Les biotites sont plus grosses que dans AL 13, semblent plus déformées, comme l'ensemble de l'échantillon. Ceci n'est probablement qu'une apparence due aux phénocristaux et à la plus grande abondance des plagioclases dont les pseudomorphoses dessinent des fuseaux allongés.

AL 25 : tout autre domaine, très peu métamorphique : zone houillère au Nord de la Vanoise, en Tarentaise. Landry, pont de l'Isère. Grès phylliteux stéphanien. Grandes muscovites flottées et très fin feutrage de phengite alpine.

AL 28 : glaucophanite à quartz et chloritoïde. Ouille du Midi, unité inférieure des Schistes lustrés. Le glaucophane est déstabilisé en talc - albite - magnétite. Le chloritoïde est pseudomorphosé en paragonite + chlorite. C'est le seul échantillon où le mica soit exclusivement rétro-morphique. Dans tous les autres ce sont des minéraux alpins de paragenèses typomorphes de haute pression qui ont été datés. Pour les phengites en particulier, même dans le cas de mélange (AL 7, AL 8, AL 15) l'essentiel était constitué de phengite typiquement de haute pression : $Si > 3,5$

2°) Expression des résultats

Les résultats sont regroupés dans les tableaux IV à VII et sont donnés dans les pages suivantes sous forme de spectres d'âge : en ordonnée l'âge apparent (et son incertitude) obtenu pour chaque palier de dégazage

en faisant l'hypothèse d'un rapport initial de 295,5, en abscisse le pourcentage cumulatif de ^{39}Ar dégazé (qui est bien sûr 100% après la fusion totale).

Toutes les données ont également été traitées dans un diagramme ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$). Dans ce diagramme, si le spectre est un âge plateau, les points analytiques sont disposés sur une droite ("isochrone") dont la pente est liée à l'âge. L'intérêt de cette représentation est de fournir un âge (par la pente) sans faire d'hypothèse sur le rapport atmosphérique, ce qui n'est pas le cas dans le spectre d'âge. On pourrait penser également utiliser l'intercept à l'origine pour déceler un héritage d'argon, mais ceci doit être fait avec beaucoup de précaution et de rigueur.

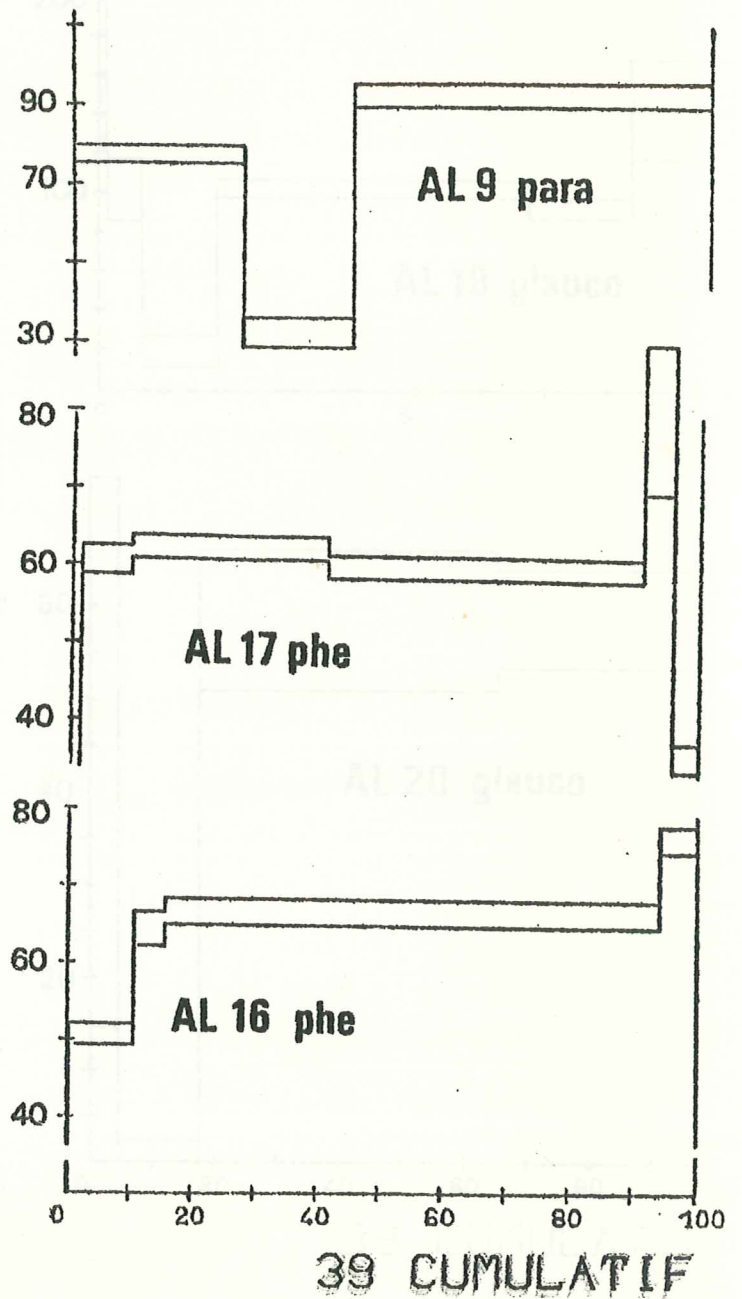
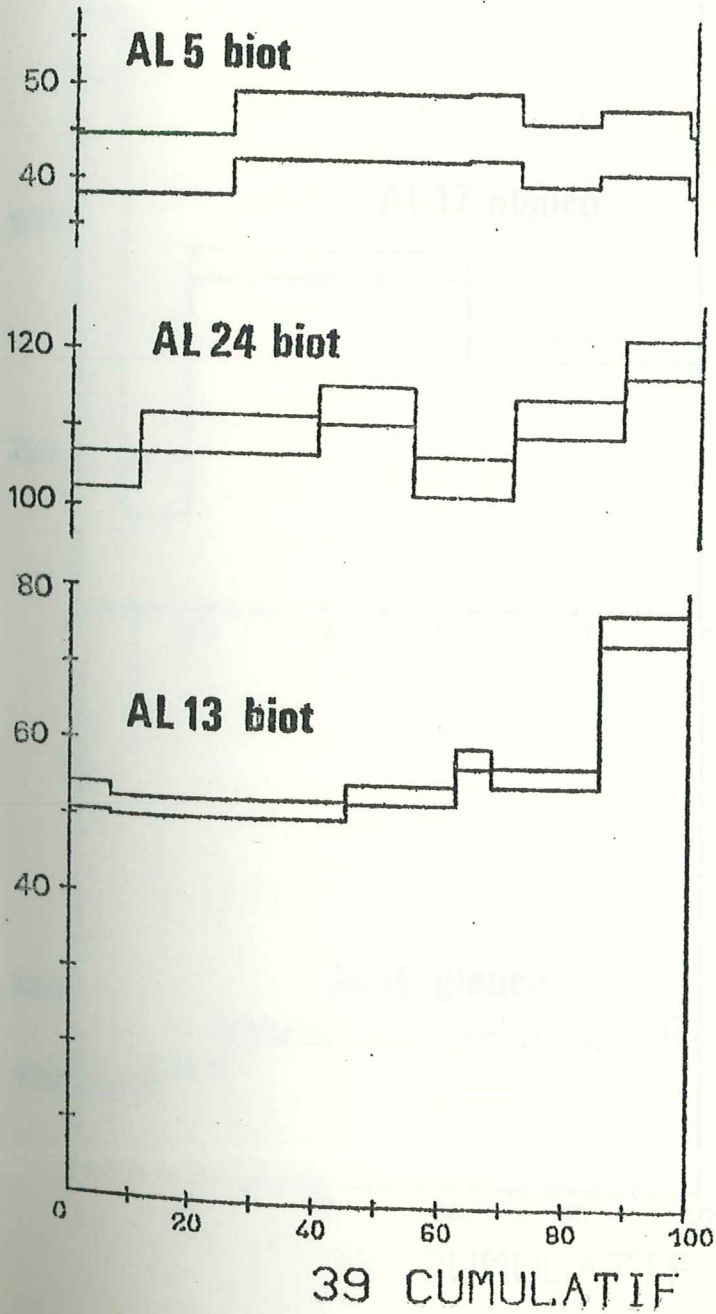
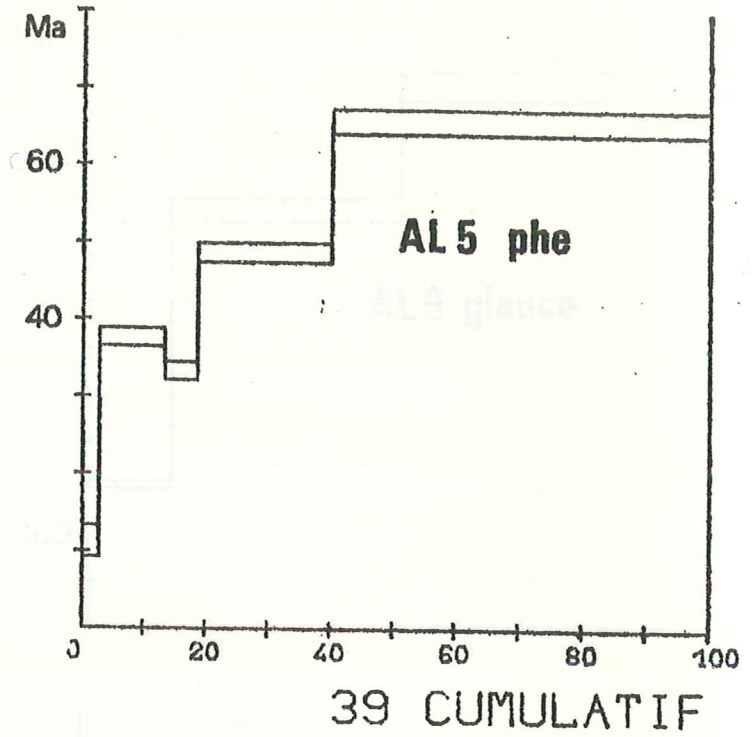
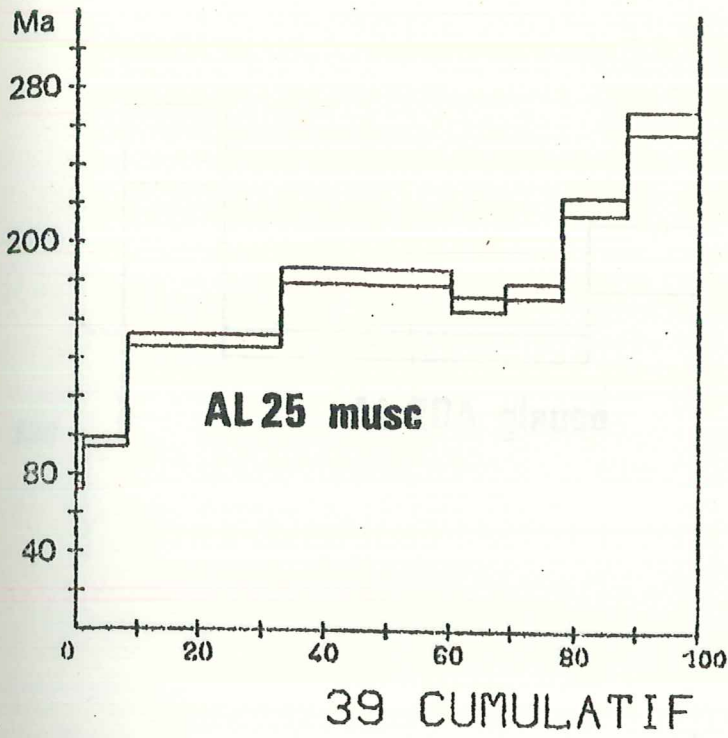
Remarquons d'abord que la quantité de ^{36}Ar dégazé est souvent importante dans les premiers paliers et devient très faible à haute température. J'en déduis qu'une fraction importante de l'argon dégazé à basse température n'est en fait qu'un argon adsorbé ou fixé dans des sites très peu rétentifs, qui n'a pas de signification géologique : il n'a pas été emprisonné au moment de la croissance du cristal, mais provient de l'histoire météorique ou anthropique de l'échantillon. Cet argon est tout de même lié à l'échantillon et n'est pas pris en compte dans le blanc de ligne.

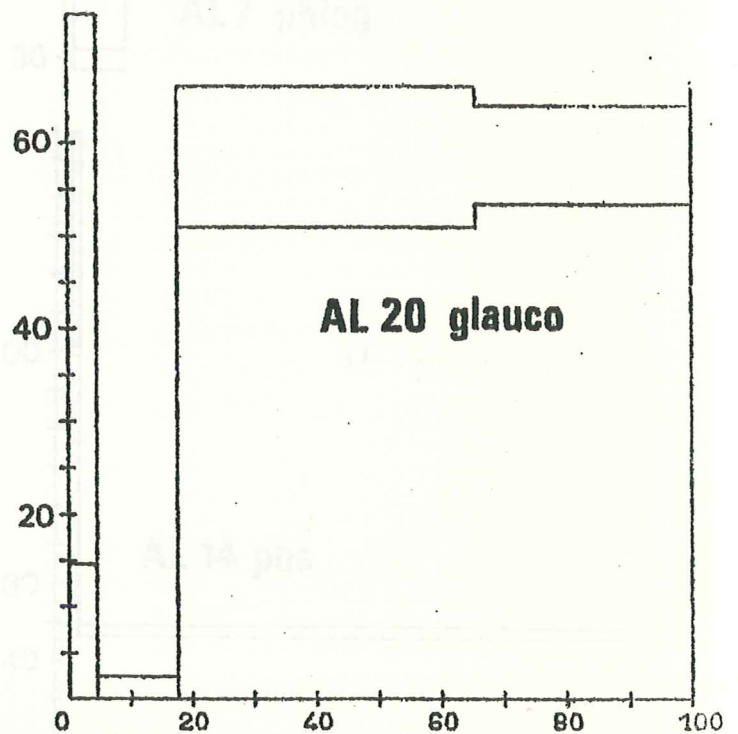
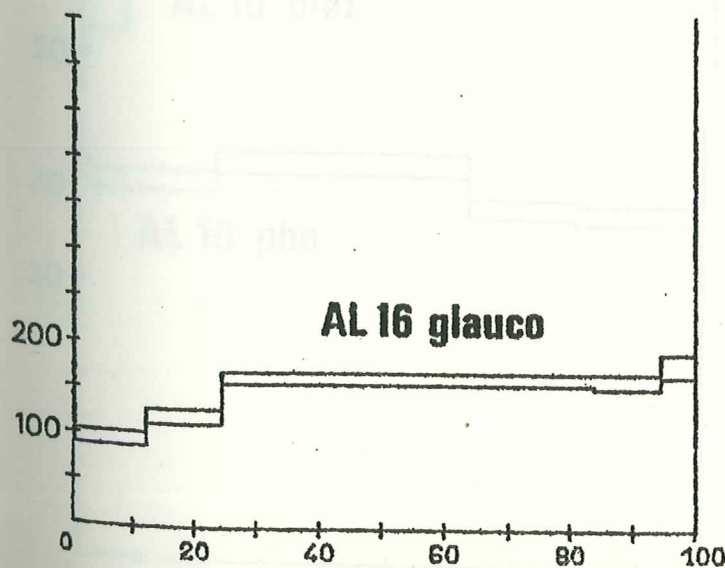
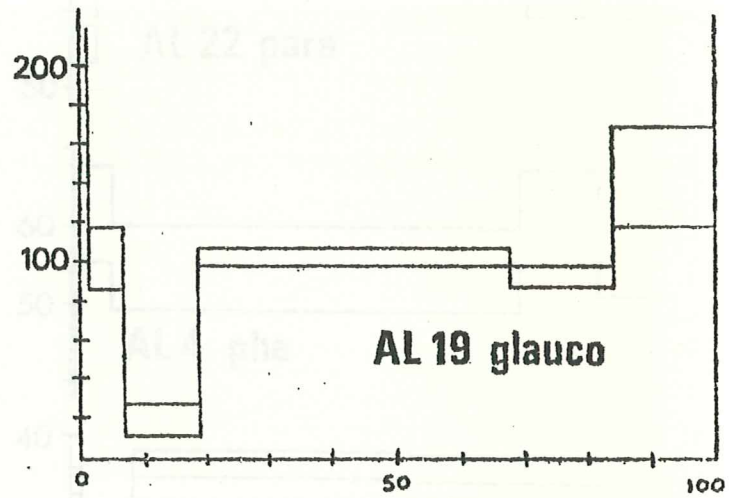
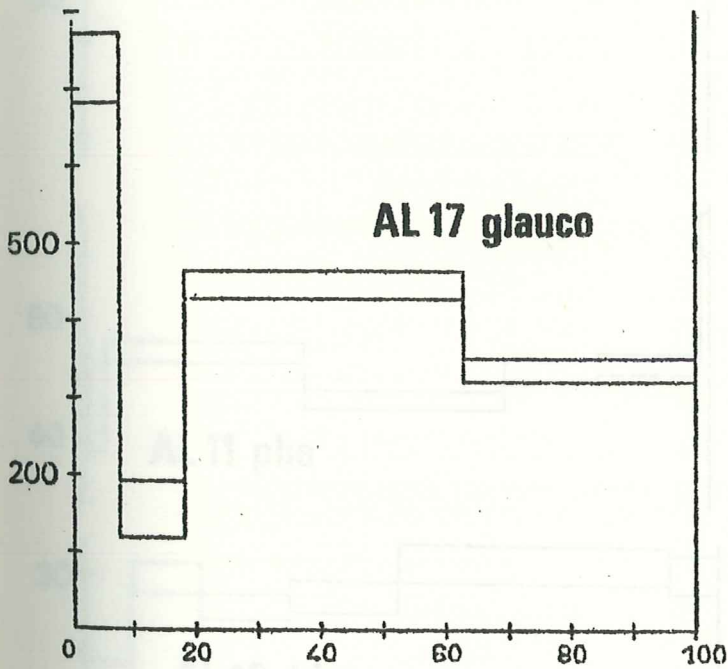
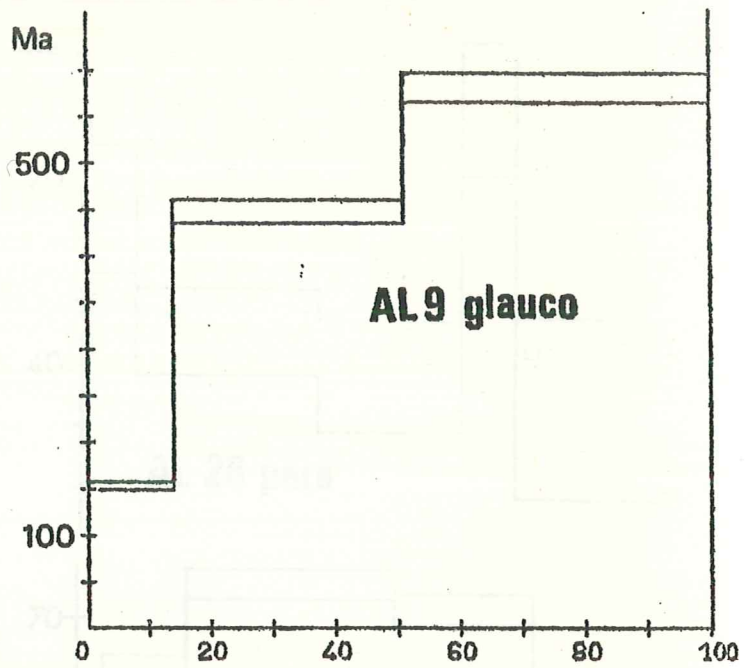
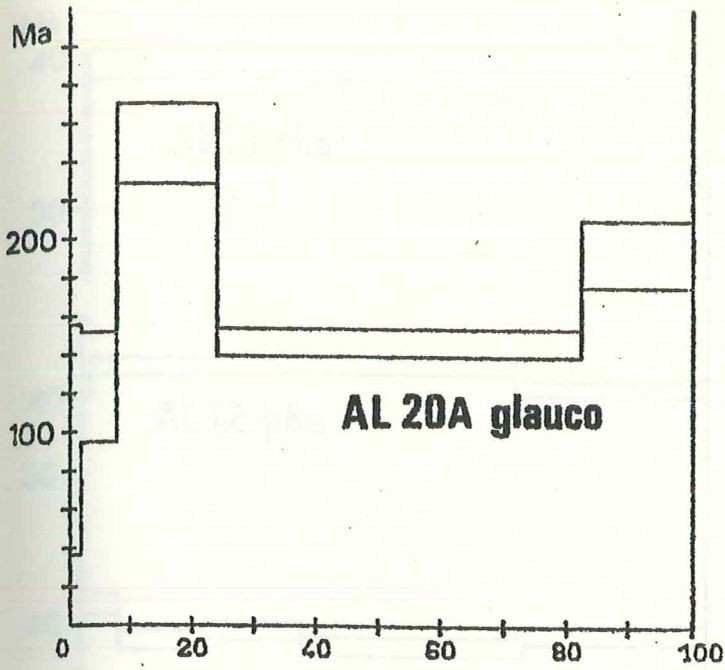
Or l'intercept à l'origine est une combinaison linéaire, avec des coefficients inconnus, du rapport initial vrai du système et d'un rapport qui cumule celui du blanc de ligne et celui de cet argon polluant l'échantillon et qui doit donc être très proche du rapport atmosphérique. La signification de cet intercept va donc dépendre directement des quantités relatives d'argon incorporé dans le minéral lors de sa fermeture et d'argon polluant. Dans le cas d'un minéral qui incorpore très peu d'argon lors de sa fermeture, l'intercept sera proche du rapport atmosphérique et la prétendue isochrone ne sera qu'une droite de mélange entre de l'argon presque purement radiogénique et de l'argon atmosphérique. On ne pourra pas en conclure que le rapport initial du système était proche de 300, mais l'âge de fermeture sera approché de très près. Dans le cas contraire, où l'argon initial est dominant sur l'argon polluant le rapport initial sera bien approché par l'intercept, et l'âge de fermeture sera encore bien approché par la pente de l' "isochrone". Dans tous les cas, un paramètre supplémentaire est très important, c'est la richesse en K du minéral. Dans un minéral riche en K, l'abondance de $^{40}\text{Ar}^*$ pourra masquer l'influence d'un éventuel ^{40}Ar incorporé lors de la cristallisation. Dans le cas contraire, non. Les minéraux pauvres en K seront donc très sensibles à l'incorporation

d'argon lors de la cristallisation (excès d'argon).

Comme actuellement on ne connaît pas pour les divers minéraux l'importance relative de l'argon initial et de l'argon polluant, l'interprétation de ces diagrammes ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) reste délicate. Le seul cas où il soit possible d'en tirer une information est celui où une droite "isochrone" très bien définie a un intercept nettement supérieur à 300. Dans ce cas on pourra parler d'argon hérité.

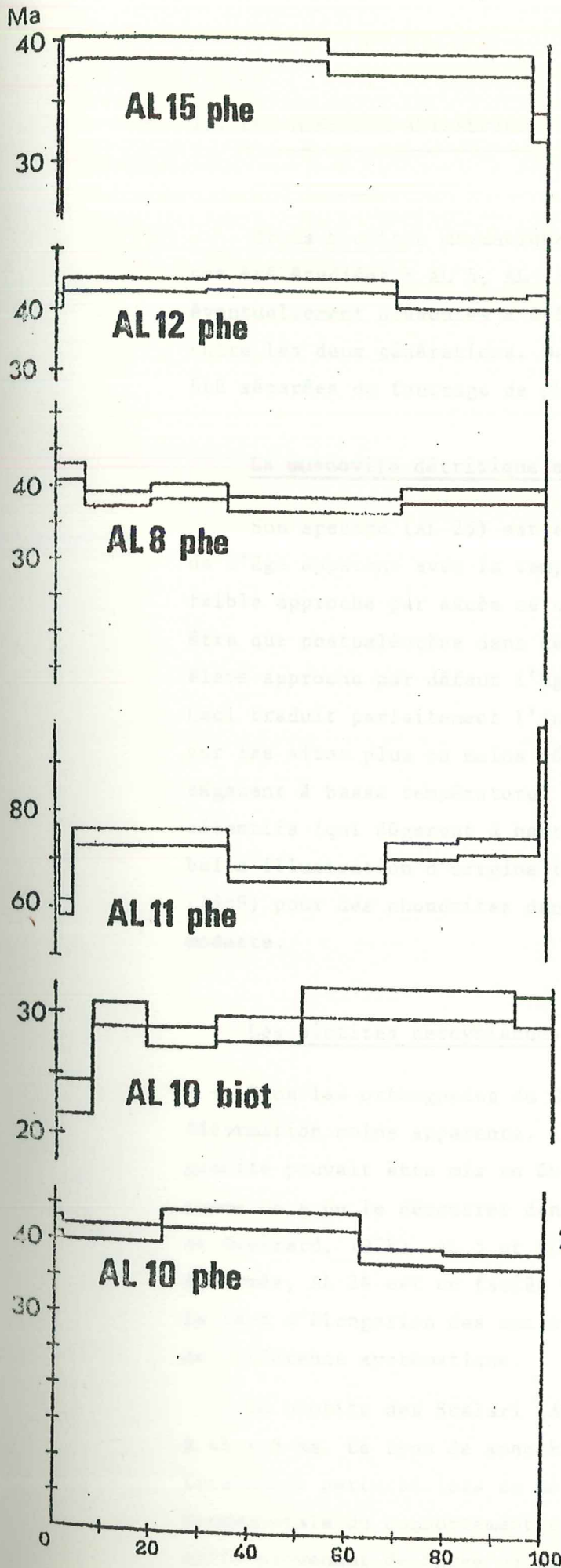
Pour tous les minéraux analysés ayant fourni un âge plateau, l'"isochrone" était bien ou très bien définie et l'intercept toujours voisin du rapport atmosphérique. Ce cas n'est pas décisif. Pour cette raison la représentation des résultats dans ce diagramme n'a pas été fournie ici.



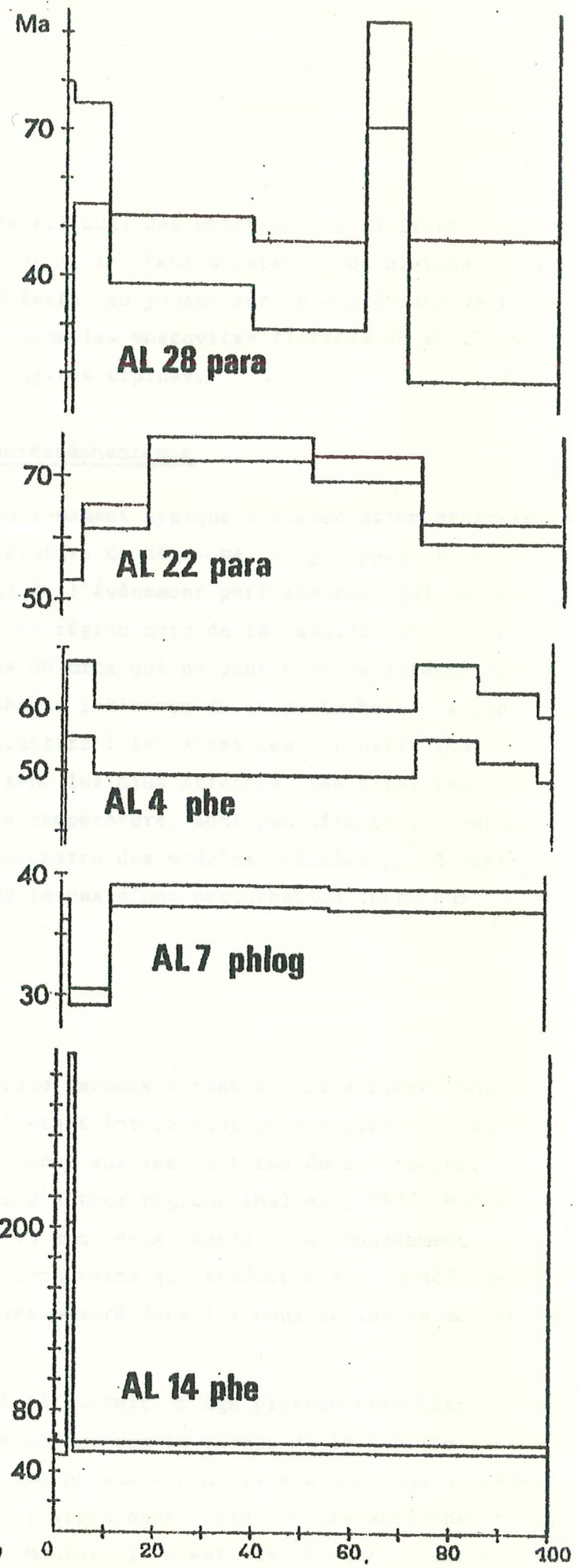


39 CUMULATIF

39 CUMULATIF



39 CUMULATIF



39 CUMULATIF

II. LES MINERAUX ANTEALPINS

Trois biotites magmatiques reliques des métagranites du Grand Paradis ont été étudiées : AL 5, AL 13 et AL 14. Leur séparation de biotites alpines éventuellement présentes a été faite en jouant sur la différence de taille entre les deux générations. De même les muscovites flottées de AL 25 ont été séparées du feutrage de phengites alpines.

La muscovite détritique antéstéphanienne

Son spectre (AL 25) est extrêmement typique : augmentation progressive de l'âge apparent avec la température de dégazage. L'âge apparent le plus faible approche par excès celui de l'événement perturbateur (qui ne peut être que postpaléocène dans cette région nord de la Vanoise) et le plus élevé approche par défaut l'âge du mica qui ne peut être qu'antéstéphanien. Ceci traduit parfaitement l'inégale influence de la perturbation alpine sur les sites plus ou moins rétentifs : les sites peu rétentifs (qui dégazent à basse température) sont les plus affectés, les sites les plus rétentifs (qui dégazent à haute température) sont peu affectés. C'est une belle illustration d'origine terrestre des modèles calculés par Turner (1968) pour des chondrites dans le cas d'une perturbation thermique modeste.

Les biotites hercyniennes

Dans les orthogneiss du Grand Paradis certains faciès présentent une déformation moins apparente. Il était intéressant de vérifier si l'âge du granite pouvait être mis en évidence sur les biotites de ces faciès, comme on a pu le démontrer dans d'autres régions (Maluski, 1977, Maluski et Gueirard, 1978). AL 5 et AL 13 sont deux faciès fins apparemment peu déformés, AL 24 est un faciès porphyroïde qui traduit mieux la déformation. Le taux d'élongation des enclaves mesuré dans les deux faciès ne montre pas de différence systématique.

La biotite des Scallari (AL 5) fournit un âge plateau très bien défini à 45 ± 3 Ma. Ce type de spectre montre que le réseau de la biotite a été totalement perturbé lors du métamorphisme alpin. Il y a donc une différence fondamentale du comportement de l'argon dans cette biotite ancienne et dans celle provenant de Corse ou des Maures. Il n'est pas sûr que la déformation

soit plus intense ici, mais il semble clair que la réorganisation chimique de la biotite magmatique qui exsolve son titane est responsable de la remise à zéro : les analyses (microsonde) de cette biotite relique et de la biotite alpine adjacente (Bahezre et al., 1964) sont identiques, ceci traduit bien le retour complet à l'équilibre chimique de cette biotite "magmatique". Notons que dans ce cas l'âge plateau fourni par cette méthode ne diffère en rien de celui fourni par la méthode K-Ar sur ce même minéral (45 ± 1 Ma, Krummenacher et Evernden, 1960). Le contraste de comportement avec AL 25 en zone houillère est flagrant. Dans le socle briançonnais également, aucun minéral antéalpin n'a fourni d'âge alpin (Bocquet et al. 1974). Ceci souligne encore le contraste métamorphique entre Vanoise et Grand Paradis.

Le cas de AL 24 est similaire dans la mesure où il ne reste plus trace d'un événement hercynien et où il y a remise à zéro complète lors d'un événement postérieur, le système restant ensuite fermé. Le seul problème est que dans un cas l'événement est daté vers 45 Ma, dans l'autre vers 110 Ma sans porter la trace de celui à 45. Nous verrons que ce problème est très général dans la zone étudiée.

Le cas de AL 13 est intermédiaire entre les précédents : ses paliers de basse température définissent un plateau proche de celui de AL 5, à la fusion l'âge apparent se rapproche de celui de AL 13. Il serait intéressant dans AL 13 et 24 de comparer le chimisme des biotites reliques et des biotites alpines, pour voir si l'évolution et l'homogénéisation sont aussi complètes que dans AL 5. De toute façon la différence de comportement entre AL 13 et 24, échantillonnés à quelques mètres de distance, est remarquable. Nous y reviendrons.

III. LE PROBLEME DE L'EXCES D'ARGON

A. Les micas

Ils fournissent très généralement un spectre d'âge comportant un plateau bien défini. A l'exception de la phengite de AL 5, ils ne portent pas trace de réouverture partielle. Dans une représentation ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) les données fournissent des "isochrones" dont les intercepts sont proches du rapport atmosphérique. Il n'y a donc pas de raison a priori de supposer un excès d'argon, qui devrait de toute façon être également réparti sur les différents sites. Il semble donc légitime de croire que les âges obtenus sont géologiquement significatifs, qu'il s'agit soit d'âges de cristallisation, soit d'âges de réouverture complète du système qui reste ensuite isotopiquement fermé.

B. Les amphiboles sodiques

Tous les glaucophanes analysés dans le socle (AL 9, 16, 17, 20 A) montrent de manière évidente un excès d'argon affectant inégalement les sites de basse et de haute température. Pour ces échantillons, il est évident qu'aucun âge géologiquement significatif n'est fourni. Les fortes valeurs obtenues montrent que cet argon est non pas "hérité" (d'un minéral hercynien, ou même calédonien), mais vraiment "en excès", allochtone ("extraneous"). Ces résultats confirment pleinement ceux de Bocquet et al. (1974) sur les amphiboles du socle Vanoise. Le cas de AL 19 est probablement à rapprocher des précédents bien qu'il ne provienne pas strictement du socle mais du mince banc de quartzite "triasique" qui repose directement sur le sommet des gneiss de Bonneval (d'où proviennent AL 16, 17, 20 A).

Dans les Schistes lustrés, en dépit des difficultés analytiques (extrême pauvreté en K), il est possible de dire que le comportement des amphiboles est très différent. Le seul palier interprétable (fusion totale) de AL 6 indique 71 ± 40 Ma, AL 20 fournit un plateau à 65 ± 10 Ma sans indice d'excès ou de perte d'argon. Ces âges paraissent donc au contraire être l'âge de fermeture du système, géologiquement significatif et interprétable.

C. Conséquences

Cette disparité de comportement entre les amphiboles du socle et des Schistes lustrés demande à être comprise.

Deux caractères distinguent le socle des Schistes lustrés :

- le socle est un milieu réduit vis-à-vis des Schistes lustrés, les amphiboles sont des crossites dans ce cas-ci et des glaucophanes dans ce cas-là (figure 2-8). Cette différence de chimisme et donc de structure des amphiboles pourrait se répercuter sur leur comportement vis-à-vis de l'argon. Il paraît cependant peu vraisemblable qu'une différence aussi faible puisse avoir des conséquences aussi dramatiques. De plus, AL 19 est une crossite ou une riébeckite et présente aussi de l'argon en excès. Cette hypothèse ne semble donc pas devoir être retenue.

- la différence majeure entre ces deux unités structurales est leur rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ au début du métamorphisme alpin. Le socle, vieux système riche en K, devait avoir un rapport élevé alors que les calcschistes, sédiments mésozoïques moins riches en K, devaient avoir un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ très différent et que l'on peut penser proche du rapport atmosphérique.

L'excès d'argon limité au socle s'explique alors simplement. Il n'est pas dû à une différence de comportement de l'amphibole d'une unité à l'autre, mais à un même phénomène, l'incorporation d'argon par l'amphibole lors de sa cristallisation. Dans le socle où le rapport initial est élevé, ceci conduit à des âges apparents aberrants. Dans les Schistes lustrés, l'écart du rapport initial au rapport atmosphérique est faible, les conditions d'application de la méthode sont remplies.

Il me paraît évident que cet argon ne peut être incorporé que lors de la cristallisation et non pas par des phénomènes de diffusion postérieurs. L'argument principal est que l'excès d'argon se trouve aussi dans les paliers de haute température, donc dans les sites les plus rétentifs.

L'absence de plateau dans ces amphiboles du socle peut être interprétée de deux façons.

- l'argon est incorporé et réparti de façon homogène dans les divers sites, mais le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ du système a varié au cours de la cristallisation. Il y aura donc une zonalité de l'excès d'argon dans le cristal. Or il est très vraisemblable qu'il y ait aussi une zonalité de la rétentivité des sites, ceux situés en bordure étant moins rétentifs. On retrouvera donc des variations de l'excès d'argon au cours du dégazage.

- la pression d'argon a varié au cours de la cristallisation. Même si le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ du milieu reste constant, l'incorporation variable d'ar-

gon qui résulte de cette variation entraînera un excès variable au cours du dégazage. Il est évident que ces deux facteurs doivent jouer ensemble.

Si nous poursuivons jusqu'au bout le raisonnement, il faut remarquer que les micas qui ont cristallisé avec les glaucophanes dans le socle, dans un milieu donc où le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ n'était pas atmosphérique du tout, ne comportent pas d'excès d'argon et fournissent des "isochrones" dont l'intercept est atmosphérique. Il faut donc supposer que les micas incorporent peu d'argon lors de leur cristallisation. De toute façon, l'effet de cet argon "en excès" est masqué dans le mica par la grande richesse en K. C'est ce qui explique (avec la rétentivité de ce minéral) que cette méthode puisse encore être utilisée dans des environnements très variés.

La question fondamentale posée est celle du comportement géochimique de l'argon. Il n'est pas sérieux d'attribuer à tous les systèmes que l'on date un rapport initial atmosphérique. Dans les domaines polymétamorphiques en particulier, la remise à zéro de certains minéraux (micas...) ne signifie pas que tout ce domaine est rééquilibré avec l'atmosphère. Ceci nécessiterait une percolation colossale, dont il resterait des traces, par des fluides d'origine météorique. Nous avons d'ailleurs la preuve qu'il n'y a pas équilibre avec l'atmosphère : le glaucophane AL 20 A provient d'un filon de quartz recoupant le sommet des gneiss de Bonneval dont proviennent AL 16 et 17, il comporte également de l'excès, traduisant l'incorporation d'argon de rapport non atmosphérique. De plus l'excès plus modéré de AL 19 qui provient du premier mètre de quartzite "triasique" surmontant ces gneiss indique la migration de l'argon radiogénique accumulé dans le socle, mais avec une certaine dilution.

Par ailleurs, le fait que les micas puissent tout de même avoir un excès d'argon (par exemple dans les éclogites de Sesia, Hunzicker, 1974) doit traduire alors l'incorporation d'argon de très fort rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, pour que même la richesse en K du minéral ne suffise plus à la masquer. Ceci est confirmé par la pétrographie : ces boudins éclogitiques ont dû constituer des milieux fermés aux fluides, très confinés.

Ainsi, c'est en arrivant aux limites de cette méthode que l'on finit par appréhender la réalité, mais tant que l'on ne peut estimer la quantité d'argon incorporée par les différents minéraux, on ne peut pas espérer une approche quantitative. Ceci est d'autant plus vrai que l'on ne sait pas encore si l'argon incorporé au cours de la cristallogenèse occupe les mêmes sites que l'argon radiogénique.

IV. INTERPRETATION DES ÂGES PLATEAUX

A. Les groupes d'âges et leurs implications

Les âges obtenus sur les amphiboles des Schistes lustrés et sur les micas des différentes unités se répartissent en deux groupes (60-80 Ma et 40 Ma) qui sont représentés dans les trois unités considérées : socle (AL 5, 9, 11, 16, 17/AL 5, 10), couverture "autochtone" (AL 4, 14/AL 7) et unité inférieure des Schistes lustrés (AL 6, 20, 22/AL 8, 12, 15, 28).

Le groupe 60-80 Ma est obtenu sur micas et amphiboles. Nous avons vu que ces âges ne pouvaient être interprétés en terme de perte (ou d'excès) d'argon. Ceci permet de penser que les âges obtenus entre 60 et 70 Ma par les auteurs antérieurs sont également des âges vrais (de cristallisation et non résultant d'une réouverture partielle), ce qui commençait à être soupçonné (Delaloye et Desmons, 1976, p. 300). Nous sommes ainsi conduit à décaler dans les Alpes franco-italiennes la fourchette de l'évènement ancien de 75-100 à 60-80 Ma environ. Ceci s'accorde avec toutes les mesures faites par les auteurs antérieurs dans ce domaine. Mais ces auteurs avaient le "modèle suisse" (Hunzicker, 1974) si bien en tête qu'ils ont préféré attribuer la différence d'âge observée entre le Nord des Alpes occidentales et notre domaine à un âge de cristallisation identique avec réouverture partielle du système vers le Sud, plutôt qu'à une différence de l'âge du métamorphisme. Cette attitude était d'ailleurs inconséquente puisqu'ils invoquaient en même temps la distance à la culmination thermique du Tessin pour expliquer que dans le Queyras des âges anciens (60-70 Ma) subsistent sur micas alors qu'ils sont effacés plus au Nord. Les amphiboles du Nord des Alpes occidentales auraient dû a fortiori fournir des âges plus récents que celles de notre domaine, si leur âge de cristallisation avait été le même.

Faut-il donc conclure à une variation de l'âge du métamorphisme de haute pression dans les zones internes ? Il faut auparavant remarquer que les âges (75-100 Ma) obtenus (en K-Ar) dans le Nord des Alpes occidentales l'ont été sur des amphiboles bleues provenant surtout de roches basiques des Schistes lustrés. Après les remarques faites précédemment sur les amphiboles bleues, on ne peut exclure la possibilité d'un léger excès d'argon dans ces roches, qui pourrait à lui seul être responsable du décalage observé. Un argument supplémentaire pour cette hypothèse est que la quasi-totalité des micas datés dans la zone Sesia sont dans la gamme 60-80 Ma.

Cependant Pinault et al. (en préparation) ont établi en K-Ar une isochrone sur roches totales à 92 ± 9 Ma sur des radiolarites en galets dans le synclinal oligocène de Barrême. Ces roches qui provenaient du sommet de l'édifice piémontais ont été rapidement soustraites à une évolution métamorphique ultérieure et fournissent donc une indication précieuse. On ne peut pas négliger la possibilité de variations régionales.

Le groupe d'âges très bien défini sur micas à 40 ± 3 Ma confirment les valeurs déjà obtenues (Hunzicker, 1974 ; Bocquet et al., 1974 ; Delaloye et Bocquet, 1976), mais il faut remarquer l'absence de l'étalement des âges jusqu'à 55 Ma qu'avaient trouvé ces auteurs. Si l'on reprend l'ensemble des datations faites dans les Alpes franco-italiennes, l'accumulation des valeurs entre 38 et 41 Ma est saisissante, mais peut-être plus encore l'absence totale de valeur inférieure à 37 Ma (en K-Ar ou ^{39}Ar - ^{40}Ar sur micas blancs). L'existence d'un évènement important vers 38 Ma, de nature thermique dominante, est manifeste dans toutes les Alpes occidentales : il est contemporain de la culmination thermique tessinoise dans les Alpes centrales.

Mais quelle est la signification de ces âges plateaux à 38 Ma ? S'agit-il d'âge de cristallisation ou d'âge de réouverture complète ? La totalité des phengites datées sont des micas de haute pression ($S_i > 3,5$). Si les âges à 38 Ma sont des âges de cristallisation, l'évolution à haute pression a été fort longue (≈ 30 Ma). C'était l'hypothèse implicite évoquée en conclusion de la publication de nos premiers résultats (Chopin et Maluski, 1978). Elle s'accordait bien avec la nécessité d'un métamorphisme post-paléocène en Vanoise, où les phengites datées fournissent aussi 38-41 Ma (Bocquet et al., 1974 ; Delaloye et Bocquet, 1976). Mais ceci posait tout de même un problème : aucun évènement postérieur n'était reconnu sur les micas alors que la rétro-morphose de ces paragenèses de haute pression est générale. Quand pouvait-elle avoir eu lieu ?

Conformément à notre conclusion, des échantillons ne contenant que des micas rétro-morphiques ont été recherchés. Un seul a pu être trouvé : 6-355 = AL 28, où la paragonite pseudomorphosant le chloritoïde a été séparée. Son spectre n'est pas un merveilleux plateau et les incertitudes sont élevées (puisque 6 paliers ont été réalisés sur ce minéral pauvre en K). Cependant 4 paliers sur 6, représentant 84% du ^{39}Ar dégazé, fournissent une valeur proche de 40 Ma, et l'âge global est 44 Ma.

Ce résultat est capital. Il montre que la rétro-morphose des associations de haute pression observée dans le socle et l'unité inférieure des Schistes lustrés n'est pas postérieure à 37 Ma et a lieu précisément dans la gamme

40 \pm 3 Ma. La conclusion qu'il me semble logique d'en tirer est que les âges à 38 Ma fournis par certaines phengites de haute pression sont des âges de réouverture complète, qu'il n'y a pas eu cristallisation de phengite de haute pression à cette époque, mais seulement des muscovites et paragonites secondaires (décrites dans la deuxième partie). En toute rigueur on ne peut certes exclure que des phengites aient cristallisé jusque vers 38-40 Ma, puis que très rapidement la pression ait décru et que la température se soit élevée pour retomber aussitôt, vers 38 Ma, mais ceci paraît improbable pour des questions de transfert de chaleur. On devrait aussi alors trouver des âges entre 60 et 40 Ma, ce qui n'est guère le cas.

B. Evolution chimique et évolution isotopique

1°) Rétentivités comparées

Les crossites des Schistes lustrés ne sont pas affectées par l'évènement à 38 Ma. Ceci démontre une fois de plus la grande rétentivité de la structure amphibole. En conséquence, les quelques âges obtenus entre 0 et 30 Ma par les auteurs antérieurs sur amphiboles n'ont pas de signification géologique : on conçoit mal que les amphiboles soient ouvertes vers 15-30 Ma quand aucune phengite ne l'est, alors que vers 38-40 Ma elles ne sont pas ouvertes quand la plupart des phengites le sont.

Les paragonites primaires datées (AL 9 et AL 22, ainsi que dans AL 16 en mélange) fournissent toutes des âges anciens, ce qui n'est pas le cas de toutes les phengites primaires. Il est tentant d'en conclure que la structure de la paragonite est plus rétentive que celle de la phengite, comme l'avaient déjà suggéré Delaloye et Desmons (1976).

A ce point, peut être évoqué le beau plateau de la biotite alpine AL 10, avec son âge insolite à 30 Ma. Dans les Alpes occidentales aucun mica blanc n'a fourni un tel âge, en revanche, quelques biotites alpines (parmi les rares datées) ont fourni cet âge de 30 Ma : dans Sesia où la phengite associée fournit 95 \pm 5 Ma (Hunzicker, 1974), dans Dora Maira où des phengites non associées fournissent 40 \pm 5 ou 98 \pm 18 Ma (Viallette et Vialon, 1964). La rétentivité des biotites semble donc plus faible que celle des phengites, puisque, au moins dans notre cas, la biotite était en équilibre (chimique) avec la phengite de haute pression. Ceci est confirmé par l'ordonnance des "températures de fermeture" classiquement admises pour les micas. Cette ordonnance paragonite-phengite-biotite à rétentivité décroissante est également celle à épaisseur croissante du feuillet. Ce n'est vraisemblablement pas un hasard : les structures plus compactes seraient plus

rétentives.

2°) La disparité des âges plateaux

Les résultats obtenus posent un problème fondamental : des micas prélevés dans un espace très réduit d'une même unité métamorphique fournissent les uns un âge plateau vers 40 Ma, les autres un âge plateau vers 70 Ma ne portant pas la trace de l'évènement à 40 Ma, alors que la température atteinte ($\sim 470^\circ\text{C}$) est bien supérieure à celle admise pour la fermeture des micas blancs vis-à-vis de l'argon. On ne peut donc plus admettre un déterminisme purement thermique de l'ouverture isotopique d'un système. Il est manifeste que dans les mêmes conditions physiques un système peut être ouvert alors qu'un système immédiatement voisin reste fermé. Ce phénomène assez nouveau du point de vue isotopique a cependant déjà été observé dans un domaine métamorphique beaucoup plus chaud (Maluski et Gueirard, 1978) : dans un orthogneiss peu déformé des Maures, les biotites magmatiques ont conservé leur âge (580 Ma) à travers le métamorphisme hercynien. La notion de température de fermeture, parfois véritable dogme de ces méthodes radiochronologiques, se trouve ainsi sérieusement ébranlée.

Mais quels sont, à part la rétentivité intrinsèque du minéral, les facteurs qui déterminent l'ouverture ou non d'un système ? Si une évolution aussi contrastée de systèmes voisins est nouvelle du point de vue radiochronologique, elle ne l'est pas pour les pétrographes des domaines de haute pression. La juxtaposition de systèmes confinés et de systèmes ouverts à l'eau pour expliquer la juxtaposition d'associations minéralogiques autrement incompatibles est devenue classique : Bearth (1959), Guitard et Saliot (1971) ; dans la deuxième partie, nous avons vu qu'il en était de même pour les associations talc-disthène et jadéite-disthène de gabbros du Valtournanche (cf. Kiénast, 1976). Le développement capricieux de la rétro-morphose des associations de HP en est un autre exemple : la bande de roches basiques intercalée dans les orthogneiss du Grand Paradis au dessus du Carro est de teinte verte, car la rétro-morphose en amphibole bleu-vert est générale, mais çà et là quelques mètres carrés d'affleurement sont bleus, il s'agit des glaucophanites originelles complètement indemnes de rétro-morphose (AL 9 est une de ces roches). Ceci peut même être vrai à l'échelle de la lame mince : dans AL 6, quartzite à crossite, j'ai pu observer côte à côte un cristal de crossite complètement transformé en albite + chlorite et un cristal absolument indemne. Il en est encore de même, dans des zones plus externes, pour le développement des associations de HP : dans la zone Grand Saint Bernard, Caby a pu observer la transformation brusque d'un schiste houiller encore

varvé en un schiste à glaucophane complètement transposé, dans une zone de cisaillement.

Ces divers exemples soulignent l'importance de deux phénomènes qui ne sont d'ailleurs pas indépendants : la recristallisation et la déformation, celle-ci pouvant souvent déclencher celle-là. Il est symptomatique de constater que les échantillons où, à côté d'une phengite précoce très substituée, existent des phengites tardives moins substituées (AL 7, AL 15, peut-être AL 8) fournissent 38-40 Ma : les systèmes chimiquement actifs ont aussi été ouverts isotopiquement, ce qui est rassurant. Envisageons le cas des systèmes qui ne comportent que des micas précoces, non rétro-morphosés. Lors de la rétro-morphose, ces micas étaient nécessairement métastables (ils auraient dû fournir en particulier des phengites moins substituées), ces systèmes étaient donc chimiquement inertes. Leur comportement isotopique est variable : la plupart (AL 4, 11, 14, 16) sont restés fermés, isotopiquement inertes, fournissant ainsi les âges anciens ; certains (AL 12) ont été rouverts isotopiquement et alors complètement, ce qui se conçoit bien vu la température élevée de la rétro-morphose. Un système isotopiquement inerte est nécessairement chimiquement inerte, la réciproque est fautive.

Tout ceci, qu'il s'agisse du développement de la rétro-morphose ou de l'ouverture isotopique d'un système, avec, au-delà d'une certaine température, son aspect tout ou rien, nous ramène à un problème d'énergie d'activation. Cette énergie est moins élevée pour le système isotopique que pour le système pétrographique. A température croissante, la différence entre l'énergie vibrationnelle du système et cette énergie d'activation diminue, ce qui explique la rareté d'observations comme celle de Maluski et Gueirard (1978), alors qu'elles ont été renouvelées plusieurs fois dans le domaine de basse température qui nous préoccupe. Il n'existe vraiment de "température de fermeture" que si l'énergie d'activation du système peut être inférieure à son énergie vibrationnelle à partir d'une température géologiquement réalisable. L'observation de Maluski et Gueirard (1978) montre que ce ne doit pas être le cas, au moins pour l'argon. Mais il est évident que la cinétique du refroidissement joue un rôle capital. Ces considérations sont en fait de portée très limitée dans la mesure où les différents sites n'ont pas la même énergie (sinon il n'y aurait que des âges plateaux).

Il reste à expliquer la relative variété des âges anciens, qui vont de 80 à 60 ou même 55 Ma. Poursuivons pour cela le parallèle entre évolution chimique et isotopique. La cristallisation des micas, des phengites en particulier, est fonction de nombreux facteurs. Les paramètres intensifs, P et T,

sont évidemment importants, mais le milieu de formation est également déterminant : dans les matériaux argileux la phengite apparaît par déshydratation, alors que son apparition dans les granitoïdes à partir de biotite et feldspath potassique est une hydratation. La mobilité de la phase fluide sera donc un autre facteur déterminant : des phengites pourront se développer très tôt en milieu argileux, alors qu'elles pourront n'apparaître que tardivement dans un granitoïde s'il se comporte en système fermé. De plus, cette mobilité de la phase fluide est largement contrôlée par la tectonique.

Ces nombreux facteurs étant à la fois variables dans le temps et l'espace, le système phengitique peut rester ou devenir chimiquement inerte à des époques différentes dans une roche ou dans une autre, tout au long de l'évolution métamorphique. Nous montrons qu'il en va de même du point de vue isotopique.

V. RECAPITULATIF

Résultats d'intérêt régional

Le contraste métamorphique entre Vanoise et Grand Paradis souligné dans les première et deuxième parties se trouve doublement confirmé d'un point de vue isotopique.

Alors que dans la Vanoise (et a fortiori la zone houillère) les micas hercyniens ne sont pas rouverts complètement par le métamorphisme alpin, ils le sont dans le Grand Paradis. Il y a donc différence d'intensité du métamorphisme.

D'autre part et surtout, alors que le métamorphisme est nécessairement post-paléocène en Vanoise, il est maintenant démontré que, dans le Grand Paradis, sa couverture "autochtone" et l'unité inférieure des Schistes lustrés, les paragenèses typomorphes de haute pression résultent d'un même événement métamorphique, Crétacé supérieur à début Paléocène (80-60 Ma).

Enfin, la datation (pour la première fois réalisée) d'un mica secondaire montre que la rétro-morphose de ces paragenèses de HP résulte de la culmination thermique à 38-40 Ma, et donc que les âges à 38-40 Ma obtenus jusqu'alors sont des âges de réouverture complète et non de cristallisation.

Les conséquences en sont discutées dans les pages suivantes.

Résultats d'intérêt méthodologique

L'excès d'argon dans les glaucophanes du socle Grand Paradis est systématique alors qu'il est inexistant dans les crossites des métasédiments mésozoïques des Schistes lustrés. Il est attribué à l'incorporation d'argon par la structure amphibole lors de sa cristallisation. Dans les métasédiments dont le rapport initial devait être proche du rapport atmosphérique, ceci fournit encore un âge plateau "vrai", alors que dans le socle, milieu ancien et riche en K, de rapport initial élevé, ceci se traduit par des âges apparents en excès variables d'un palier à l'autre. Comme les micas datés dans les mêmes roches du socle fournissent des "isochrones" dont l'intercept est voisin du rapport atmosphérique, ceci permet de toucher aux limites de la méthode et d'entrevoir des moyens d'appréhender le comportement géochimique de l'argon.

Il est démontré par la coexistence d'âges plateaux à 70 et 40 Ma dans un domaine où la température a excédé 450°C que la notion de température de fermeture ne peut être retenue. Il faut au contraire envisager l'évolution

isotopique parallèlement à l'évolution chimique du système, c'est-à-dire en particulier le rôle déterminant du milieu de départ, de la déformation et de la recristallisation. Que ce phénomène soit très apparent en domaine de basse température se conçoit simplement en termes d'énergie d'activation.

CONCLUSION GENERALE

Il n'est pas question de reprendre ici les résultats d'intérêt théorique ou méthodologique qu'a apportés l'étude pétrographique et radiochronologique. Pour ceci le lecteur est renvoyé à la conclusion de la 3ème partie et aux conclusions partielles de la 2ème partie. Ce sont les problèmes généraux d'un métamorphisme de haute pression, envisagés dans un cadre régional, qui sont concernés ici.

L'évolution contrastée de la Vanoise et du Grand Paradis

Un des apports de l'étude radiochronologique est la démonstration de l'âge crétacé supérieur du métamorphisme dans le Grand Paradis. Jusqu'à présent, un tel âge était avancé pour les massifs cristallins internes (Grand Paradis, Mont Rose, Dora Maira) par la plupart des modèles, mais ne reposait que sur une unique datation faite dans Dora Maira (Vialette et Via- lon, 1964), et les quelques affinités lithologiques entre la couverture "au- tochtone" du Grand Paradis et celle d'Ambin (où le Crétacé supérieur est pré- sent) laissaient planer un sérieux doute. Ce doute est maintenant définitive- ment levé. Les conséquences en sont capitales.

Alors qu'au Crétacé supérieur la Vanoise recevait encore une sédimen- tation carbonatée, le Grand Paradis se trouvait profondément enfoui. La pression maximale lors du métamorphisme ne peut actuellement être estimée, mais nous avons vu (2ème partie) qu'elle était supérieure à 6 ou 7 kb, soit au moins 20 km de profondeur. Au Crétacé supérieur, la distance horizontale entre Vanoise et Grand Paradis était donc au minimum de 50 km. Ces deux socles n'ont donc a priori rien de commun, leur rapprochement est un carac- tère qui n'a pu être acquis que tardivement : au Paléocène encore la Va- noise est toujours le lieu d'une sédimentation (pélitique : "schistes noirs de Pralognan", Ellenberger, 1958), alors que le Grand Paradis est toujours soumis à un régime métamorphique de haute pression.

On ne peut donc plus espérer rattacher le massif Grand Paradis au domai- ne Briançonnais.

Relations domaine océanique - domaine continental

Par la combinaison des études lithologique, pétrographique et radio-chronologique, ce travail met en évidence :

- l'existence du charriage d'éléments océaniques sur un compartiment crustal (Grand Paradis),
- que ces deux ensembles sont affectés d'un métamorphisme de même âge et de même intensité,
- et donc que ce charriage a été scellé par des paragenèses de haute pression et température modérée à la fin du Crétacé supérieur.

L'estimation minimale de la pression (6-7 kb) implique qu'il s'agit d'un charriage profond (au moins 20 km de profondeur) et donc que le phénomène doit être envisagé à l'échelle de la lithosphère. L'hypothèse implicite faite par la suite est que ce charriage résulte d'un cisaillement à déversement vers l'Ouest, à plongement Est.

J'ai cependant démontré que dans le socle le métamorphisme était de plus forte pression, ce qui est apparemment contradictoire avec l'hypothèse précédente et pourrait même faire douter du contact entre les deux unités "scellé" par des paragenèses de haute pression. Mais il faut aussi envisager l'évolution ultérieure au cours de laquelle un renversement du sens de cisaillement et de son pendage est reconnu : c'est la notion classique de rétrocharriage, ou de sous-charriage (Caby et al., 1979) qui est illustrée dans le domaine étudié par le plongement de l'unité intermédiaire sous les écailles de Vanoise. La troncature par l'unité intermédiaire des structures plissées affectant le socle s'explique d'ailleurs au mieux par un cisaillement à déversement Est (rétrocharriage) comme en témoignent la géométrie des plis du socle et le comportement des calcschistes immédiatement susjaccents, en particulier leurs injections de cargneules (schéma p. 24). La différence de pression mise en évidence entre socle et unité océanique constitue un argument supplémentaire : à partir d'un contact scellé par des paragenèses de haute pression identiques, le jeu d'un tel cisaillement tardif déplace (relativement) vers l'Ouest les unités les plus profondes, amenant ainsi la superposition d'unités dont la pression de formation des paragenèses augmente vers le bas (ce qui respecte la disposition normale, mais avec ici des discontinuités).

Ceci s'applique au couple "unité inférieure - Grand Paradis", mais une différence de pression existe, encore plus marquée, entre ces deux ensembles d'une part et l'unité intermédiaire d'autre part. Il est tentant d'appliquer

le même raisonnement et de faire de ces trois unités des termes d'une même pile métamorphique qu'une tectonique ultérieure cisailante a rapprochés. Un argument en ce sens est l'état de déformation et de métamorphisme (présence d'actinote, talc...) du banc carbonaté lenticulaire qui jalonne le contact entre unité inférieure et intermédiaire : il est beaucoup plus intense que celui des carbonates des écaillés de Vanoise interne, au toit de l'unité intermédiaire. Ceci suggère une histoire différente pour Vanoise et unité supérieure d'une part, unité intermédiaire, inférieure et socle Grand Paradis d'autre part. Malheureusement nous ne disposons pour l'instant d'aucune mesure d'âge dans l'unité intermédiaire. La datation d'un glaucophane est en cours. Si l'âge obtenu est Crétacé supérieur, les conceptions précédentes ne sont pas nécessairement fausses, s'il est Eocène, il faut reprendre le problème, l'histoire métamorphique de l'unité intermédiaire est nécessairement étrangère à celle des termes inférieurs.

Mais, de toute façon, la superposition de ces minces unités (1 à 2 km d'épaisseur) avec des contrastes métamorphiques plus ou moins nets pose un problème difficile : qu'est devenu ce qui constituait l'essentiel de la pile métamorphique ? Autrement dit, quelle est l'origine des hautes pressions au Crétacé supérieur ? Il est élégant et classique d'invoquer sans nuances le charriage d'unités océaniques sur la marge interne du continent européen pour résoudre tout problème. Au moins dans la moitié nord des Alpes occidentales, il y a effectivement coïncidence entre unité lithologique océanique et unité métamorphique "schistes bleus de haute température". Mais rien n'indique que cette unité ait pu fournir les 20 à 30 km nécessaires, et l'on cherche toujours le passage progressif à des ensembles métamorphiques originellement plus élevés dans l'édifice. Ceci pose à la fois le problème de l'âge et de l'origine paléogéographique de l'unité intermédiaire et celui de l'intervention éventuelle dans ce charriage précoce du continent austro-alpin. En filigrane de tout ceci apparaît évidemment la signification problématique de la zone Sesia.

Plutôt que de se lancer ici dans une série de conjectures, il vaut mieux aller rechercher des glaucophanes dans les unités supérieure et intermédiaire et essayer de les dater, ainsi que comprendre la signification paléogéographique de l'unité intermédiaire par un travail sédimentologique.

Le rapprochement des socles Vanoise et Grand Paradis : les relations entre deux métamorphismes de haute pression

La combinaison de l'étude pétrographique et radiochronologique a montré que deux socles qui se trouvent actuellement juxtaposés avaient une histoire radicalement différente au Crétacé supérieur. La conséquence actuellement observable de leur rapprochement tardif est la juxtaposition d'un domaine métamorphisé à haute pression et moyenne température au Crétacé supérieur à un domaine métamorphisé à haute pression et basse température après le Paléocène. Ceci pose deux problèmes : celui de l'évolution métamorphique de l'ensemble Grand Paradis - unité inférieure du Crétacé supérieur jusqu'à la fin de l'Eocène, et celui de l'âge et de la genèse du métamorphisme de haute pression dans la Vanoise.

L'âge du métamorphisme en Vanoise est post-paléocène d'après des critères paléontologiques (Ellenberger, 1958). Là encore le métamorphisme développe d'abord des paragenèses de haute pression (dans le socle - jadéite + quartz, glaucophane - comme dans la couverture - lawsonite, magnésiocarpholite, diaspore + pyrophyllite -) dont la rétro-morphose est ensuite générale (Goffé, 1976). Le problème est alors encore l'interprétation des âges à 38-40 Ma fournis par des micas. S'agit-il de l'âge des paragenèses de haute pression ou de l'âge de la rétro-morphose ? La première hypothèse est souvent retenue pour deux raisons :

- le dépôt de sédiments paléocènes ne laisse pas beaucoup de temps pour l'établissement d'un métamorphisme et de sa rétro-morphose,
- les micas datés (Bocquet et al., 1974 ; Delaloye et Desmons, 1976), dans les rares cas où des indications chimiques sont données, sont des phengites de haute pression.

Cependant le raisonnement développé dans la 3ème partie après la datation d'un mica rétro-morphique s'applique encore. Lors de la culmination thermique, les deux domaines en question pouvaient être dans des positions relatives assez analogues aux actuelles et la culmination datée dans l'un à 38 Ma a dû affecter l'autre. Ceci impliquerait à nouveau que les âges à 38-40 Ma obtenus sur micas de haute pression en Vanoise soient des âges de réouverture et non de cristallisation. Un problème provient de ce qu'en Vanoise il sera difficile de nettement distinguer ces deux types d'âges, vu le court laps de temps dans lequel tout doit se dérouler. Mais, parmi les datations effectuées en zone briançonnaise dans des marbres ou quartzites de couverture, milieux favorables à la conservation métastable de phen-

gites de haute pression, des âges à 44 ± 2 , 49 ± 2 , 45 ± 2 Ma ont été obtenus (Bocquet et al., 1974), qui pourraient être interprétés comme des âges de cristallisation non affectés par l'évènement à 38-40 Ma, comme il l'a été montré dans la 3ème partie pour le Grand Paradis et l'unité inférieure des Schistes lustrés. Cette hypothèse a nettement ma préférence. Elle ne pourra vraiment être démontrée que par la datation d'amphiboles bleues de la couverture Vanoise (à la condition d'avoir une très bonne précision !) et la datation systématique de phengites très substituées dans des milieux favorables à leur conservation métastable. Si elles fournissent plus d'âges entre 50 et 40 Ma qu'entre 40 et 38 Ma, l'hypothèse sera considérée comme correcte.

Mais quelle est alors l'origine des hautes pressions en Vanoise et que devenaient le Grand Paradis et l'unité océanique pendant le développement des paragenèses de haute pression en Vanoise ? La jadéite des gneiss de Bonneval ne pourrait-elle pas aussi être éocène ? Les paragenèses observées ne fournissent absolument aucun indice pour une deuxième phase de haute pression, et nous n'avons obtenu aucun âge entre 56 et 41 Ma. Il reste donc un trou de plus de 10 Ma dans l'emploi du temps du Grand Paradis ! Comment le concevoir physiquement ? Surrection et refroidissement importants ? Les conditions estimées du début de la rétro-morphose étant 470°C , 5-6 kb, cela me paraît peu vraisemblable. Peut-on alors imaginer un régime statique aussi bien du point de vue chimique qu'isotopique persistant à pression et température encore élevées pendant une si longue période ? Je ne sais, mais il faut bien à un moment rapprocher le Grand Paradis de la Vanoise...

Bien que l'on manque de données précises sur les conditions du métamorphisme en Vanoise orientale, la pression et la température de rétro-morphose devaient y être plus faibles que dans le Grand Paradis, ce qui correspond bien à la position structurale actuelle de ces deux massifs, le Grand Paradis s'enfonçant sous la Vanoise. Mais, lors de la culmination en pression en Vanoise, où se trouvait le Grand Paradis ? S'il était situé plus profond, pourquoi n'en garderait-il pas des traces minéralogiques (qui sont évidentes en Vanoise) ? On peut alors le concevoir en position structurale plus élevée que la Vanoise et participant peut-être ainsi à la genèse des hautes pressions en Vanoise. Ceci remettrait totalement en cause le modèle de Caby et al. (1979) en assignant un caractère relativement tardif vis-à-vis des hautes pressions aux cisaillements à pendages Ouest ("rétrocharriage"), tout en reconnaissant que ces cisaillements sont encore postérieurement tronqués par l'unité supérieure des Schistes lustrés.

Ceci reviendrait à concevoir l'évolution de la marge orientale du conti-

ment européen comme la surrection et le chevauchement vers l'Ouest (à pendage souvent très raide) d'éléments de socle, migrant avec le temps d'Est en Ouest : tout d'abord charriage d'unités océaniques sur le Grand Paradis (obduction ? subduction ? Tout dépend de la zone Sesia), puis rapprochement Grand Paradis-Vanoise, Vanoise-zone houillère... Les phénomènes mis en jeu sont alors purement continentaux et c'est là le caractère très original du métamorphisme haute pression de Vanoise, vis-à-vis de celui du Grand Paradis par exemple. Le contraste paragénétique entre ces deux domaines de haute pression est flagrant, les "schistes bleus de haute température" étant exclusivement liés au phénomène de "subduction s.l." ; mais il n'est pour l'instant pas possible de quantifier cette différence.

Dans l'état actuel des connaissances, il est donc difficile d'en dire plus. Les modalités précises de l'apparition de hautes pressions en Vanoise ne sont pas comprises. Nous sommes à un point où l'on ne peut plus se contenter de modèles simplistes, mais où l'on n'a pas encore assez de données pour appréhender les phénomènes dans leur complexité et donc les comprendre. Ce travail est un pas dans ce sens, il ne propose pas un schéma, mais pose d'autres questions et appelle de nouvelles études aussi bien expérimentales que radiochronologiques, pétrographiques ou sédimentologiques. Il désigne quelques secteurs-clefs : la bordure interne de la Vanoise et les unités supérieures des Schistes lustrés, le passage du Grand Paradis à la zone Sesia qui montre un domaine métamorphisé également dans le faciès "schistes bleus de haute température" au Crétacé supérieur, mais dont l'histoire semble s'être arrêtée là, ce que tous les modèles ignorent.

Sans cela, tout ne resterait que conjectures.

BIBLIOGRAPHIE DE LA 3ème PARTIE

- BAHEZRE D., MICHEL R., VIALON P. (1965). Bull. Soc. fr. Minér. Crist. 88, 267, 272.
- BEARTH P. (1959). Schw. Min. Petr. Mitt. 39, 267-286.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZICKER J.C. et KRUMMENACHER D. (1974). Contrib. Mineral. Petrol., 47, 7-26.
- CABY R., KIENAST J-R. et SALIOT P. (1979). Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. XX, 307-322.
- CHOPIN C. et MALUSKI H. (1978). Bull. Soc. géol. France, 7, XX, n° 5 sous presse.
- DALRYMPLE G.B. et LANPHERE M.A. (1971). Earth Planet. Sci. Lett., 12, 300-308.
- DELALOYE M. et DESMONS J. (1976). Contrib. Mineral. Petrol., 57, 297-303.
- ELLENBERGER F. (1958). Mém. explic. Carte géol. France, 561 p.
- GUITARD G. et SALIOT P. (1971). Bull. Soc. fr. Minér. Crist., 94, 507-523.
- HUNZICKER J.C. (1974). Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 31, 55 p.
- KIENAST J-R. (1976). 4ème R.A.S.T. Paris, résumé, p. 241.
- KRUMMENACHER D. et EVERNDEN J.F. (1960). Schw. Min. Petr. Mitt., 40, 267-277.
- MALUSKI H. (1977). Thèse d'Etat. Université de Montpellier.
- MALUSKI H. et GUEIRARD (1978). C. R. Acad. Sci. Paris, D. 287, 195-198.
- MERRIHUE C. (1965). Trans. Amer. Geophys. Un. 46, 125 (résumé).
- TURNER G. (1968). in Origin and distribution of the elements. Ahrens éd. (Pergamon New-York) 387.
- TURNER G., MILLER J.A. et GRASTY R.L. (1966). Earth Planet. Sci. Letter, 1, 155.
- VIALETTE Y. et VIALON P. (1964). Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 25, 91-99.

ANNEXES

- Planches photographiques.
- Analyses de roches : tableaux I et II.
- Analyses de minéraux regroupées par roches : 24 tableaux.
- Résultats radiochronologiques : tableaux IV à VII.

ILLUSTRATIONS

Le talc en milieu ferrifère

1. L'association talc-almandin (8-23)

Entre trois gros grenats presque totalement chloritisés apparaît la trame de la roche, constituée de quartz + talc + magnétite. Quelques petites pseudomorphoses allongées et opaques (en bas à gauche) pourraient provenir de deerite.

La longueur L de la vue est 4,5 mm.

2. L'association talc-deerite (8-23)

Même lame mince. Dans le fond de talc (+ quartz) un rhomboédre d'ankérite contient de nombreuses aiguilles opaques de deerite. Elles y sont en reliques blindées.

L = 2,2 mm.

3. L'association talc-hématite-chloritoïde (6-273)

Dans un fond chloriteux se distinguent :

- un chloritoïde déstabilisé en chlorite + paragonite,
- des lamelles sinueuses d'hématite,
- des amandes de quartz où le talc est exclusivement localisé.

L = 2,2 mm.

4. L'association talc-magnétite-chloritoïde (7-230)

Noter le contact très franc entre le talc et les autres minéraux, en haut à droite en particulier.

L = 2,2 mm.

5. L'association talc-chloritoïde-crossite (7-230)

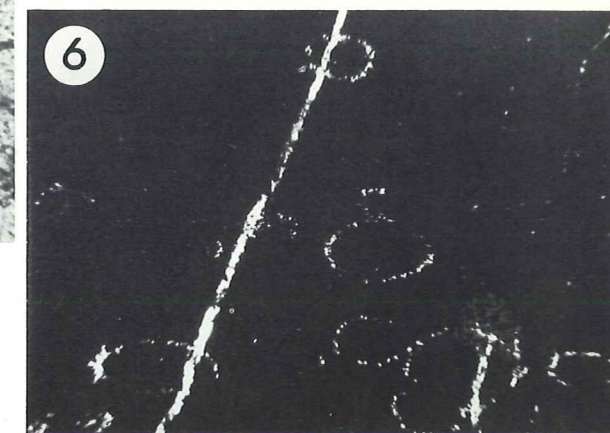
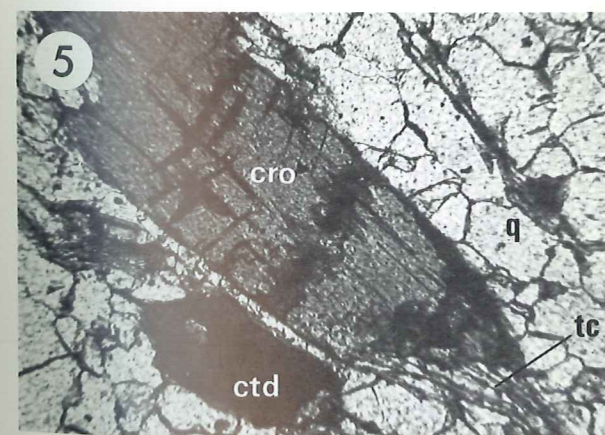
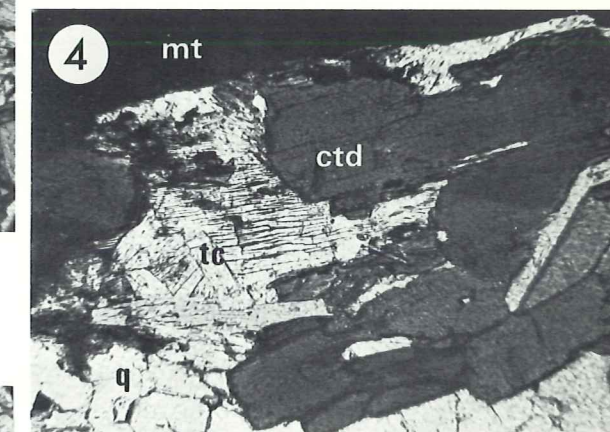
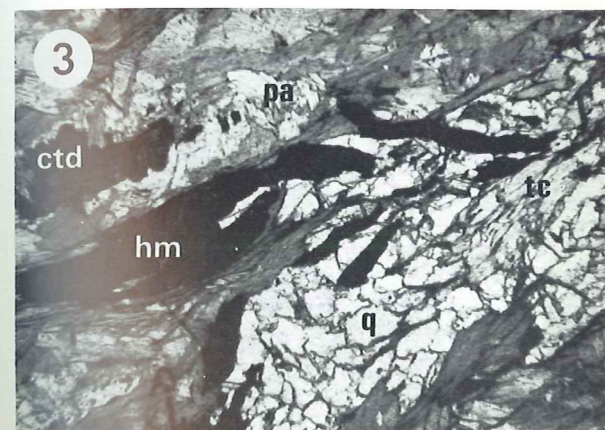
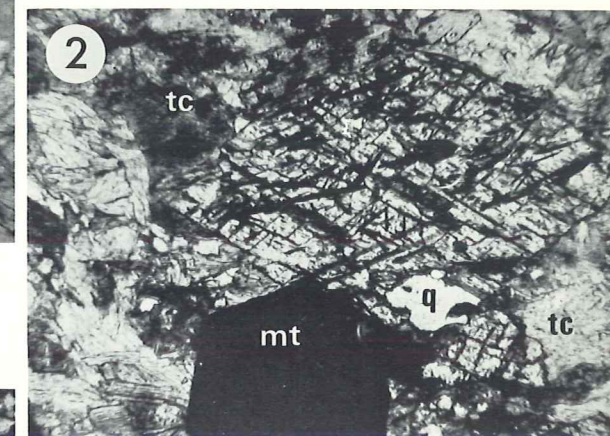
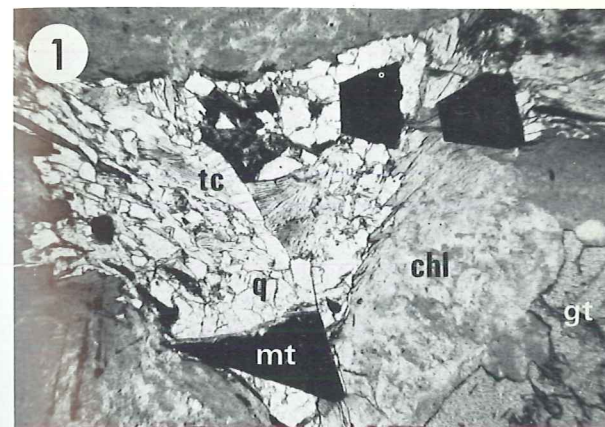
Noter le début de déstabilisation de l'amphibole, dans les fentes transverses : on y devine de petites sections d'octaèdres de magnétite dans un fond sombre de chlorite (+ albite?)

L = 2,2 mm.

6. Radiolaires (concentration manganésifère du Villaron).

Leurs tests sont conservés (en quartz) dans une masse de braunite recoupée par un filonnet de quartz. La braunite n'a pas été déterminée dans cette section, mais dans toutes les autres provenant de ce gisement. Cette observation indiquerait que la braunite est le minéral de précipitation primaire.

L = 1 mm.



7. Association glaucophane - chloritoïde - grenat (7-170)

Noter le début de rétro-morphose aux joints de grains.
L = 4,4 mm.

8. Evolution du chimisme des phengites (6-348)

La phengite 1, précoce, incluse dans le chloritoïde est en $Si_{3,6}$.

La phengite 2, typomorphe, dans la foliation, est en $Si_{3,5}$.

La phengite 3, corrodant le chloritoïde, est en $Si_{3,35}$.

Se reporter au tableau d'analyses.

L = 500 μ .

9. Association crossite - chloritoïde - grenat (6-348)

Noter encore le début de rétro-morphose de l'amphibole, en biotite verte (+ albite?). La présence de biotite est corrélée à celle de phengite primaire.

L = 4,4 mm.

10. Déstabilisation de l'association glaucophane - chloritoïde (6-269)

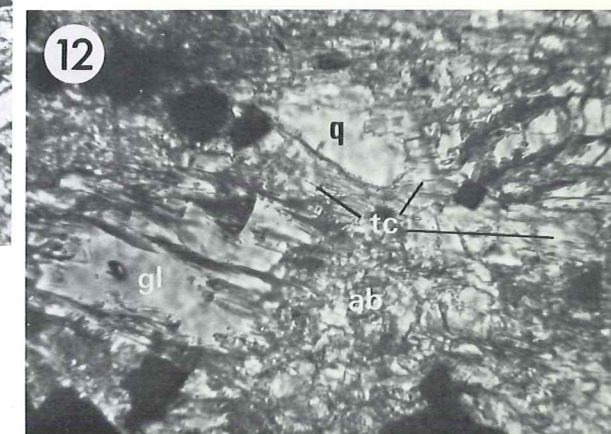
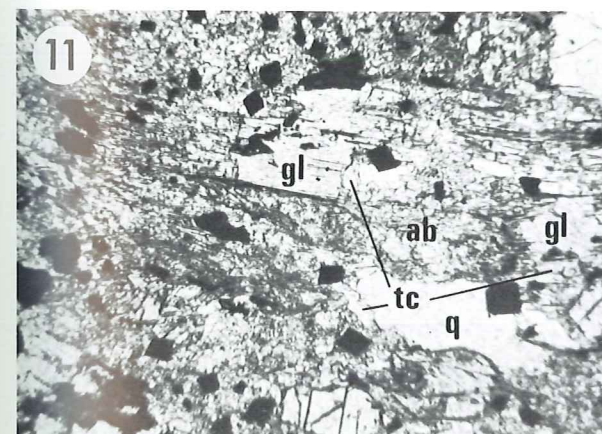
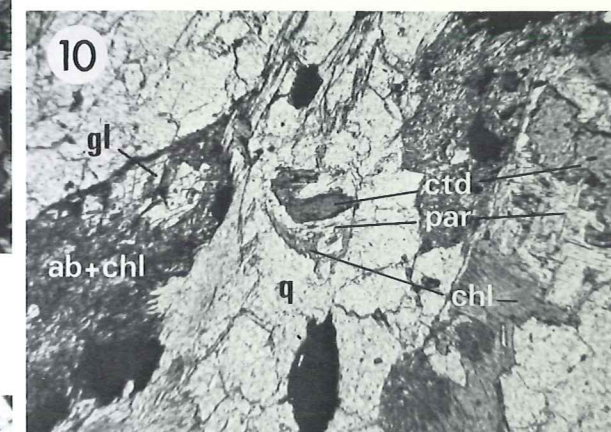
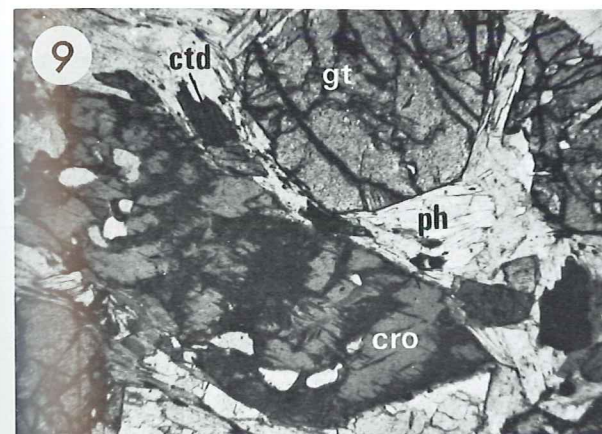
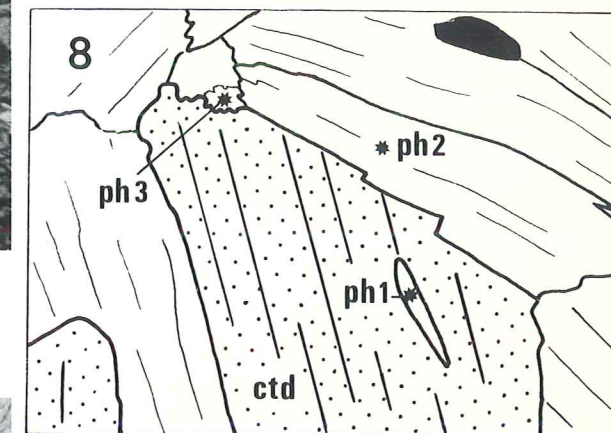
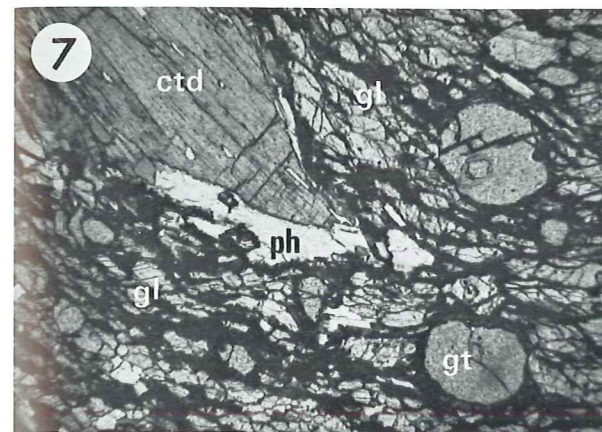
Déstabilisation typique du chloritoïde en présence de glaucophane : la pseudomorphose est constituée de paragonite au coeur, entourée de chlorite. L'amphibole est partiellement pseudomorphosée en albite + chlorite (+ magnétite), la chlorite étant également concentrée en bordure. Voir la figure 2-25 pour l'interprétation.

L = 1 mm.

11 et 12. Déstabilisation de l'association glaucophane - quartz (6-355)

Le fond de la roche est constitué d'un très fin mélange d'albite, talc et magnétite, produits de la déstabilisation de glaucophane et quartz dont il subsiste des reliques. L'absence de chlorite est caractéristique. Noter le plus grand développement du talc sur le quartz.

Dans 11, L = 4,4 mm ; dans 12, L = 1 mm.



Les chloritites à chloritoïde du socle

13. Margarite en relique blindée dans le chloritoïde (7-23)

Noter en bordure la déstabilisation commune de ces deux minéraux en muscovite + chlorite.

L = 1 mm

14. Transformation de la margarite (7-23)

A l'intérieur du cristal de chloritoïde, la margarite est saine. A l'extérieur du cristal elle semble pseudomorphosée en phengite. Le contact est très bien marqué. L'évolution du chimisme est traduite par les 4 analyses indiquées (voir tableau d'analyses).

L = 1 mm.

15. Pseudomorphose rectangulaire dans le chloritoïde (6-298 b)

Elle est constituée de muscovite, paragonite et de zoïsite déchiquetée. Elle pourrait provenir de lawsonite ou de zoïsite, mais la zoïsite présente ailleurs dans la lame n'a pas subi ce sort-là. Noter en bordure du chloritoïde la déstabilisation très caractéristique en muscovite.

L = 2,2 mm.

16. Association talc - chloritoïde - margarite - quartz (GP 9)

La trame de la roche est constituée de quartz finement polygonal et grandes lamelles de talc (et de rare chlorite primaire). Elle apparaît entre de grandes pseudomorphoses de chloritoïde (+ margarite). Dans ces pseudomorphoses la chlorite est très dominante, de la phlogopite y est associée, de plus en plus alumineuse du bord vers le centre où elle est remplacée par la muscovite.

L = 4,4 mm.

17. Pseudomorphose du chloritoïde en corindon + chlorite (GP 12)

Le cristal de chloritoïde est traversé par une zone chloriteuse de plus faible relief où de très fins grains de corindon soulignent les anciens clivages du chloritoïde.

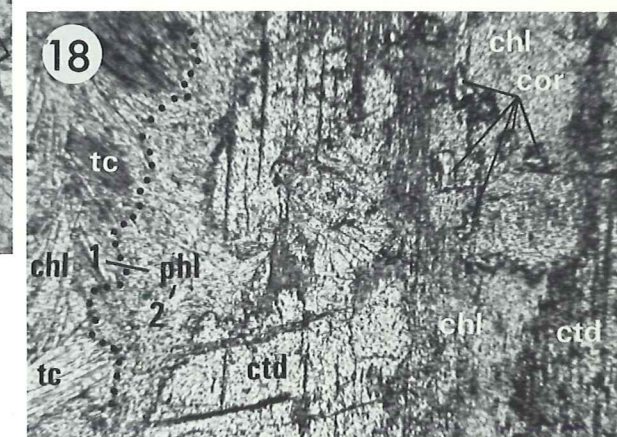
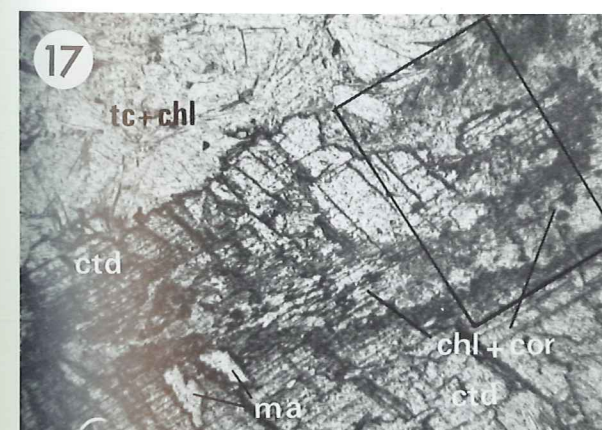
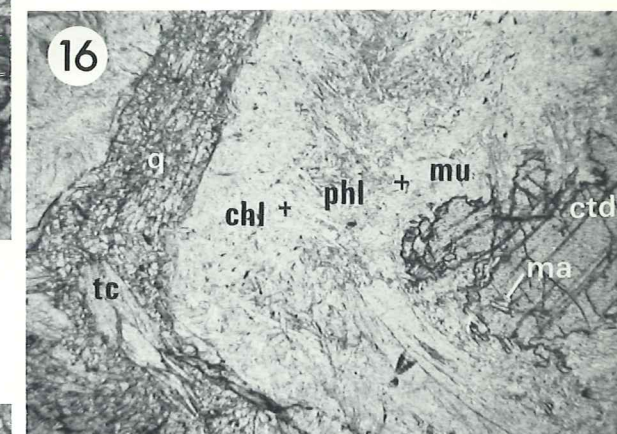
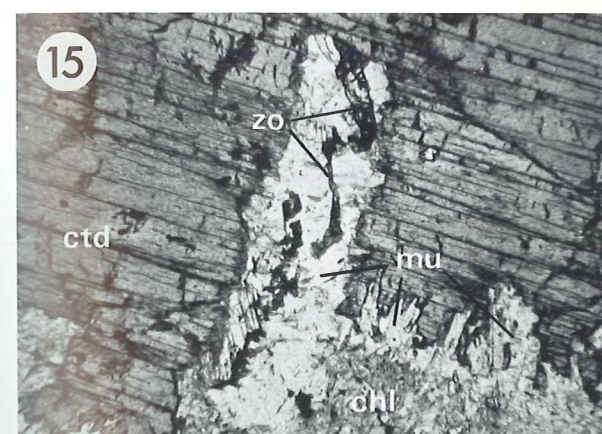
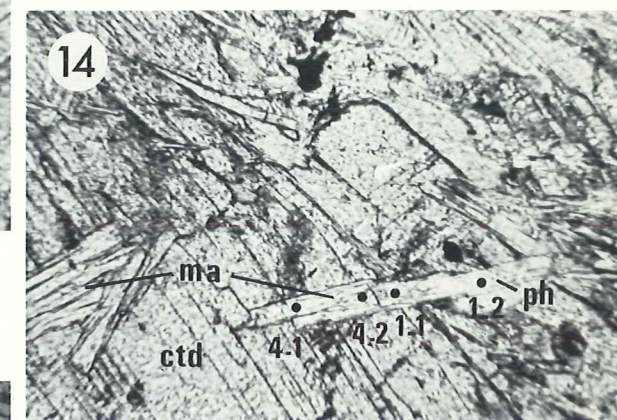
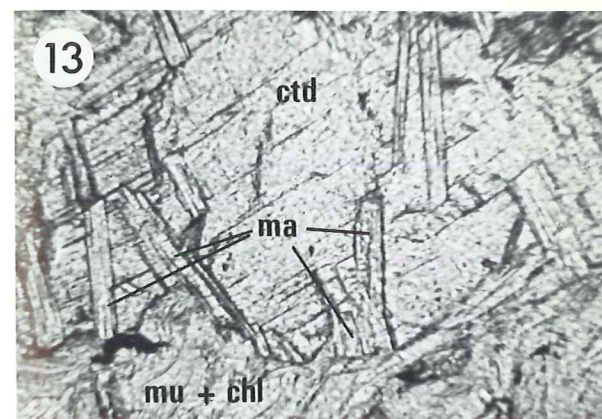
Dans la partie droite (agrandie en 18) le corindon est regroupé en plus gros grains.

L = 4,4 mm.

18. Idem. Agrandissement du précédent.

A droite, à l'intérieur du cristal de chloritoïde, la déstabilisation en corindon et chlorite. A gauche, en bordure du cristal, une frange de phlogopite puis un liseré de grains de quartz (points noirs) recourent les lamelles de talc et chlorite primaires du fond de la roche.

L = 500 μ .



DEUX PARAGENESES DE HAUTE PRESSION

19. L'ASSOCIATION TALC-PHENGITE (+ chlorite + quartz) 7-172

Images X de distribution des éléments. La forte teneur en fer du talc apparaît nettement.

L = 400 μ

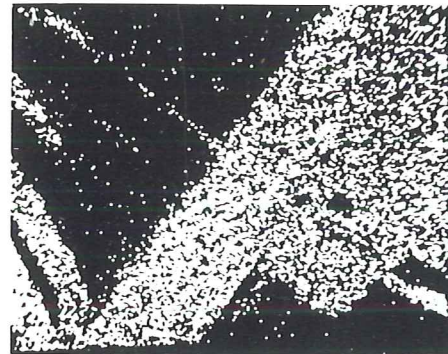
20. L'ASSOCIATION TALC-PARAGONITE (+ quartz) GP 2

Images X de distribution des éléments. Le problème de l'incorporation de Na par le talc serait à réexaminer.

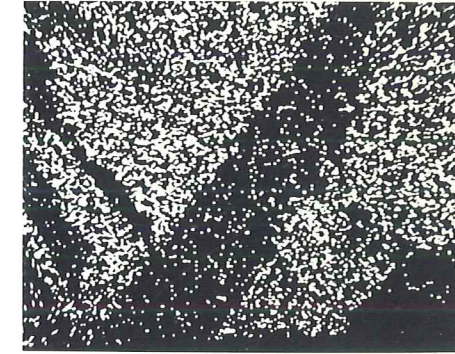
L = 250 μ

19

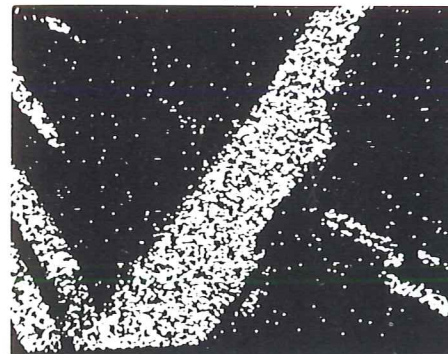
Al



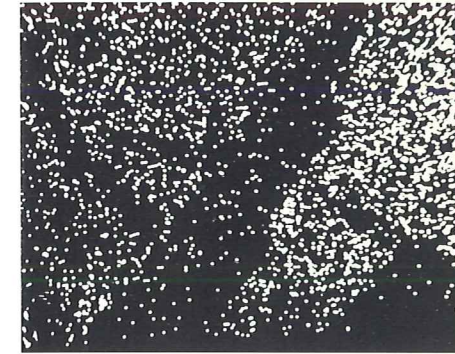
Mg



K

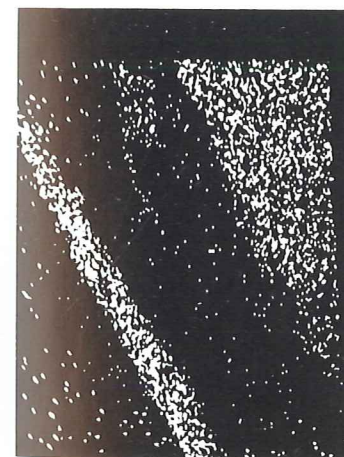


Fe

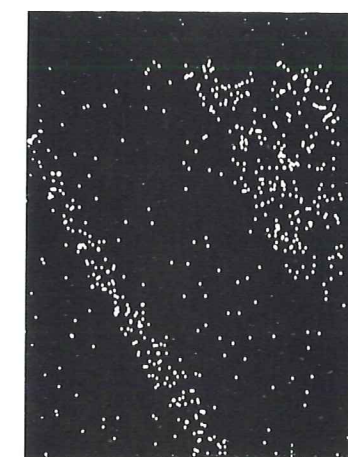


20

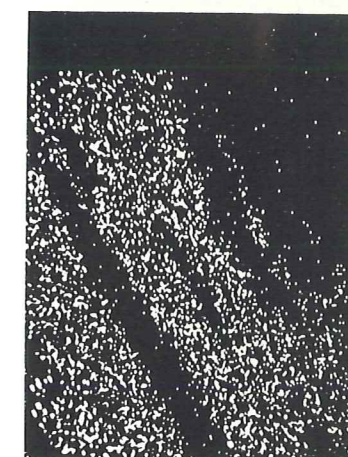
Al



Na



Mg



ANALYSES DE ROCHES

Tableau I : socle Grand Paradis

7-20^b, 6-298^a, 6-298^b, 7-23 : banc de chloritite à chloritoïde du replat des Evettes (cf. Bertrand, 1968). Une description détaillée de ces échantillons très analogues est donnée ailleurs (Chopin, 1977). Les deux premiers échantillons contiennent du grenat.

7-37 : même niveau, plus haut dans le flanc ouest du Mont Sêti (vers 2750 m), en éboulis. Macroscopiquement identique aux précédentes, cette roche se distingue par la présence de quartz et l'abondance du talc (cf tableau III). L'association talc-phengite y est superbement développée.

6-436 et 6-437 : prolongement de ce bancs alumineux vers l'Ouest, recoupé par la route EDF de l'Ecot au Criou.

6-437 est un chloritoschiste blanc pauvre en quartz, à grands chloritoïdes partiellement rétro-morphosés en paragonite + chlorite.
6-436 est adjacent à l'échantillon précédent et représente un banc plus riche en quartz et en phengite.

GP 2 et GP 18 : équivalent italien de la chloritite à chloritoïde, à la pointe des Eaux Rousses en Val Bardoney. Le quartz est peu abondant dans les deux échantillons, au contraire du talc. Dans GP2 la paragonite est associée au talc. Dans GP 18 le chloritoïde est partiellement déstabilisé en corindon + chlorite.

7-172^b : schiste glaucophanitique siliceux à chloritoïde, talc, phengite, chlorite, grenat. Au-dessus de Lécharenne, sommet des gneiss de Bonneval.

Tableau II : Schistes lustrés

6-348 : banc siliceux de l'unité inférieure. Flanc nord de l'Ouille du Midi - Grande richesse en tourmaline.

6-269 et 7-230 : quartzites à crossite et chloritoïde dans un banc siliceux de l'unité inférieure, à proximité d'une lentille de méta-basalte. Le Coin, au-dessus du Villaron, vers 2100 m.

6-355 : glaucophanite à quartz et chloritoïde. Déstabilisation de l'amphibole en talc-albite-magnétite. En bloc au pied de la face nord de l'Ouille du Midi.

6-60 : pélite carbonée à grenat et chloritoïde de la base de l'unité intermédiaire. Col des Reys, au pied de la paroi est de l'Ouille Noire.

	7-20 b	6-298 a	7-23	6-298 b	6-437	7-37	GP 2	GP 18	7-172 b	6-436
SiO ₂	32.49	33.77	35.72	36.50	42.86	43.71	43.95	32.36	51.06	67.61
Al ₂ O ₃	26.58	28.65	28.57	31.15	20.41	24.17	18.18	22.32	15.51	15.15
Fe ₂ O ₃	2.86	3.33	1.28	2.51	2.05	4.28	4.25	2.48	3.72	0.73
FeO	9.57	8.63	6.18	7.12	8.37	3.22	6.46	9.01	11.83	2.47
MnO	0.14	0.14	0.00	0.08	0.08	0.06	0.09	0.09	0.11	0.02
MgO	15.69	13.53	13.25	12.14	14.42	14.67	19.89	23.07	10.38	4.60
CaO	0.73	0.58	1.49	1.02	0.55	0.21	0.07	0.11	0.10	0.38
Na ₂ O	0.14	0.12	0.71	0.29	0.39	0.16	0.35	0.08	1.31	0.56
K ₂ O	3.08	3.08	3.48	4.04	1.50	2.64	0.00	0.25	0.46	4.24
TiO ₂	0.19	0.08	0.25	0.35	0.15	0.34	0.12	0.06	0.31	0.16
P ₂ O ₅	0.40	0.50	0.32	0.33	0.19	0.29	0.12	0.16	tr	0.18
H ₂ O	8.48	7.76	8.61	4.81	8.34	6.06	6.89	10.13	5.09	3.56
Total	100.35	100.09	99.86	100.34	99.31	100.13	100.37	100.12	99.88	99.66

- Analyses de roches. I : Le socle -

	6-348	6-269	7-230	6-355	6-60
SiO ₂	61.24	79.71	70.74	53.89	60.70
Al ₂ O ₃	15.54	5.50	9.66	15.52	17.06
Fe ₂ O ₃	4.82	3.16	3.64	4.76	2.18
FeO	7.68	4.14	5.47	6.06	6.19
MnO	0.23	0.05	0.07	0.14	0.48
MgO	2.02	2.51	6.11	9.36	2.47
CaO	0.73	0.02	0.07	0.47	0.42
Na ₂ O	0.58	0.40	0.08	4.45	0.89
K ₂ O	3.40	0.04	0.31	0.08	2.76
TiO ₂	0.45	0.15	0.21	0.75	0.24
P ₂ O ₅	0.08	0.03	0.04	0.22	0.04
H ₂ O	2.48	2.18	2.94	3.64	4.13
Total	99.25	98.39*	99.34	99.34	98.56

- Analyses de roches. II : Schistes lustrés -

* + 0,5% s.

8.23	Deer	Deer	Carb	Gt c	Gt b	Gt b	Chl	Chl ₁	Chl ₂	Tc ₁	Tc ₂	Tc ₃
SiO ₂	33.33	33.74		35.80	36.43	36.51	26.58	26.16	26.64	61.37	60.35	60.20
TiO ₂	4.17	2.69		0.24	0.26	0.23	0.19	0.21	0.18	0.09	0.14	0.12
Al ₂ O ₃	0.40	0.47		19.61	20.29	20.10	17.11	17.57	16.54		0.040	0.04
Fe ₂ O ₃	18.47	19.06		-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	32.44	33.47	14.37	29.37	33.05	31.27	26.62	26.84	25.78	9.08	12.39	12.42
MnO	1.22	1.18	2.71	5.46	1.73	1.16	0.57	0.36	0.24	0.02	0.06	0.13
MgO	2.01	1.95	9.62	0.74	1.31	1.60	15.32	15.57	15.85	25.58	23.20	22.99
CaO	0.27	0.29	27.20	5.48	4.73	6.52	-	-	-	-	-	-
Total	92.31	92.85	53.97	96.70	97.80	97.39	86.39	86.71	85.23	96.14	96.18	95.90
Si	11.909	12.042		3.006	3.017	3.017	2.878	2.825	2.910	4.004	4.000	4.003
Ti	1.121	0.722		0.015	0.015	0.015	0.015	0.017	0.015	0.004	0.007	0.006
Al	0.169	0.198		1.942	1.981	1.955	2.184	2.237	2.130		0.003	0.003
Fe ³⁺	4.967	5.119										
Fe ²⁺	9.694	9.991	0.208	2.063	2.290	2.159	2.411	2.424	2.355	0.495	0.687	0.691
Mn	0.369	0.357	0.040	0.388	0.119	0.079	0.052	0.033	0.022	0.001	0.003	0.007
Mg	1.070	1.037	0.248	0.091	0.159	0.199	2.472	2.505	2.580	2.487	2.292	2.278
Ca	0.103	0.111	0.505	0.494	0.418	0.576						
Σ cat.	29.402	29.577	1.000				10.012	10.040	10.011	6.992	6.992	6.989

7.38	Carb	Ctd c	Ctd b	ChI II	ChI ₁	ChI ₂	ChI ₃	Tc ₁	Tc ₂
SiO ₂	-	24.86	25.06	23.02	28.61	28.21	28.15	60.79	60.42
TiO ₂	-	0.11	0.13	-	0.13	0.11	0.13	0.12	0.11
Al ₂ O ₃	-	42.22	42.52	27.06	20.12	20.35	20.43	0.19	0.22
FeO	12.05	15.53	14.50	15.93	7.46	7.54	8.01	2.95	3.27
MnO	0.23	0.16	0.08	0.09	0.03	0.05	0.07	0.05	0.02
MgO	36.36	7.82	8.57	16.93	27.72	26.87	26.80	28.36	28.04
CaO	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00
Total	48.75	90.70	90.86	83.03	84.07	83.13	83.59	92.46	92.08
Si		2.001	1.999	2.432	2.849	2.842	2.829	4.007	4.005
Ti		0.005	0.010		0.010	0.008	0.010	0.006	0.005
Al		4.002	3.998	3.370	2.362	2.417	2.420	0.015	0.017
Fe	0.156	1.044	0.968	1.407	0.621	0.635	0.673	0.163	0.181
Mn	0.003	0.010	0.005	0.008	0.003	0.004	0.006	0.003	0.001
Mg	0.839	0.938	1.021	2.665	4.114	4.034	4.013	2.786	2.770
Ca	0.002								
Σ cat.	1.000			9.883	9.960	9.941	9.951	6.979	6.981

6.298 b	Ctd	Ctd	Ch1	Ma	Mus	Mus	Zoī
SiO ₂	24.20	24.51	25.18	29.68	47.72	45.23	39.09
TiO ₂	0.08	0.04	0.10	0.03	-	-	0.10
Al ₂ O ₃	40.33	40.99	22.97	50.29	32.67	33.64	32.49
Fe ₂ O ₃							0.72
FeO	21.81	18.12	17.86	0.47	0.82	0.42	
MnO	0.42	0.00	-	-	-	-	-
MgO	4.15	6.29	18.49	0.38	1.45	1.17	0.03
CaO	0.03	0.01	-	11.65	-	-	24.08
Na ₂ O	-	-	-	0.95	0.64	0.98	-
K ₂ O	-	-	-	-	10.59	10.16	-
Total	91.02	89.96	84.60	93.45	93.89	91.60	96.51

Si	2.004	2.014	2.638	2.007	3.212	3.120	3.008
Ti	0.005	0.005	0.008	0.002			0.006
Al	3.933	3.968	2.837	4.008	2.592	2.736	2.947
Fe ³⁺							0.042
Fe ²⁺	1.511	1.244	1.565	0.027	0.046	0.024	
Mn	0.030						
Mg	0.512	0.770	2.887	0.038	0.145	0.120	0.003
Ca	0.005			0.844			1.985
Na				0.125	0.084	0.131	
K					0.909	0.894	
Σ cat.			9.935	7.050	6.988	7.025	7.992

6.298 c	Ctd c	Ctd b	Ctd	Ma	Ma	Ma	Ma	Ch1	Ch1	Phe	Par
SiO ₂	24.40	24.61	24.71	30.57	30.51	30.65	30.40	27.14	27.15	51.53	46.73
TiO ₂	0.07	0.08	0.09	0.07	0.04	0.05	0.06	0.08	0.12	0.22	0.04
Al ₂ O ₃	41.34	41.08	41.81	51.38	51.54	50.64	51.08	20.97	22.07	25.88	39.34
Fe ₂ O ₃											0.11
FeO	20.02	21.07	18.63	0.38	0.24	0.58	0.32	14.48	14.88	1.10	
MnO	0.24	0.28	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	5.24	4.50	6.03	0.30	0.14	0.45	0.23	22.92	21.33	3.92	0.33
CaO	-	-	-	11.90	11.87	11.77	11.98	-	-	-	0.23
Na ₂ O	-	-	-	1.09	1.75	0.98	1.70	-	-	0.00	7.00
K ₂ O	-	-	-	0.02	0.04	0.01	0.03	-	-	11.43	1.62
Total	91.31	91.62	91.49	95.71	96.13	95.13	95.80	85.59	85.55	94.08	95.40

Si	1.993	2.017	2.000	2.017	2.009	2.035	2.010	2.758	2.760	3.473	2.993
Ti	0.005	0.005	0.005	0.003	0.002	0.002	0.003	0.006	0.009	0.011	0.002
Al	3.980	3.966	3.990	3.997	4.001	3.964	3.982	2.513	2.645	2.056	2.970
Fe ³⁺											0.005
Fe ²⁺	1.369	1.442	1.260	0.021	0.013	0.032	0.018	1.231	1.265	0.062	
Mn	0.015	0.020	0.015								
Mg	0.638	0.551	0.730	0.030	0.014	0.045	0.023	3.472	3.231	0.394	0.031
Ca				0.841	0.837	0.837	0.849				0.016
Na				0.139	0.223	0.126	0.218				0.869
K				0.002	0.003	0.001	0.003			0.983	0.132
Σ cat.				7.051	7.102	7.043	7.106	9.979	9.909	6.979	7.019

7.23	Ctd 1	Ctd 2	Chlo 1	Chlo 2	Ma 1	Ma 2	Ma 3	Ma 4-1	Ma 4-2	Ph 1-1	Ph 1-2	Ph 3	Par
SiO ₂	25.42	25.55	27.60	27.12	30.02	33.17	34.35	30.54	33.32	48.58	51.70	52.45	46.29
TiO ₂	0.13	0.09	0.12	0.10	0.06	(0.10)	(0.10)	0.13	0.12	0.29	0.32	0.24	0.11
Al ₂ O ₃	42.66	42.62	21.54	21.15	50.90	48.34	48.27	50.89	49.10	31.33	25.93	26.69	40.10
Fe ₂ O ₃										0.60	1.03	0.85	
FeO	15.34	14.78	9.51	11.37	0.31	(0.30)	(0.20)	0.35	0.40	0.29	0.23	0.19	0.05
MnO	0.23	0.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	7.93	8.14	27.46	25.74	0.25	0.16	0.08	0.24	0.20	2.41	4.62	4.49	0.14
CaO	-	-	-	-	12.20	9.74	8.24	12.62	10.85'	0.04	0.03	0.03	0.33
K ₂ O	-	-	-	-	0.03	(0.10)	(0.10)	0.04	0.20	10.30	10.87	10.92	0.60
Na ₂ O	-	-	-	-	0.64	2.41	3.81	0.44	1.23	0.43	0.00	0.09	6.80
Total	91.71	91.36	86.23	85.48	94.41	94.32	95.15	95.25	95.42	94.27	94.73	95.95	94.42

Si	2.016	2.027	2.714	2.719	2.008	2.207	2.261	2.025	2.192	3.248	3.448	3.447	2.974
Ti	0.008	0.005	0.009	0.008	0.003	0.005	0.005	0.006	0.006	0.015	0.016	0.012	0.005
Al	3.988	3.986	2.497	2.499	4.013	3.792	3.746	3.978	3.808	2.469	2.039	2.068	3.037
Fe ³⁺										0.030	0.052	0.042	
Fe ²⁺	1.017	0.981	0.782	0.953	0.017	0.017	0.011	0.019	0.022	0.016	0.013	0.010	0.003
Mn	0.015	0.012											
Mg	0.937	0.962	4.025	3.845	0.025	0.016	0.008	0.024	0.020	0.240	0.459	0.440	0.013
Ca					0.874	0.695	0.581	0.897	0.765	0.003	0.002	0.002	0.023
Na					0.083	0.311	0.486	0.057	0.157	0.056		0.011	0.847
K					0.003	0.008	0.008	0.003	0.17	0.878	0.925	0.916	0.049
Σ cat.	7.982	7.974	10.028	10.024	7.026	7.051	7.108	7.009	6.985	6.955	6.953	6.949	6.951

7.172	Gt b	Gt c	Ctd	Ctd	G1	G1	Ch1	Ph	Tc	Tc
SiO ₂	37.07	36.97	24.29	24.04	58.50	58.71	27.55	51.44	59.93	61.21
TiO ₂	0.17	0.17	0.08	0.08	0.05	0.04	0.07	0.16	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	21.12	20.81	40.82	40.33	12.19	12.31	19.61	26.28	0.30	0.75
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	0.82	1.25	-	-	-	-
FeO	35.43	36.64	19.69	20.63	6.92	7.74	17.15	1.38	8.42	6.22
MnO	0.54	1.18	0.13	0.17	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	4.71	2.87	5.39	4.67	10.94	10.82	21.32	3.87	24.95	26.50
CaO	0.65	1.04	0.01	0.01	0.04	0.04	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	7.42	7.34	-	0.28	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	0.04	0.04	-	10.56	-	-
Total	99.69	99.68	90.41	89.93	96.92	98.30	85.72	93.97	93.61	94.69

Si	2.968	2.996	2.000	2.004	7.966	7.922	2.836	3.460	4.004	3.997
Ti	0.010	0.010	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.008	0.001	
Al	1.992	1.988	3.965	3.962	1.957	1.958	2.380	2.084	0.024	0.058
Fe ³⁺					0.084	0.127				
Fe ²⁺	2.372	2.485	1.356	1.438	0.788	0.873	1.476	0.078	0.471	0.340
Mn	0.038	0.083	0.010	0.010		0.001	0.002			
Mg	0.563	0.346	0.663	0.581	2.220	2.176	3.270	0.388	2.484	2.579
Ca	0.058	0.093			0.006	0.006				
Na					1.959	1.920		0.037		
K					0.007	0.007		0.906		
Σ cat.					14.991	14.995	9.969	6.961	6.983	6.974

Z170	Ctd 1	Ctd 2	Gt c	Gt b	Gl	Gl	Chlo	Phe 1	Phe 2	Par
SiO ₂	24.65	24.65	37.22	37.60	59.95	59.45	27.45	52.43	53.36	46.87
TiO ₂	0.15	0.13	0.25	0.21	0.12	0.15	0.16	0.29	0.24	0.17
Al ₂ O ₃	41.44	41.58	20.50	20.77	12.21	12.00	20.26	25.84	24.55	39.69
Fe ₂ O ₃					0.75	0.80				1.40
FeO	21.32	20.77	35.38	35.88	6.97	7.92	20.09	2.34	1.88	
MnO	0.12	0.11	1.71	0.77	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
MgO	4.51	4.84	3.21	3.82	10.81	9.77	19.42	3.41	4.48	0.26
CaO	0.06	0.06	1.07	0.85	0.10	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	-	-	-	-	7.47	7.27	-	0.26	0.27	6.52
K ₂ O	-	-	-	-	0.07	0.07	-	9.93	10.09	0.83
Total	92.25	92.14	99.34	99.90	98.45	97.58	87.38	94.55	94.87	95.74

Si	2.004	2.000	3.021	3.024	8.024	8.058	2.811	3.503	3.548	2.980
Ti	0.010	0.010	0.015	0.014	0.012	0.015	0.012	0.015	0.012	0.008
Al	3.973	3.980	1.962	1.966	1.927	1.918	2.446	2.035	1.924	2.975
Fe ³⁺					0.076	0.082				0.067
Fe ²⁺	1.451	1.410	2.401	2.411	0.780	0.898	1.721	0.131	0.105	
Mn	0.010	0.010	0.117	0.053				0.003		
Mg	0.547	0.585	0.390	0.459	2.156	1.974	2.964	0.340	0.035	0.804
Ca	0.005	0.005	0.093	0.072	0.014	0.022				
Na	-				1.938	1.910		0.034	0.035	0.804
K					0.012	0.012		0.846	0.856	0.067
Σ cat.					14.938	14.888	9.954	6.905	6.923	6.926

7.14	Ctd 1	Ctd 2	G1 1	G1 2	G1 3	Ph 1	Ph 2	"Bio"	Tc
SiO ₂	24.20	24.73	59.45	58.68	59.37	53.38	52.92	38.53	59.67
TiO ₂	0.16	0.11	0.13	0.12	0.14	0.24	0.27	0.23	0.11
Al ₂ O ₃	40.39	40.95	12.29	12.15	12.09	24.32	24.03	14.09	0.69
Fe ₂ O ₃			0.85	0.90	1.25				
FeO	21.58	21.41	8.71	9.30	8.60	2.44	2.18	15.52	9.41
MnO	0.28	0.15	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	4.46	4.33	9.98	9.77	10.27	4.18	4.27	15.71	24.43
CaO	-	-	0.16	0.11	0.09	-	-	0.56	-
Na ₂ O	-	-	7.59	7.54	7.66	0.14	0.04	0.10	-
K ₂ O	-	-	0.04	0.05	0.06	10.44	10.43	6.14	-
Total	91.07	91.68	99.25	98.65	99.53	95.14	94.14	90.88	94.31

Si	2.000	2.031	7.971	7.945	7.948	3.554	3.558	2.957	3.978
Ti	0.010	0.005	0.013	0.012	0.014	0.012	0.014	0.013	0.006
Al	3.931	3.958	1.943	1.939	1.908	1.909	1.905	1.275	0.054
Fe ³⁺			0.086	0.092	0.126				
Fe ²⁺	1.489	1.469	0.977	1.053	0.963	0.136	0.123	0.996	0.525
Mn	0.020	0.010	0.006	0.003					
Mg	0.551	0.527	1.994	1.972	2.049	0.415	0.428	1.797	2.427
Ca			0.023	0.016	0.013			0.046	
Na			1.973	1.979	1.988	0.018	0.005	0.015	
K			0.007	0.009	0.010	0.887	0.895	0.601	
Σ cat.			14.992	15.021	15.020	6.931	6.926	7.700	6.989

GP 2	Ctd c	Ctd b	Ch1 I	Ch1 II	Par	Par	Tc
SiO ₂	24.75	24.39	27.24	26.00	46.39	46.30	60.71
TiO ₂	0.04	0.06	0.07	0.21	0.07	0.07	0.04
Al ₂ O ₃	41.40	41.48	20.27	21.73	38.41	38.55	0.47
Fe ₂ O ₃					0.20	0.00	
FeO	18.63	18.16	14.14	13.96			4.90
MnO	0.13	0.22	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
MgO	6.16	6.35	22.94	21.72	0.26	0.34	26.73
CaO	-	-	-	-	0.20	0.12	-
Na ₂ O	-	-	-	-	6.56	6.42	-
K ₂ O	-	-	-	-	0.62	1.09	-
Total	91.11	90.66	84.66	83.68	92.71	92.89	92.85

Si	2.011	1.988	2.795	2.700	3.030	3.024	4.017
Ti	0.005	0.005	0.005	0.016	0.003	0.003	0.002
Al	3.963	3.985	2.452	2.660	2.958	2.968	0.037
Fe ²⁺	1.264	1.239	1.213	1.212			0.271
Mn	0.010	0.015		0.005			
Mg	0.747	0.769	3.508	3.361	0.025	0.033	2.636
Ca					0.014	0.008	
Na					0.831	0.813	
K					0.052	0.091	
Σ cat.			9.974	9.954	6.923	6.941	6.963

GP5	Ctd b	Ctd c	Ctd ₂	Gl ₁ c	Gl ₂	Gl ₁ b	Par	Tc	Tc
SiO ₂	24.26	24.17	24.54	59.15	59.38	59.47	45.49	60.03	60.34
TiO ₂	0.16	0.15	0.08	0.08	0.08	0.09	0.10	0.07	0.09
Al ₂ O ₃	41.27	41.10	41.24	12.39	12.50	12.22	39.67	0.39	0.30
Fe ₂ O ₃				0.30	0.05	0.48	0.21		
FeO	17.27	17.49	16.64	4.88	5.32	4.72		4.85	4.69
MnO	0.15	0.22	0.23						
MgO	6.31	6.28	6.46	12.45	12.17	12.43	0.00	27.29	27.29
CaO	-	-	-	0.33	0.19	0.27	0.13	-	-
Na ₂ O	-	-	-	6.94	6.97	6.99	7.27	-	-
K ₂ O	-	-	-	0.07	0.05	0.06	0.36	-	-
Total	89.42	89.41	89.19	96.59	96.71	96.73	93.23	92.63	92.71

Si	1.995	2.002	2.024	7.982	8.005	8.008	2.962	3.988	4.000
Ti	0.010	0.010	0.005	0.008	0.008	0.009	0.005	0.003	0.004
Al	4.000	4.015	4.012	1.971	1.987	1.940	3.045	0.031	0.023
Fe ³⁺				0.030	0.005	0.049	0.010		
Fe ²⁺	1.206	1.190	1.151	0.551	0.600	0.532		0.269	0.260
Mn	0.015	0.010	0.015						
Mg	0.774	0.773	0.794	2.504	2.445	2.495		2.702	2.696
Ca				0.048	0.027	0.039	0.009		
Na				1.816	1.821	1.825	0.918		
K				0.012	0.009	0.010	0.030		
Σ cat.				14.922	14.907	14.906	6.979	6.993	6.984

GP 9	Tc	Ctd	Marg 1	Marg 2	Chlo I	Chlo II	Musc	Phlo 1	Phlo 2
SiO ₂	62.62	24.77	30.98	31.69	28.77	26.56	46.29	37.90	42.81
TiO ₂	0.00	0.08	0.04	0.09	0.03	0.13	0.28	0.88	0.54
Al ₂ O ₃	1.68	41.82	51.14	49.99	21.16	22.57	36.99	17.84	15.24
FeO	3.84	18.29	0.39	0.39	11.13	12.56	0.58	9.30	6.62
MnO	-	0.29	-	-	-	-	-	-	-
MgO	28.33	5.77	0.79	0.78	25.29	23.09	0.55	18.29	21.72
CaO	-	-	9.84	9.43	-	-	-	-	0.04
Na ₂ O	-	-	1.78	1.96	-	-	0.56	0.00	0.00
K ₂ O	-	-	0.04	0.04	-	-	9.68	9.81	9.55
Total	96.50	91.02	95.00	94.37	86.38	84.91	94.93	94.02	96.52

Si	3.966	2.012	2.050	2.107	2.836	2.692	3.059	2.780	2.991
Ti		0.005	0.002	0.005	0.002	0.010	0.014	0.049	0.028
Al	0.125	4.004	3.989	3.919	2.459	2.697	2.882	1.543	1.255
Fe	0.203	1.242	0.022	0.022	0.918	1.065	0.032	0.571	0.387
Mn		0.020							
Mg	2.674	0.698	0.078	0.077	3.716	3.487	0.054	1.999	2.262
Ca			0.698	0.672					0.003
Na			0.228	0.253			0.072		
K	0.002		0.003	0.003			0.816	0.918	0.851
Σ cat.	6.972	7.981	7.070	7.057	9.932	9.950	6.930	7.859	7.778

GP 12	Ctd	Ch1 II ₁	Ch1 II ₂	Ch1 I	Tc	Ma	Ph1 1	Ph1 2
SiO ₂	25.02	24.71	24.54	28.78	59.65	30.60	40.84	36.58
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	41.40	24.64	24.05	20.51	1.12	49.38	14.65	20.12
FeO	16.29	15.65	13.22	10.09	3.87	0.43	5.99	7.28
MnO	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	7.17	17.85	21.07	25.50	27.12	0.62	20.97	18.48
CaO	-	-	-	-	-	10.10	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	1.73	0.21	0.25
K ₂ O	-	-	-	-	-	0.03	8.53	8.99
Total	90.04	82.85	82.88	84.88	91.76	92.89	91.19	91.70

Si	2.035	2.607	2.563	2.872	3.978	2.074	3.005	2.712
Al	3.973	3.065	2.961	2.413	0.088	3.945	1.271	1.759
Fe ²⁺	1.111	1.381	1.155	0.842	0.216	0.024	0.369	0.451
Mn	0.010							
Mg	0.871	2.807	3.279	3.793	2.696	0.063	2.300	2.042
Ca						0.733		
Na						0.227	0.030	0.036
K						0.003	0.801	0.850
Σ cat.		9.860	9.957	9.921	6.978	7.069	7.775	7.851

GP 18	Ctd 1	Ctd 2	Chl II ₁	Chl II ₂	Chl I ₁	Chl I ₂	Phl II	Phe	Tc
SiO ₂	24.80	25.07	24.58	24.51	29.20	28.67	41.25	51.71	61.72
TiO ₂	0.15	0.16	0.15	0.12	0.13	0.14	0.19	0.24	0.09
Al ₂ O ₃	41.16	41.78	25.92	25.85	21.89	19.78	15.29	27.37	0.30
Fe ₂ O ₃								0.53	
FeO	17.07	17.68	16.18	16.64	10.78	10.62	6.89	0.47	4.09
MnO	0.20	0.32	-	-	-	-	-	-	-
MgO	6.90	6.99	19.81	19.56	25.97	26.04	20.98	4.39	29.09
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	8.93	10.50	-
Total	90.28	92.00	86.64	86.68	87.97	85.25	93.53	95.21	95.29

Si	2.021	2.006	2.489	2.487	2.819	2.863	2.974	3.418	3.973
Ti	0.010	0.010	0.011	0.009	0.009	0.011	0.010	0.012	0.004
Al	3.954	3.945	3.094	3.092	2.491	2.328	1.300	2.133	0.023
Fe ³⁺								0.026	
Fe ²⁺	1.165	1.183	1.370	1.412	0.870	0.887	0.416	0.026	0.220
Mn	0.015	0.024							
Mg	0.837	0.832	2.989	2.958	3.736	3.875	2.255	0.432	2.791
K							0.822	0.885	
Σ cat.			9.953	9.958	9.926	9.963	7.776	6.933	7.011

6.269	Ctd	Ctd	Gt c	Gt b	Gl ₁ b	Gl c	Gl b	Par	Chl 1	Chl 2	Chl 3	Tc 1	Tc 2
SiO ₂	23.63	23.97	36.63	37.04	57.17	56.09	56.43	46.55	27.26	26.29	26.05	60.00	59.95
TiO ₂	0.13	0.12	0.19	0.23	0.10	0.15	0.09	0.10	0.13	0.15	0.15	0.11	0.07
Al ₂ O ₃	37.13	37.77	19.94	20.57	7.43	6.20	7.27	38.86	18.47	19.09	19.26	0.04	0.02
Fe ₂ O ₃					7.30	8.61	7.30	0.36					
FeO	24.67	24.97	33.47	34.80	8.06	8.28	7.19	0.33	20.05	20.47	21.75	7.11	9.36
MnO	0.25	0.14	4.31	0.73	0.01	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.49	3.72	1.96	2.35	9.48	8.89	9.77	0.03	18.31	17.45	16.04	25.90	24.89
CaO	-	0.05	2.74	3.55	0.33	0.11	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03
Na ₂ O	-	-	-	-	7.50	7.07	7.11	6.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	-	-	-	-	0.06	0.07	0.08	0.75	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03
Total	89.30	90.74	99.24	99.27	97.44	95.47	95.63	93.61	84.44	83.45	83.25	93.25	94.35
Si	2.019	2.014	2.998	3.009	7.998	8.049	8.010	3.019	2.900	2.838	2.839	4.003	3.996
Ti	0.010	0.010	0.010	0.015	0.011	0.016	0.010	0.005	0.010	0.012	0.012	0.006	0.004
Al	3.741	3.740	1.921	1.973	1.225	1.049	1.217	2.971	2.316	2.429	2.474	0.003	0.002
Fe ³⁺					0.769	0.930	0.780	0.018					
Fe ²⁺	1.762	1.756	2.290	2.364	0.943	0.994	0.854	0.018	1.784	1.848	1.982	0.397	0.522
Mn	0.021	0.010	0.300	0.049	0.001				0.020				
Mg	0.447	0.464	0.241	0.283	1.976	1.901	2.067	0.003	2.903	2.807	2.605	2.576	2.473
Ca		0.005	0.241	0.308	0.049	0.017	0.059					0.003	0.002
Na					2.034	1.967	1.957	0.834					
K					0.011	0.013	0.014	0.062				0.004	0.003
Σ cat.					15.017	14.935	14.967	6.929	9.932	9.935	9.912	6.992	7.001

6.273	Ctd c	Ctd b	Ch1 1	Ch1 2	Tc 1	Tc 2	Tc 3
SiO ₂	24.31	24.55	27.00	25.55	60.48	60.75	60.01
TiO ₂	0.13	0.13	0.15	0.15	0.10	0.08	0.09
Al ₂ O ₃	37.69	37.78	19.52	21.87	0.07	0.08	0.06
FeO	24.60	23.52	22.47	23.62	7.98	7.83	6.31
MnO	0.27	0.28	0.24	0.21	0.00	0.00	0.00
MgO	3.98	4.79	17.30	15.59	26.62	26.62	27.44
Total	90.98	91.05	86.68	86.99	95.25	95.36	93.91

Si	2.036	2.042	2.831	2.686	3.970	3.978	3.966
Ti	0.010	0.010	0.012	0.012	0.005	0.004	0.004
Al	3.716	3.700	2.413	2.711	0.005	0.006	0.005
Fe	1.720	1.633	1.970	2.077	0.438	0.429	0.349
Mn	0.020	0.020	0.021	0.019			
Mg	0.498	0.594	2.703	2.443	2.604	2.598	2.703
Σ cat.			9.951	9.947	7.022	7.015	7.027

7.230	Ctd 1	Ctd 2	Ctd 3	Ctd 4	G1 1	G1 2	Ch1 1	Ch1 2	Ch1 3	Ph	Tc 1	Tc 2
SiO ₂	24.39	24.63	24.06	23.79	56.64	56.49	28.28	27.37	27.22	50.94	60.31	61.25
TiO ₂	0.14	0.12	0.10	0.17	0.14	0.11	0.12	0.15	0.18	0.29	0.13	0.11
Al ₂ O ₃	38.21	39.33	38.22	38.40	6.89	7.69	19.92	19.86	19.23	22.55	0.11	0.05
Fe ₂ O ₃					8.30	7.10				2.47		
FeO	24.29	22.11	23.39	24.11	6.25	7.02	16.27	16.70	17.42	2.23	7.43	8.16
MnO	0.38	0.45	0.25	0.33	0.02	0.06	0.07	0.03	0.08	0.00	0.00	0.00
MgO	4.00	4.46	4.26	4.00	10.48	10.09	22.64	21.08	21.54	4.23	25.91	26.31
CaO	-	-	-	-	0.80	0.71	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	7.14	7.09	-	-	-	0.00	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	0.05	0.05	-	-	-	10.45	-	-
Total	91.41	91.10	90.28	90.80	96.71	96.41	87.30	85.19	85.67	93.16	93.89	95.88

Si	2.030	2.039	2.016	1.991	7.957	7.952	2.841	2.828	2.813	3.506	4.000	3.992
Ti	0.010	0.010	0.005	0.010	0.015	0.012	0.009	0.012	0.014	0.015	0.006	0.005
Al	3.750	3.838	3.781	3.786	1.141	1.276	2.359	2.419	2.343	1.830	0.009	0.004
Fe ³⁺					0.877	0.752				0.128		
Fe ²⁺	1.690	1.531	1.643	1.690	0.734	0.826	1.367	1.443	1.506	0.128	0.412	0.445
Mn	0.025	0.030	0.020	0.025	0.002	0.007	0.006	0.003	0.007			
Mg	0.495	0.552	0.534	0.498	2.194	2.117	3.389	3.246	3.318	0.434	2.561	2.555
Ca					0.120	0.107						
Na					1.945	1.935						
K					0.009	0.009				0.918		
Σ cat.					14.995	14.994	9.971	9.951	10.001	6.959	6.989	7.001

6.355	Ctd c	Ctd b	G1 c	G1 b	Ch1	Tc
SiO ₂	24.93	25.06	59.69	59.46	25.96	61.18
TiO ₂	0.03	0.03	0.06	0.01	0.10	0.02
Al ₂ O ₃	41.07	41.46	11.03	10.76	20.46	0.96
Fe ₂ O ₃			2.80	2.85		
FeO	21.55	20.76	5.31	5.20	23.44	5.87
MnO	0.86	0.31	0.00	0.00	0.51	-
MgO	5.20	5.45	11.94	11.82	16.26	26.50
CaO	-	-	0.01	0.04	-	-
Na ₂ O	-	-	7.78	7.69	-	-
K ₂ O	-	-	0.02	0.04	-	-
Total	93.64	93.07	98.64	97.87	86.73	94.53

Si	1.998	2.012	7.985	8.013	2.743	3.994
Ti			0.006	0.001	0.008	0.001
Al	3.880	3.923	1.739	1.710	2.548	0.074
Fe ³⁺			0.282	0.289		
Fe ²⁺	1.444	1.394	0.594	0.586	2.071	0.321
Mn	0.058	0.019			0.046	
Mg	0.621	0.651	2.380	2.374	2.560	2.578
Ca			0.001	0.006		
Na			2.018	2.009		
K			0.003	0.007		
Σ cat.			15.009	14.994	9.975	6.968

6.348	Ctd b	Ctd c	Ctd	Gt b	Gt c	Gl	Gl	Gl	Chl	Chl	Chl	"Bio"	Ph 1	Ph 2	Ph 3
SiO ₂	24.08	24.03	23.98	36.36	35.25	56.21	55.92	56.14	24.11	23.73	24.60	41.68	53.26	51.50	49.82
TiO ₂	0.11	0.10	0.11	0.18	0.32	0.11	0.12	0.10	0.12	0.13	0.13	0.10	0.14	0.14	0.17
Al ₂ O ₃	38.60	38.04	37.82	20.07	19.44	8.42	8.30	8.88	22.20	20.98	19.51	10.52	20.38	24.30	27.60
Fe ₂ O ₃						5.31	5.63	5.12					3.14	2.51	2.70
FeO	24.18	25.28	25.74	35.97	28.86	9.84	11.05	11.47	28.00	30.45	29.18	16.52	2.84	2.27	2.44
MnO	0.03	0.05	0.14	0.59	10.38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	3.77	3.53	2.76	2.82	0.76	8.43	8.04	7.74	12.16	11.54	12.01	15.67	4.17	3.45	2.23
CaO	0.01	0.02	0.01	1.69	2.48	0.27	0.38	0.22	0.07	0.05	0.02	0.18	0.07	0.01	0.04
Na ₂ O	-	-	-	-	-	6.55	6.80	6.98	0.03	0.00	0.00	0.02	0.05	0.09	0.31
K ₂ O	-	-	-	-	-	0.05	0.06	0.05	0.09	0.07	0.06	7.44	10.38	10.26	10.19
Total	90.75	91.00	90.56	97.68	97.49	95.19	96.30	96.70	86.78	86.95	85.51	92.13	94.43	94.53	95.50

Si	2.018	2.015	2.033	3.006	2.967	8.033	7.973	7.967	2.609	2.605	2.728	3.179	3.624	3.482	3.342
Ti	0.005	0.005	0.005	0.010	0.020	0.012	0.013	0.011	0.010	0.011	0.011	0.006	0.007	0.007	0.009
Al	3.809	3.758	3.781	1.958	1.925	1.419	1.395	1.486	2.832	2.715	2.550	0.946	1.635	1.937	2.183
Fe ³⁺						0.571	0.604	0.547					0.161	0.128	0.136
Fe ²⁺	1.696	1.773	1.824	2.489	2.032	1.176	1.318	1.361	2.534	2.796	2.706	1.054	0.162	0.128	0.137
Mn		0.005	0.010	0.040	0.738	0.000									
Mg	0.473	0.443	0.346	0.348	0.096	1.796	1.708	1.637	1.961	1.888	1.985	1.781	0.423	0.348	0.223
Ca				0.149	0.222	0.041	0.058	0.033	0.008	0.006	0.002	0.015	0.005	0.001	0.003
Na						1.815	1.880	1.920	0.006			0.003	0.007	0.012	0.040
K						0.009	0.011	0.009	0.012	0.010	0.008	0.724	0.901	0.885	0.872
Σ cat.						14.872	14.960	14.971	9.974	10.031	9.990	7.706	6.925	6.927	6.946

6.255

	Phe	Phe	Phe	Ph1	Ph1	Ch1	Ch1	Tc	Tc
SiO ₂	50.68	51.54	52.28	43.31	43.43	30.52	30.60	60.65	61.64
TiO ₂	0.00	0.01	0.06	0.14	0.22	0.04	0.04	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	24.55	22.84	21.85	13.54	13.17	19.07	18.40	0.38	0.22
Fe ₂ O ₃	3.70	3.03	3.81	1.19	1.15	0.55	0.45	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	1.20	1.95	1.39	1.75	0.07	0.21
MgO	4.46	4.51	4.82	24.12	23.66	31.28	31.28	29.05	29.19
Na ₂ O	0.12	0.14	0.00	0.12	0.03	-	-	-	-
K ₂ O	11.07	11.13	11.11	9.20	9.22	-	-	-	-
Total	94.58	93.25	93.93	92.82	92.83	"82.85"	"82.52"	"90.16"	"91.26"

Si	3.425	3.523	3.553	3.072	3.090	2.983	3.008	4.035	4.052
Ti		0.001	0.003	0.007	0.012	0.003	0.003	0.001	
Al	1.956	1.841	1.751	1.132	1.105	2.197	2.133	0.030	0.017
Fe ³⁺	0.188	0.158	0.195	0.064	0.062	0.040	0.033		
Mn				0.072	0.118	0.115	0.146	0.004	0.012
Mg	0.449	0.459	0.488	2.550	2.509	4.556	4.583	2.880	2.859
Na	0.016	0.019		0.017	0.004				
K	0.954	0.971	0.963	0.833	0.837				
Σ cat.	6.988	6.971	6.953	7.747	7.736	9.895	9.906	6.950	6.940

6-60	Ctd 1	Ctd 2	Gt c	Gt b	Chl 1	Chl 2	Phe 1	Phe 2	Phe 3	Par 1	Par 2
SiO ₂	24.02	24.66	36.52	36.41	23.68	24.31	45.41	47.93	50.33	45.25	43.98
TiO ₂	0.05	0.05	0.17	0.17	0.12	0.12	0.19	0.30	0.22	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	40.04	41.03	20.53	20.66	21.81	21.31	32.66	30.41	25.65	39.19	38.09
Fe ₂ O ₃							0.75	1.19	1.57	0.08	1.84
FeO	22.84	22.53	27.40	28.92	28.86	27.56	0.68	1.07	1.41		
MnO	0.64	0.70	10.82	5.27	0.58	0.53					
MgO	2.68	3.02	1.18	1.56	9.99	11.32	1.22	2.36	3.24	0.17	0.55
CaO	0.02	0.00	2.10	5.34							
Na ₂ O							0.46	0.40	0.46	7.01	6.92
K ₂ O							9.75	10.01	9.28	0.63	0.66
Total	90.29	91.99	98.72	98.33	85.04	85.15	91.12	93.67	92.16	92.39	92.10

Si	2.025	2.031	3.015	2.985	2.639	2.683	3.146	3.242	3.449	2.973	2.924
Ti	0.005	0.005	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.015	0.011	0.003	0.003
Al	3.980	3.988	1.999	1.995	2.865	2.773	2.668	2.425	2.073	3.035	2.986
Fe ³⁺							0.039	0.061	0.081	0.004	0.092
Fe ²⁺	1.610	1.555	1.890	1.985	2.690	2.544	0.039	0.061	0.081		
Mn	0.046	0.050	0.759	0.365	0.055	0.050					
Mg	0.334	0.372	0.144	0.192	1.659	1.862	0.126	0.238	0.331	0.017	0.055
Ca			0.184	0.468							
Na							0.062	0.052	0.061	0.893	0.892
K							0.862	0.864	0.811	0.053	0.056
Σ cat.					9.918	9.921	6.952	6.958	6.899	6.977	7.008

6.80	Ctd 1	Ctd 2	Ch1 1	Ch1 2	Ch1 3	Par 1	Par 2
SiO ₂	24.25	23.85	23.82	23.52	24.34	47.36	47.24
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	40.09	39.51	21.89	22.99	22.21	39.02	39.45
Fe ₂ O ₃						0.22	0.30
FeO	24.32	24.19	26.98	25.77	25.76		
MnO	0.72	1.15	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00
MgO	2.15	2.00	12.12	12.23	13.29	0.27	0.31
CaO	-	-	0.02	0.07	0.16	0.06	0.09
Na ₂ O	-	-	0.00	0.00	0.00	7.11	7.01
K ₂ O	-	-	0.04	0.03	0.06	0.67	1.35
Total	91.53	90.70	84.87	84.61	85.98	94.71	95.75

Si	2.030	2.017	2.625	2.581	2.628	3.033	3.007
Al	3.955	3.937	2.844	2.974	2.827	2.946	2.961
Fe ³⁺						0.011	0.014
Fe ²⁺	1.698	1.712	2.487	2.365	2.326		
Mn	0.050	0.081			0.015		
Mg	0.266	0.254	1.991	2.000	2.139	0.026	0.029
Ca			0.002	0.008	0.019	0.004	0.006
Na						0.883	0.865
K			0.006	0.004	0.008	0.055	0.110
Σ cat.			9.955	9.934	9.962	6.957	6.993

	6-242			6-332		6-402			
	Phe	PhI	Tc	Phe	Phe	Phe	Phe	Phe	Phe
SiO ₂	51.72	42.33	61.92	54.85	53.85	50.43	51.34	54.95	55.31
TiO ₂	-	0.61	-	0.25	0.24	0.22	0.32	0.27	0.32
Al ₂ O ₃	20.53	14.63	0.29	23.64	24.75	30.16	28.77	22.32	22.09
Fe ₂ O ₃	3.21	1.96				0.28	0.36	0.18	0.17
FeO			0.00	0.04	0.00	0.59	0.77	0.39	0.35
MnO	0.02	0.25	0.05	-	-	-	-	-	-
MgO	5.63	24.90	31.34	5.78	5.48	2.68	3.28	6.30	5.98
CaO	-	-	-	0.60	0.70	-	-	-	-
Na ₂ O	0.21	0.08	-	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	10.85	9.89	-	10.78	10.59	11.51	11.49	11.51	11.49
BaO	0.7	0.7	0.00	-	-				
Total	92.87	95.35	93.60	96.00	95.69	95.87	96.33	95.92	95.71
Si	3.574	2.954	3.981	3.589	3.535	3.328	3.375	3.619	3.646
Ti		0.032		0.012	0.012	0.011	0.016	0.013	0.016
Al	1.673	1.204	0.022	1.824	1.915	2.347	2.230	1.733	1.716
Fe ³⁺	0.167	0.103				0.014	0.018	0.009	0.008
Fe ²⁺				0.002		0.033	0.042	0.021	0.019
Mn	0.001	0.015	0.003						
Mg	0.580	2.589	3.003	0.564	0.536	0.264	0.321	0.618	0.587
Ca				0.042	0.049				
Na	0.028	0.011		0.008	0.010				
K	0.957	0.880		0.900	0.887	0.969	0.964	0.967	0.966
Ba	0.019	0.019							
Σ cat.	6.999	7.807	7.008	6.941	6.944	6.965	6.967	6.981	6.959

6-456^b

6-04

	G1	G1	Amph	Amph	Gt b	Gt c	Par	Phe	Phe	Par
SiO ₂	56.87	56.03	40.55	37.50	37.33	37.09	47.37	52.72	52.96	47.34
TiO ₂	0.06	0.11	0.41	0.23	0.35	0.36	-	0.26	0.26	0.14
Al ₂ O ₃	11.54	10.67	17.18	19.36	20.19	20.17	39.52	25.11	24.78	39.88
Fe ₂ O ₃	0.71	2.25	-	-	-	-	0.38	-	-	0.11
FeO	9.20	8.29	21.10	22.81	33.35	28.76	-	1.92	2.24	-
MnO			0.07		0.42	2.07		-	-	-
MgO	8.65	9.36	4.95	3.70	1.53	0.98	0.07	4.15	4.29	0.11
CaO	0.26	0.30	7.28	7.50	6.19	9.75	0.11	-	-	-
Na ₂ O	7.24	7.20	3.87	3.87	-	-	7.85	0.18	0.15	7.85
K ₂ O	0.06	0.06	0.62	0.37	-	-	0.41	10.49	10.42	0.73
Total	94.59	94.27	96.03	95.34	99.36	99.18	95.71	94.83	95.10	96.16

Si	8.027	7.962	6.254	5.900	3.031	3.001	3.009	3.517	3.527	2.997
Ti	0.006	0.012	0.048	0.027	0.020	0.024		0.013	0.013	0.007
Al	1.920	1.788	3.124	3.591	1.933	1.926	2.960	1.975	1.945	2.976
Fe ³⁺	0.075	0.241					0.018			0.005
Fe ²⁺	1.086	0.985	2.722	3.001	2.265	1.945		0.107	0.125	
Mn			0.009		0.029	0.141				
Mg	1.819	1.982	1.138	0.868	0.185	0.117	0.007	0.413	0.426	0.010
Ca	0.039	0.046	1.203	1.264	0.537	0.846	0.007			
Na	1.981	1.983	1.157	1.180			0.967	0.023	0.019	0.963
K	0.011	0.011	0.122	0.074			0.033	0.893	0.885	0.059
Σ cat.	14.965	15.009	15.776	15.905			7.002	6.941	6.940	7.017

7-200

6-470

	Phe 1	Phe 2	Phe 3	Phe 4	Bio	Phe 1	Phe 2	Bio 1	Bio 2
SiO ₂	52.39	52.28	52.08	51.86	36.75	52.13	52.47	35.71	35.08
TiO ₂	0.68	0.55	0.45	0.64	1.91	0.42	0.36	2.29	2.11
Al ₂ O ₃	20.74	20.53	19.30	19.84	14.51	25.87	24.74	16.78	17.80
Fe ₂ O ₃	2.40	2.38	2.47	2.50					
FeO	3.25	3.23	3.36	3.39	18.27	4.96	6.10	23.18	24.31
MnO	0.01	0.02	0.04	0.04	0.14			0.12	0.10
MgO	3.71	3.61	3.87	3.77	9.56	2.12	1.72	5.39	5.20
CaO	-	-	-	-	-	-	-	0.12	0.12
Na ₂ O	0.00	0.14	0.13	0.10	0.14	0.06	0.07	0.09	0.00
K ₂ O	10.97	11.05	11.03	10.88	6.98	10.55	10.53	9.13	8.57
Total	94.15	93.79	92.73	93.02	88.26	96.11	95.99	92.81	93.29
Si	3.592	3.602	3.637	3.608	2.967	3.481	3.526	2.844	2.785
Ti	0.035	0.028	0.024	0.033	0.116	0.021	0.018	0.137	0.126
Al	1.676	1.668	1.589	1.627	1.381	2.037	1.960	1.576	1.666
Fe ³⁺	0.124	0.123	0.130	0.131					
Fe ²⁺	0.186	0.186	0.196	0.197	1.233	0.277	0.343	1.544	1.614
Mn	0.001	0.001	0.002	0.002	0.010	0.000	0.000	0.008	0.007
Mg	0.379	0.371	0.403	0.391	1.150	0.211	0.172	0.640	0.615
Ca								0.010	0.010
Na		0.019	0.018	0.013	0.022	0.008	0.009	0.014	
K	0.960	0.971	0.983	0.966	0.719	0.899	0.903	0.928	0.868
Σ cat.	6.953	6.969	6.980	6.969	7.597	6.933	6.932	7.701	7.690

	Palier	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	T Ma	%cum. ^{39}Ar
AL 4 pheng.	1	- 7.16	0.0712	0	-	1.0
	2	3.952	0.0047	0	61.7	6.7
	3	3.508	0.0037	0	54.8	72.2
	4	3.948	0.0029	0	61.6	84.8
	5	3.681	0.0034	0	57.5	97.1
	F	3.454	0.0287	0	54.0	100
AL 5 Biot.	1	2.639	0.0025	0	41.4	25.5
	2	2.911	0.0003	0	45.6	63.4
	3	2.925	0.0012	0	45.8	71.8
	4	2.738	0.0005	0	42.9	84.6
	5	2.831	0.0009	0	44.4	99.0
	F	2.674	0.0167	0	42.0	100
AL 5 Pheng.	1	11.189	0.0006	0.0006	137	0.6
	2	0.897	0.0141	0.0637	11.3	3.4
	3	3.010	0.0036	0.0324	37.7	14.0
	4	2.661	0.0045	0.0201	33.4	19.2
	5	3.896	0.0020	0.0063	48.7	40.5
	F	5.289	0.0020	0.0181	65.8	100
AL 6 Glauco.	1	- 21.9	0.0981		-	19.7
	2	- 25.3	0.2248		-	46.8
	F	4.398	0.2510		71±40	100
AL 7 Phlog. + Pheng.	1	- 2.245	0.0697	0.0475	-	0.3
	2	2.359	0.0099	0.0439	37.1	1.9
	3	1.896	0.0155	0.0201	29.9	10.4
	4	2.435	0.0010	0	38.3	40.2
	5	2.432	0.0069	0	38.2	55.5
	F	2.417	0.0005	0	38.0	100
AL 8 Pheng.	1	8.506	0.0108	0.0046	41.8	6.2
	2	7.731	0.0038	0.0026	38.0	15.5
	3	7.947	0.0033	0.0	39.1	35.0
	4	7.599	0.0005	0.0	37.4	70.4
	F	7.875	0.0054	0.0031	38.7	100
AL 9 Glauco.	1	32.016	0.57	3.57	153	14.0
	2	101.586	0.322	5.69	448	50.9
	F	137.079	0.186	11.79	582	100
AL 9 Parag.	1	3.776	0.0192	0.012	78.9	26.8
	2	1.472	0.0154	0.017	31.1	45.6
	F	4.513	0.020	0.026	93.9	100

- Tableau IV -

	Palier	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	T_{Ma}	%cum. ^{39}Ar
AL 10 Biot.	1	1.112	0.012	0.012	23.6	6.7
	2	1.459	0.0026	0	30.9	18.5
	3	1.288	0.002	0	27.3	32.5
	4	1.308	0.002	0.0008	27.7	49.5
	5	1.464	0.001	0.0004	31.0	93.4
	F	1.427	0.007	0.0038	30.2	100
AL 10 Pheng.	1	8.561	0.038	0	42.1	1.8
	2	8.349	0.0096	0	41.1	8.2
	3	8.371	0.0019	0.0018	41.2	22.3
	4	8.804	0.0032	0	43.3	62.5
	5	7.861	0.0035	0.0034	38.7	79.6
	F	7.737	0.0064	0.0408	38.1	100
AL 11 Pheng.	1	5.705	0.0123	0.0098	75.2	0.9
	2	4.521	0.0032	0.0027	59.8	3.9
	3	5.647	0.0012	0.0010	74.4	35.4
	4	5.070	0.0007	0.0001	66.9	67.3
	5	5.463	0.0012	0.0003	72.0	82.2
	6	5.540	0.0012	0.0076	73.0	98.6
	F	7.189	0.0150	0.0293	94.2	100
AL 12 Pheng.	1	5.155	0	0	68.0	0.1
	2	3.118	0.0019	0	41.4	1.4
	3	3.316	0.0016	0	44.1	30.3
	4	3.349	0.0009	0	44.5	69.2
	5	3.154	0.0007	0	41.9	95.8
	F	3.174	0.0036	0.0015	42.2	100
AL 13 Biot.	1	4.207	0.0067	0.0090	52.5	7.0
	2	4.121	0.0005	0.0031	51.5	45.1
	3	4.297	0.0011	0.0056	53.6	62.5
	4	4.692	0.0000	0.0110	58.5	68.3
	5	4.500	0.0000	0.0146	56.1	85.7
	F	6.070	0.0036	0.1214	75.3	100
AL 14 Pheng.	1	4.358	0.0428	2.0925	57.7	0.5
	2	4.148	0.0255	3.9490	54.9	2.7
	3	2.064	0.4244	8.8774	259±50	3.9
	4	Perdu		
	F	4.239	0.0154	0.0015	56.1	100

- Tableau V -

	Palier	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	T_{Ma}	%cum. ^{39}Ar
AL 15 Pheng.	1	1.829	0.0123	0.0432	24.2	0.9
	2	2.980	0.0014	0.1014	39.4	4.5
	3	2.981	0.0005	0.0003	39.4	15.5
	4	2.985	0.0005	0.0003	39.4	54.9
	5	2.895	0.0005	0.0042	38.3	96.8
	F	2.509	0.0044	0.0148	33.2	100
AL 16 Glauco.	1	44.13	0	0	512	0.6
	2	7.415	0.0437	0.14	96	12.4
	3	9.371	0.0462	0.137	121	24.4
	4	12.76	0.027	0.284	163	84.1
	5	12.64	0.0419	0.887	162	94.6
	F	14.05	0.0758	3.104	179	100
AL 16 Pheng. + Parag.	1	- 6.186	0.0835	0.5950	-	0.5
	2	3.857	0.0031	0.4869	50.8	10.8
	3	4.920	0.0080	0.9087	64.6	15.7
	4	5.099	0.0026	0.0205	66.9	94.3
	5	5.863	0	0.0090	76.7	"100"
	F	Perdu				
AL 17 Pheng.	1	- 2.513	0.0377	0.0002	-	1.5
	2	4.874	0.0055	0.0040	60.7	9.6
	3	5.018	0.0019	0.0017	62.5	40.8
	4	4.827	0.0017	0.0005	60.1	91.2
	5	6.439	0.0654	0.0259	79.8	96.0
	F	2.876	0.0096	0.0084	36.1	100
AL 17 Glauco.	1	65.98	0.370	0	727	7.8
	2	12.11	0.260	0	156	18.2
	3	37.50	0.1070	0.3421	447	62.8
	F	27.42	0.0895	0.5210	337	100
AL 19 Glauco.	1	53.73	0.7135	0	850	0.7
	2	5.346	0.0700	0.1130	104	7.0
	3	0.967	0.0313	0.0626	19.2	18.9
	4	5.316	0.0136	0.1069	103	68.5
	5	4.905	0.0220	0.0936	95.6	85.4
	F	7.15	0.0779	0.1011	138	100
AL 20 Glauco.	1	3.349	0.2055	2.2557	44.2	4.7
	2	- 0.747	0.0867	10.754	-	17.7
	3	4.457	0.0026	3.0.658	58.6	65.5
	F	4.472	0.0329	7.9903	58.8	100

- Tableau VI -

	Palier	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	T_{Ma}	%cum. ^{39}Ar
AL 20 A Glauco.	1	7.757	0.4444	0	149	2.1
	2	10.01	0.208	0.4507	190	7.8
	3	20.94	0.1462	0.6302	378	23.9
	4	11.98	0.0416	1.9922	225	82.4
	F	15.97	0.1208	3.9172	295	100
AL 22 Parag.	1	- 8.486	0.0618	0	-	0.4
	2	2.818	0.0074	0.1475	55.5	3.0
	3	3.239	0.0034	0.0192	63.6	13.5
	4	3.828	0.0014	0.0008	75.0	50.6
	5	3.672	0.0018	0.0012	72.0	72.0
	F	3.116	0.0017	0.0148	61.3	100
AL 24 Biot.	1	2.342	0.0221	0	46.2	0.7
	2	5.383	0.0030	0	105	11.6
	3	5.649	0.0007	0	110	39.4
	4	5.832	0.0010	0.0008	113	53.9
	5	5.365	0.0009	0.0009	104	68.9
	6	5.820	0.0008	0.0008	112	86.8
	F	6.236	0.0014	0.0062	121	100
AL 25 Musc.	1	5.929	0.0009	0.0149	74.0	1.4
	2	7.796	0.0022	0.0081	96.7	8.5
	3	12.22	0.0008	0.0012	149	33.1
	4	15.15	0.0015	0.0013	184	46.5
	5	15.12	0.0015	0.0022	183	60.3
	6	13.94	0.0021	0.0027	170	69.1
	7	14.53	0.0018	0.0027	176	78.1
	8	18.38	0.0013	0.0008	220	88.5
	F	22.29	0.0039	0.0203	264	100
AL 28 Parag.	1	3.099	0.2969	0.1133	39.0	1.6
	2	5.190	0.0717	0.0837	64.9	9.0
	3	3.612	0.0482	0.0295	45.4	38.1
	4	3.049	0.0635	0.0255	38.4	60.9
	5	6.580	0.0744	0.0537	81.9	69.6
	F	2.653	0.1051	0.3760	33.5	100

- Tableau VII -