Etude pétrogénétique des occurrences alumineuses de l'unité 1 d'Avène (Montagne noire, Hérault)

Gabriel Mensi

▶ **To cite this version:**

Gabriel Mensi. Etude pétrogénétique des occurrences alumineuses de l'unité 1 d'Avène (Montagne noire, Hérault). Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1988. Français. NNT : . tel-00744051

HAL Id: tel-00744051

https://theses.hal.science/tel-00744051

Submitted on 22 Oct 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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 030882 3

MENSI (G)

E SUPERIEURE
NDUSTRIELLES
ET DES MINES D'ALES
E.N.S.T.I.M.A.

UNIVERSITE
JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
U.J.F.G

Ex. n° 1

THESE

27 FEV. 1989

Présentée pour obtenir le grade de :

Docteur de l'Université Joseph Fourier - Grenoble 1

Spécialité: SCIENCE DE LA TERRE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

Par : Gabriel MENSI

ETUDE PETROGENETIQUE DES OCCURRENCES ALUMINEUSES DE L'UNITE I D'AVENE

(Montagne Noire, Hérault)

Soutenue le 2 décembre 1988 devant la commision d'examen:

M.	P. GIRAUD	Professeur UJFG
M.	M. PIBOULE	Professeur UJFG
M.	G. VERRAES	Professeur ENSTIMA
M	O. ETERADOSSI	Professeur ENSTIMA
M.	A. LEFEBVRE	Sous Directeur honoraire ENSTIMA Invité
M.	M. PICARD	Ingénieur Aciéries du Haut Languedoc Invité

27 FEV. 1989

Mots clés : Montagne Noire, altération Hydrothermale, métarhyolites, Andalousite, Pyrophyllite, Diaspore, Scorzalite, Tourmalinite.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. 76.87.46.43

Résumé : Des affleurements alumineux à kaolinite, andalousite, pyrophyllite et diaspore se répartissent en six groupes principaux situés dans l'unité I d'Avène (Nord-est de la Montagne Noire). Ces roches massives qui contiennent essentiellement de la silice, de l'alumine et de l'eau sont bordées par une enveloppe sériciteuse et silicifiée à tourmaline et pyrite.

Le passage de la métarhyolite encaissante, d'âge Précambrien ou Cambrien inférieur, aux faciès à silicates et hydrates d'alumine est graduel. Il se fait par une disparition progressive des feldspaths (métarhyolites sans feldspath) puis de la foliation métamorphique avec apparition d'andalousite.

Les zonalités observées se rencontrent dans d'autres sites mondiaux (Caroline du Nord, Maroc) à altération hautement alumineuse où la roche encaissante est une rhyolite et les altérites présentent les mêmes types de minéraux que les affleurements alumineux de la Montagne Noire.

L'étude pétrogénétique montre que l'essentiel des transformations est antérieur au métamorphisme hercynien (phase hydrothermale majeure) et que les zonalités ainsi que la diversité des faciès observés peuvent s'expliquer par un modèle génétique unique présentant des affinités avec le modèle génétique des porphyres cuprifères.

La phase hydrothermale majeure se caractérise par la superposition de deux épisodes d'altération qui se produisent entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen dans un contexte géodynamique distensif:

- l'altération séricitique précoce résulte d'un lessivage de la roche par des fluides acides (pH~4), relativement chauds (T~400°C), sursaturés en silice et contenant principalement du bore, du soufre, du fluor et du sodium. Les feldspaths de la roche, sous faible couverture et peu compactée, (P~30 MPa), sont transformés en muscovite avec un lessivage intense du sodium. La silice, le magnésium et le fer sont lessivés vers les bordures des zones d'apport où cristallisent la dravite et la pyrite.

- l'altération argilitique avancée qui se surimpose à la première est liée à une baisse de la température et une augmentation de l'acidité des fluides qui sont enrichis en phosphore. Dans la zone centrale la muscovite est transformée en andalousite avec par endroit cristallisation de scorzalite (phosphate accidentel) . Les alcalins et la silice sont lessivés vers la périphérie.

Un modèle génétique général qui explique les principales caractéristiques des sites a été élaboré. Il a la forme d'un ellipsoide de révolution à zone interne d'altération argilitique avancée plus ou moins riche en andalousite et à enveloppe externe d'altération séricitique. Les zones silicifiées se répartissent dans l'enveloppe séricitique et à la base (voies d'apport des fluides) de l'ellipsoide.

La topographie des sites riches en filons de quartz recoupe le modèle à sa base alors que la topographie des sites à filons de quartz rares et riches en andalousite recoupe le modèle dans sa partie haute.

Les autres particularités s'expliquent par une évolution des paragenèses originelles dépendant du contexte géologique local ou régional:

-au cours du métamorphisme hercynien les altérites sont reprises dans la schistosité de flux ce qui explique leur aspect stratiforme actuel et les déformations observées sur certains sites.

-les sites de bordure du bassin houiller sont soumis à l'altération antéstéphanienne qui se manifeste par des phénomènes de bauxitisation localisés avec oxydation superficielle et altération de l'andalousite en kaolinite et boehmite. La boehmite est ensuite déstabilisée en diaspore sous faible couverture houillère.

- les sites de Serviès et du Lissobre situés plus au Nord n'ont pas été soumis à l'altération antéstéphanienne ce qui explique l'absence de boehmite et de diaspore.

A la fin du Stéphanien un contexte distensif associé à un réchauffement régional (métamorphisme tardistéphanien) provoque des circulations de fluides (T~200°C) qui conduisent à la cristallisation de pyrophyllite à partir de la kaolinite dans les fractures des altérites. Au Permo-Trias des circulations de fluides liées à une période de distension provoquent l'altération de la scorzalite et la cristallisation de barytine en conditions supergènes.

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
DES TECHNIQUES INDUSTRIELLES
ET DES MINES D'ALES
E.N.S.T.I.M.A.

UNIVERSITE
JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
U.J.F.G

27 FEV. 1989

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE

Présentée pour obtenir le grade de :

Docteur de l'Université Joseph Fourier - Grenoble 1
(Arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

Spécialité: SCIENCES DE LA TERRE

Par : Gabriel MENSI

ETUDE PETROGENETIQUE DES OCCURRENCES ALUMINEUSES DE L'UNITE I D'AVENE

(Montagne Noire, Hérault)

Soutenue le 2 décembre 1988 devant la commission d'examen:

M.	P. GIRAUD	Professeur UJFG	
M.	M. PIBOULE	Professeur UJFG	
M.	G. VERRAES	Professeur ENSTIMA	
O.	ETERADOSSI	ENSTIMA	
M.	A. LEFEBVRE	Sous Directeur honoraire ENSTIMA	Invité
M.	M. PICARD	Ingénieur Aciéries Haut Languedoc	Invité

Thèse préparée à l'Institut des Matériaux et des Gisements Miniers I.M.G.M.

NNB 10077164

A la terre notre mère à tous.

" Si un jour tu vois qu'une pierre te sourit, iras-tu le dire" **Guillevic Terraqué.**

La finalité de l'Université en tout cas est claire: transmettre le savoir dans un enseignement, l'accroitre dans une recherche (...) l'enseignement doit répondre à une double vocation. D'une part, il est vrai, placer chacun dans la condition de remplir une fonction dans la sociéte et ainsi se pourvoir d'un métier. D'autre part cependant, et de façon plus essentielle, lui permettre de mettre en oeuvre l'ensemble de ses dons et capacités de façon à réaliser son individualité propre, soit l'essence de l'humanité en lui. **Michel HENRY - La Barbarie, 1987.**

La vraie générosité envers l'avenir consiste à tout donner au présent. La révolte prouve par là qu'elle est le mouvement même de la vie et qu'on ne peut la nier sans renoncer à vivre. **Albert CAMUS- L'homme révolté, 1951.**

" Ne cherchez pas. La souffrance n'est pas sérieuse et la vie non plus n'est pas sérieuse. La meilleure preuve c'est que ça ne dure pas" **NIETZCHE.**

REMERCIEMENTS.

Au terme de ce travail, c'est avec grand plaisir que je remercie tous ceux qui m'ont aidé, à quelque titre que ce soit, dans sa réalisation.

Je tiens tout d'abord à souligner le travail de précurseur effectué par Mr LEFEBVRE qui a fait en sorte que l'Ecole des Mines d'Alès s'intéresse aux "occurences alumineuses" de la Montagne Noire.

Je remercie tout particulierement Mr VERRAES, chef du département gisements miniers et professeur à l' école des mines d'Alès de m'avoir proposé ce sujet de recherche.

Merci à Mr GAUDON qui à repondu avec gentillesse aux nombreuses questions que je lui posais.

Olivier ETERADOSSI m'a été d'un grand secours dans la phase ultime de ce travail par ses suggestions et corrections, qu'il en soit ici remercié.

Je tiens à remercier tous les techniciens de l'IMGM pour leur aide et leur amabilité.

Je sais gré à Mr BRUNEL de l'université de Montpellier de m'avoir accompagné sur le terrain.
Je remercie également messieurs GIRAUD et PIBOULE de bien vouloir représenter l'université de Grenoble dans le jury.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans la participation de Francine KELLER et de Mr VIVIER qui se sont chargésdes analyses par fluorescence X.

Au moment du tirage du manuscrit il me faut remercier Mr DUBANT pour avoir mis à ma disposition l'imprimante laser du laboratoire.

Enfin, je tire mon chapeau à mes compagnons boursiers de recherche qui m'ont soutenu dans certains moments difficil es.

SOMMAIRE.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

AVANT PROPOS. p.10

INTRODUCTION. p.13

1) LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DES SITES ETUDIES ET SITUATION GEOLOGIQUE DE LA MONTAGNE NOIRE.

2) BUTS ET ORIENTATION DE CE TRAVAIL.

CHAPITRE I LE CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL. p.15

INTRODUCTION. p.17

1) LA SERIE STRATIGRAPHIQUE DE L'UNITE I D'AVENE. p.17

2) TECTONIQUE, METAMORPHISME ET MAGMATISME p.21

I) LA PHASE SOUPLE.

II) LE PLISSEMENT CASSANT.

III) LES PHASES CASSANTES. p.22

3) ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE p.25

CONCLUSION. p.28

CHAPITRE II ETUDE DE TERRAIN. p.30

INTRODUCTION

1) LE SITE DU COL DES CABANES. p.31

Première partie LES DONNEES DE TERRAIN. p.32

I) LE CADRE GEOLOGIQUE p.32
A - Les schistes et grès du précambrien.
B - Les métarhyolites. p.33

II) LES ALTERITES. p.34
A - Le passage des métarhyolites aux altérites.
B - Pétrographie des altérites. p.36
C - Les données structurales. p.39

Deuxième partie INTERPRETATION DES DONNEES. p.44

I) DONNEES GENERALES.

II) LOCALISATION DES ALTERITES. p.46

CONCLUSIONS. p.47

2) LA SERRE DES COMILLES. p.50

Première partie LES DONNEES DE TERRAIN .

I) LE CADRE GEOLOGIQUE. p.50
A - Les schistes et grès du précambrien.
B - Les métarhyolites.

II) LES ALTERITES. p.53
A - Le contact avec les faciès sans feldspath.
B - Pétrographie des altérites.
C - Les données structurales.

Deuxième partie INTERPRETATION DES DONNEES. p.55

I) EPAISSEUR DES VOLCANITES.

II) DONNEES GENERALES.

III) LES ALTERITES. p.56

CONCLUSION.

3) LE SECTEUR DE TOURNOLS. p.57

Première partie LES DONNEES DE TERRAIN.

I) LE CADRE GEOLOGIQUE
A - Les schistes et grès du Précambrien.
B - Les métarhyolites. p.58
C - Le volcanodétritique du Layrac.
D - La série grèso-carbonatée.

II) LES ALTERITES.
A - Les faciès de passage aux altérites. p.61
B - Pétrographie des altérites.
C - Les données structurales. p.66

Deuxième partie INTERPRETATION DES DONNEES. p.68

I) LE CONTEXTE GEOLOGIQUE.

II) LES ALTERITES. p.69

CONCLUSION. p.71

4) LE SECTEUR DE PLAISANCE. p.72

Première partie LES DONNEES DE TERRAIN.

I) LE CADRE GEOLOGIQUE.
A - Les schistes et grès du Précambrien.
B - Les métarhyolites.

II) LES ALTERITES. p.74
A - Le passage des métarhyolites aux altérites.
B - Pétrographie des altérites.
C - Les données structurales. p.76

Deuxième partie INTERPRETATIONS.

I) LE CONTEXTE GEOLOGIQUE.

II) LES ALTERITES. p.77

CONCLUSION.

5) LE SECTEUR DE SERVIES. p.78

Première partie LES DONNEES DE TERRAIN.

I) LE CADRE GEOLOGIQUE
A - Les schistes et grès du Précambrien.
B - Les métarhyolites.
C - Le Layrac et la série cambrienne inférieure.

II) LES ALTERITES. p.80
A - Le passage des métarhyolites aux altérites.
B - Pétrographie des altérites.
C - Les données structurales. p.81

Deuxième partie INTERPRETATION DES DONNEES. p.83

CONCLUSION. p.85

RECAPITULATION DES DONNEES ET CONCLUSION GENERALE. p.87

CHAPITRE III DESCRIPTIONS ET ANALYSES.

INTRODUCTION. p.94

1) DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES DIFFERENTS FACIES.

I) LES METARHYOLITES COMMUNES.

II) LES FACIES DE PASSAGE AUX ALTERITES. p.96

A - Les métarhyolites schistosées.
B - Les métarhyolites sériciteuses, siliceuses et sans feldspath.
C - Le faciès de transition à andalousite. p.98

III) LES ALTERITES. p.99

A - Le faciès hypersiliceux.
B - Le faciès tourmalinisé et les tourmalinites. p.101
C - Le faciès siliceux. p.103
D - Le type Plaisance. p.106
E - Le type Cabanes. p.110
F - Le type à andalousite de Tournols. p.112
G - Les métarhyolites à andalousite rose. p.116
H - Le faciès à kaolinite et muscovite. p.120
I - Le type hyperalumineux à kaolinite et andalousite. p.122
J - Les andalousitites. p.125

CONCLUSION. p.127

2) ANALYSES GEOCHIMIQUES ET MESURES DE DENSITE. p.129

I) COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE ET MODALE DES FACIES.

II) LES ELEMENTS MAJEURS ET LES TRIANGLES DE COMPOSITION. p.136

A - Les teneurs en eau. p.141
B - Les teneurs en alcalins. p.145

III) COMPORTEMENT DES ELEMENTS TRACES AU COURS DE L'ALTERATION.

A - Le rubidium. p.148
B - Le niobium. p.151
C - Le zirconium.
D - Le strontium. p.153
E - Le plomb. p.155

CONCLUSION p.157

3) LES PHASES MINERALES DES ROCHES ALUMINEUSES.

I) RECAPITULATION DES DONNEES DE DIFFRACTOMETRIE X. p.158

II) DESCRIPTION DE QUELQUES MINERAUX REMARQUABLE. p.159

A - La pyrophyllite.
B - Le diaspore.
C - La scorzalite. p.161

CONCLUSION

CONCLUSION DU CHAPITRE III. p.163

CHAPITRE IV HISTOIRE DES PARAGENESES ET CONTEXTE GEOLOGIQUE.

INTRODUCTION. p.166

1) CLASSIFICATION DES MINERAUX EN PARAGENESES.

I) LA PARAGENESE RHYOLITIQUE ORIGINELLE. p.167

II) L'ASSEM BLAGE MINERALOGIQUE D'ALTERATION PRECOCE. p.168

III) LA PHASE M AJEURE DE REMOBILISATION DE L'ALUMINE. p.169
A - Phase initiale.
B - La phase intermédiaire à scorzalite. p.170
C - La phase tardive à kaolinite.

IV) LA PARAGENESE DU METAMORPHISME SCHISTE-VERT. p.171

V) LES MINERAUX D'ALTERATION POST-METAMORPH IQUE. p.172
A - Les minéraux argileux et les oxydes de fer.
B - Le diaspore.

VI) LA PHASE TARDIVE DE REMOBILISATION DE L'ALUMINE. p.174

VII) LA PARAGENESE PHOSPHATEE DE BASSE TEMPERATURE.

VIII) LES ALTERATIONS TARDIVES. p.175

CONCLUSION.

2) LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DE L'ALTERATION.

I) LE SYSTEME Al2O3 - SiO2 - H2O. p.177
A - Composition du système Al2O3 - SiO2 - H2O.
B - Relations de phases H2O - Al2O3

II) LES RELATIONS D'EQUILIBRES ET LES DOMAINES DE STABILITE. p.179
A - Limites de stabilité des phases minérales.
B - Influence de la solubilité du quartz sur les réactions p.181

CONCLUSION.

3) LES PARAGENESES ET LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES.

I) L'ALTERATION SERICITIQUE PRECOCE DES RHYOLITES. p.182

II) LA PHASE D'ALTERATION MAJEURE. p.186
A - Initiale : association à andalousite, quartz, dravite et topaze.
B - La phase intermédiaire à quartz et scorzalite. p.187
C - La phase tardive à kaolinite. p.188

III) LE METAMORPHISME SCHISTE-VERT. p.189

IV) L' ALTERATION ANTESTEPHANIENNE. p.190

V) LA PHASE HYDROTHERMALE TARDIVE. p.191
A - Le diaspore.
B - La muscovite, la phyrophyllite, le quartz, la dravite et l'hématite.

VI) LES PHOSPHATES TARDIFS ET LA BARYTIN E. p.194

VII) L'ALTERATION SUB-ACTUELLE A KAOLINITE, LI MONITE ET GOETH ITE.

CONCLUSION. p.194

4) CALAGE DE L'HISTOIRE PETROGENETIQUE DES ALTERITES SUR LE CONTEXTE GEOLOGIQUE. p.195

I) L'ALTERATION SERICITIQUE PRECOCE DES RHYOLITES.

II) LA PHASE D'ALTERATION MAJEURE. p.197
A - Initiale.
B - Intermédiaire.
C - Tardive.

III) LE METAMORPHISME SCHISTE-VERT. p.199

IV) L' ALTERATION ANTESTEPHANIENNE.

V) LA PHASE HYDROTHERMALE TARDIVE.

VI) LES PHOSPHATES TARDIFS ET LA BARYTIN E. p.201

VII) L'ALTERATION SUB-ACTUELLE A KAOLINITE, LIMONITE ET GOETHITE.

CONCLUSION.

CONCLUSION DU CHAPITRE IV. p.205

CHAPITRE V L'ALTERATION HYDROTHERMALE DES ROCHES ALUMINOSILICATEES ET LA ZONALITE DES ALTERITES. p.208

INTRODUCTION.

1) L'ALTERATION HYDROTHERMALE DES ROCHES ALUMINOSILICATEES. p.209

I) LES PRINCIPAUX PARAMETRES DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE.

A - La température et la pression des fluides.
B - La profondeur et le pH. p.210
C - L'hydrofracturation et la pression des fluides.

II) LES FACIES D'ALTERATION HYDROTHERMALE. p.211

A - Zonalité des altérations dans un porphyre cuprifère. p.212
B - Zonalités du dépot de pyrophyllite de Granville County et des quartzites de la zone Zaza à Cuba. p.213
C - Zonalités dans une pegmatite. p.214
D - Description des faciès d'altération. p.215

CONCLUSION. p.219

2)APPLICATION DE LA METHODE DE GRESENS ET ESQUISSE D'UNE CLASSIFICATION DES ELEMENTS EN FONCTION DE LEUR MOBILITE RELATIVE.

I) MOBILITE RELATIVE DES ELEMENTS. p.220

II) LES EQUATIONS DE GRESENS. p.221
A - Application de la méthode de Gresens.
B - Exploitation des résultats et estimation de la mobilité relative des éléments. p.225

CONCLUSION. p.229

3) RELATION ENTRE LA ZONALITE DES ALTERITES, LES PHASES D'ALTERATION ET LA MOBILITE RELATIVE DES ELEMENTS.

I) LES FACIES DE BORDURE. p.231
A - Type d'altération, zonalité et puissance.
B - La zonalité des faciès de bordure et la mobilité des éléments. p.232

II) LES ALTERITES AU SENS STRICT. p.237
A - Type d'altération, zonalité et puissance.
B - La zonalité des altérites au sens strict et la mobilité des éléments.

CONCLUSION. p.240

4)PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DE QUELQUES SITES MONDIAUX A FACIES D'ALTERATION HAUTEMENT ALUMINEUSE. p.241

I) LES SITES LIES A UN VOLCANISME D'ARC OU A UNE INTRUSION.
A - Les sites de Caroline du Nord.
B - Les sites du Maroc. p.243
C - Les autres sites.

II) LES ALTERATIONS HAUTEMENT ALUMINEUSES DES PORPHYRES CUPRIFERES OU DES PROVINCES A PORPHYRES. p.244

CONCLUSION

CONCLUSION DU CHAPITRE V. p.245

CONCLUSION GENERALE.

1) RECAPITULATION DES RESULTATS p.246

2) MODELE GENERAL D'ALTERATION DES SITES DU NORD DE LA MONTAGNE NOIRE.

I) DEFINITION ET DISCUSSION DU MODELE. p.248

II) LOCALISATION DES SITES DANS LE MODELE. p.249

ANNEXES.

1 - Définition et historique des termes "porphyroïdes" et "blaviérites". p.255
2 - Carte topographique au 1/1000 eme du secteur sud des Cabanes. p.257
3 - Tableaux d'analyses géochimiques. p.259
4 - Cartes d'échantillonage. p.269
5 - Description des minéraux. p.273

BIBLIOGRAPHIE. p.287

AVANT PROPOS.

Les premières recherches géologiques dans la région ont été suscitées, semble-t-il, par le développement rapide de l'industrie qui a provoqué une importante demande de matières premières.

Dans la Montagne Noire, les géologues de la première moitié du XIX^{eme} siècle ont donc essentiellement effectué un inventaire des richesses minières sans fournir de cartographie précise.

Les occurences alumineuses que nous étudions ici ne semblent guère, jusqu'ici, avoir retenu l'attention des pétrographes. Elles apparaissent néanmoins dans la littérature géologique sous diverses appellations ; A. Boisse (1858) parle "des gneiss stéatiteux des pics de Montahut et des Cabanes" et P. de Rouville (1876) de "roches feldspathiques avec quartz hyalin violet et stéatite de St-Gervais".

Plus précisément, A . Michel Levy signale localement, sur la crête à l'Est du Layrac, des "tourmalines tordues et d'assez grands cristaux d'andalousite cassés" (in Lefebvre 1981).

Dans une étude sur les minéraux du groupe de la sillimanite, J. Lougnon (1947) note la présence de filons de quartz à andalousite, à Castanet-le-Haut, dans les environs de St-Gervais.

Plus récemment, Brunel (1972) dans une étude structurale de l'unité I d'Avène observe des roches à andalousite, à l'Est de St-Gervais-sur-Mare, près du village de Mècle. L'observation microscopique de ces roches suggère à son avis, une origine antéhercynienne pour l'andalousite.

Dans la même région, J. Rolet (1973) signale "des filonnets minéralisés à quartz, tourmaline, talc (?) et andalousite". Il les considère comme probablement hydrothermaux et liés à des remobilisations tardives (posthercyniennes) du granite intrusif du Mendic.

Au cours de levés de terrain dans la région comprise entre Graissessac, St-Gervais-sur-Mare et Serviès, Lefebvre (1981) y répertorie cinq secteurs où se trouvent des roches à minéraux alumineux. Il caractèrise dans ces dernières, hormis le quartz, l'andalousite, la kaolinite, la pyrophyllite, le diaspore et la scorzalite.

Sur l'initiative de Lefebvre l'Ecole des Mines d'Alès s'intéresse à ces associations minérales particulières. Cela se concrètise d'une part sous forme de travaux d'élèves, Charlent et Combes (1982), visant à définir une possibilité d'application industrielle et d'autre part sous la forme d'une publication (Negroni, 1985). Dans cette dernière l'auteur envisage pour les roches alumineuses une origine hydrothermale polyphasée.

A la suite de ces premiers travaux, l'Ecole décide de financer un sujet de recherche appliquée (thèse de 3eme cycle) avec comme objectif principal, une valorisation industrielle des occurrences alumineuses en collaboration avec une entreprise de la région. En effet ces roches dont la composition se ramène au système silice-alumine-eau ne contiennent que très peu d'impuretés et peuvent avoir ponctuellement des teneurs en alumine dépassant 30%. Elles pourraient donc être utilisées dans l'industrie des réfractaires (briques ou ciments).

Cette thèse de 3eme cycle a donc été commencée dans une optique de prospection minière avec des travaux cartographiques de détail au 1/1000eme pour évaluer les volumes des roches alumineuses en présence. Des échantillonages systématiques ont été réalisés dans le but d'obtenir des teneurs en alumine représentatives.

Les premiers travaux ont montré que les roches avaient des teneurs moyennes en alumine plus faibles que celles escomptées et qu'il fallait par conséquent être prudent avant de ce lancer dans une application industrielle.

Au fil des mois, en dépit des efforts de l'école, aucune possibilité sérieuse de valorisation industrielle n'est apparue. Ces sites à roches alumineuses présentant un grand intérêt géologique il a été possible de s'orienter, sans trop de difficultés, vers un sujet de pétrographie théorique.

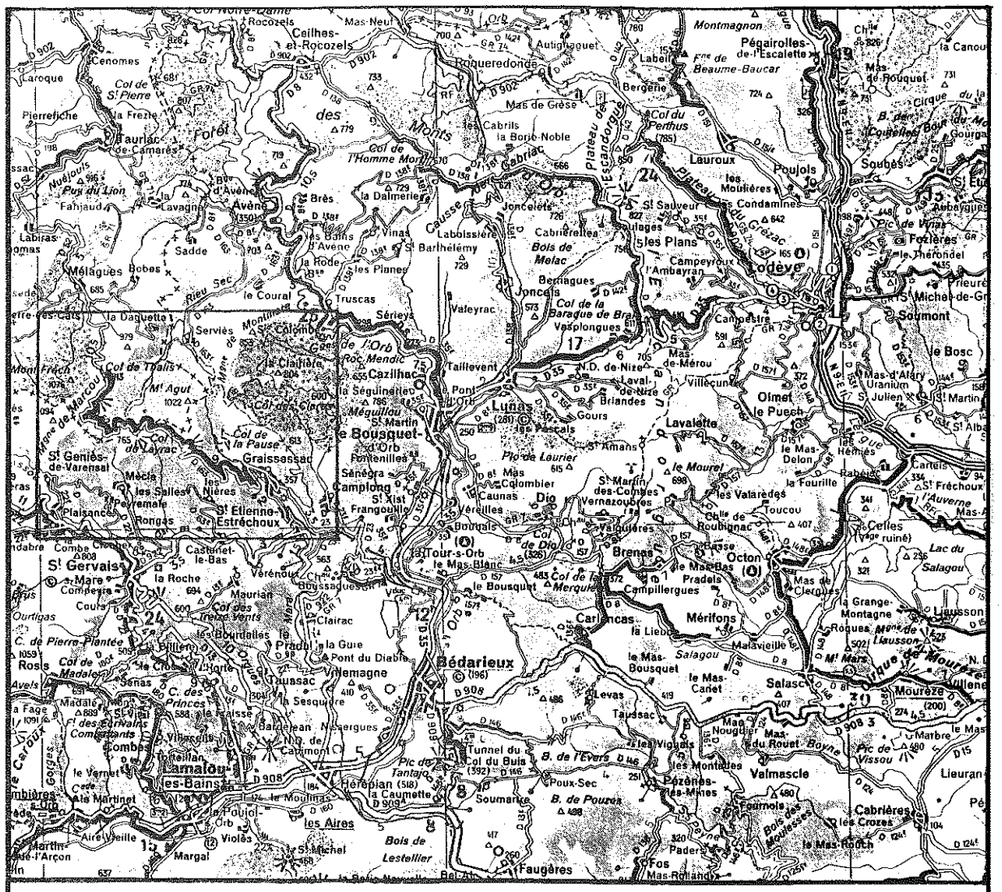


figure I1: situation géographique du secteur étudié.

Mansi 88

INTRODUCTION.

I) Localisation géographique des sites étudiés et situation géologique de la Montagne - Noire.

Les sites étudiés se trouvent dans le département de l'Hérault, à une cinquantaine de km au N-E de Béziers, dans la région de St Gervais sur Mare (fig.I 1). Cette partie de la Montagne-Noire, à l'Est des Monts de Lacaune, culmine à des altitudes modestes (Mt de Marcou 1093m). Les reliefs, assez accusés, marquent la ligne de partage des eaux entre Atlantique et Méditérranée.

La Montagne-Noire fait partie de la chaine hercynienne, au N-O les séries schisteuses du Rouergue et de l'Albigeois la relient au Massif-Central. Sur ses autres bordures elle s'ennoie sous les séries secondaires et tertiaires de l'avant pays pyrénéo-provençal.

2) Buts et orientations de ce travail.

L'objectif principal de ce travail est de déterminer l'origine des occurences alumineuses de l'Unité I d'Avène et de la diversité des faciès d'altération observés en définissant un modèle génétique général commun à tous les sites. Les particularités non expliquées par le modèle le seront par une évolution des paragenèses originelles dépendant de la localisation géologique des sites.

Dans ce but il faut :

-1) étudier la pétrographie et la géologie structurale de chaque site en soulignant les zonalités observées et en le situant par rapport à l'histoire géologique régionale. Une comparaison des sites permet de faire ressortir leurs particularités.

Le chapitre I présente la synthèse des données bibliographiques concernant le contexte géologique régional et le chapitre II l'ensemble des observations de terrain et leur interprétation.

-2) décrire de manière systématique (aspect macroscopique, microscopique, composition chimique et modale) tous les faciès et les comparer.

C'est l'objet du chapitre III dont la conclusion souligne les relations qui existent entre la disposition des faciès sur le terrain et leur composition chimique et minéralogique.

-3) discriminer les minéraux en paragenèses en s'appuyant sur les données de terrain et l'étude microscopique puis situer les épisodes d'altération correspondants dans l'évolution paléogéographique locale.

C'est le propos du premier et du dernier paragraphe du chapitre IV.

-4) estimer les paramètres physico-chimiques et les réactions minéralogiques de chacun des épisodes d'altération et raisonner en termes de phases d'altération prograde ou rétrogrades regroupant plusieurs épisodes.

C'est le but du second paragraphe du chapitre IV.

-5) définir en se référant à des modèles ou des sites connus la zonalité et les types des altérations observées puis les comparer a des sites similaires dans le monde;

Dans le premier paragraphe du chapitre V les différents types d'altérations des roches acides sont décrits en se référant au modèle génétique du porphyre cuprifère et à la zonalité de sites connus. Le dernier paragraphe du chapitre V présente à titre de comparaison les principales caractéristiques de quelques sites mondiaux.

-6) expliquer en termes de transferts et de mobilité relative des éléments les variations de composition chimico-minéralogiques des faciès et leur zonalité.

Ceci est présenté dans les deux autres paragraphes du chapitre V.

CHAPITRE I

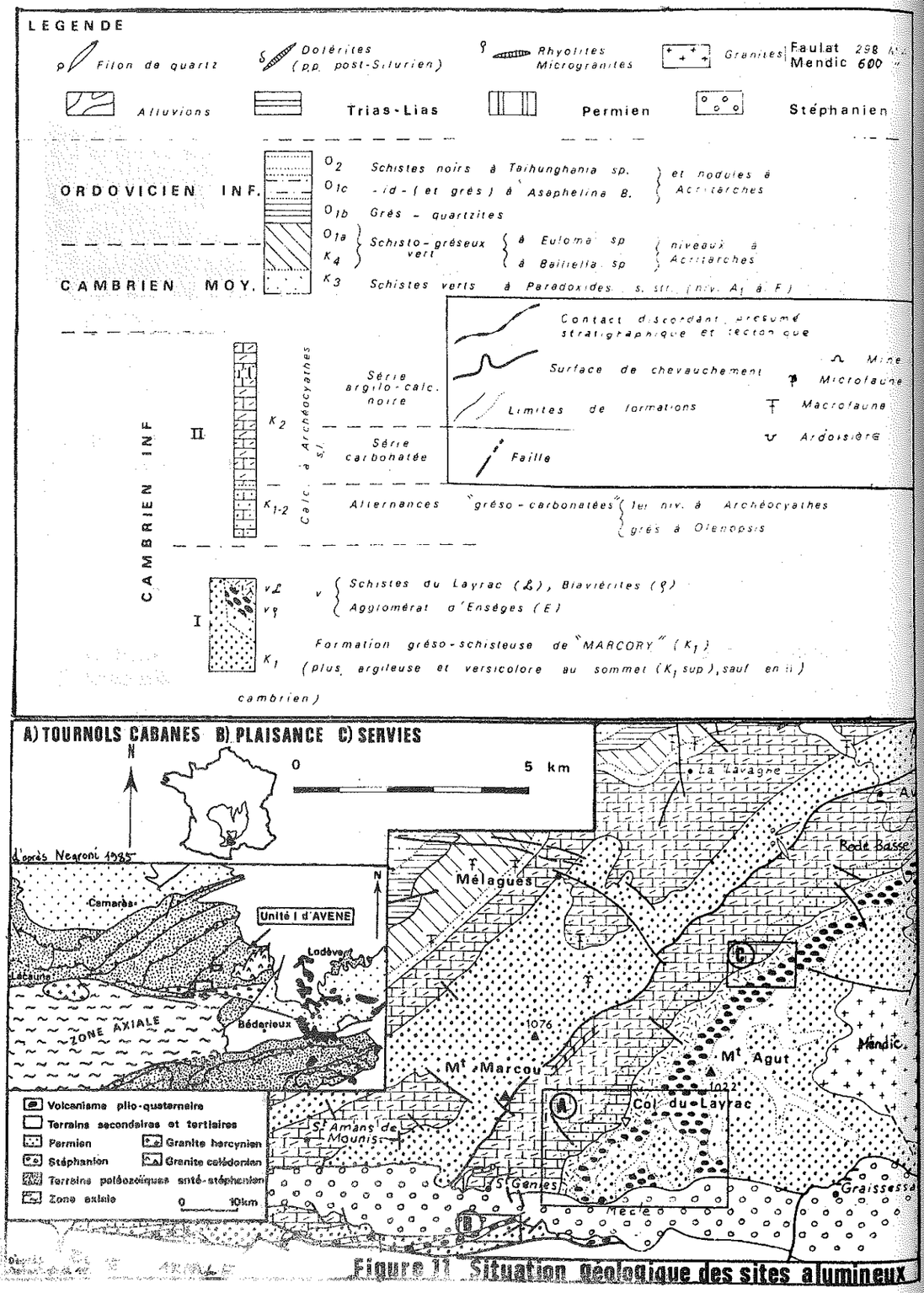


Figure 11 Situation géologique des sites alumineux

CHAPITRE I LE CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL.

INTRODUCTION.

Ce chapitre est une présentation synthétique des données bibliographiques disponibles sur la géologie de l'Unité I d'Avène et de la région (fig.11). Elles sont nécessaires à la réalisation des objectifs fixés pour ce travail. Les informations sont récapitulées sous forme d'un tableau présentant la stratigraphie, la tectonique et le métamorphisme. Une esquisse paléogéographique complète ces données. Tout ceci dans le but d'avoir un cadre de travail solide pour replacer toutes les informations concernant les "roches alumineuses".

1) LA SERIE STRATIGRAPHIQUE DE L'UNITE I D'AVENE (Tableau 1 A et fig.11).

La série stratigraphique de l'unité I d'Avène débute par les schistes et grès du Précambrien dans lesquels s'individualise, à l'Est, le massif granitiquedu Mendic. Sur ces termes repose une série comparable à celle du versant sud mais le volcanisme y est plus important.

En effet, le Précambrien est recouvert par des niveaux volcanodétritiques à rhyolite dominante transformés en porphyroïdes (voir annexe1) sous l'action du métamorphisme régional. Nous retiendrons pour ces roches, désignées aussi sous le nom de "blaviérites"(Bergeron , 1888), le qualificatif plus évocateur de "métarhyolites".

L'âge de ces volcanites est très controversé: aucune discordance franche entre elles et le Précambrien n'a pu être mis en évidence (Thoral,1935) mais" le Cambrien des Monts de St Gervais repose anormalement sur les schistes X"(Latouche,1968 in Rolet, 1973)." Pour Gèze B. (1949), les métarhyolites sont la base du Cambrien alors que selon Collomb (1969) ils représenteraient plutôt le sommet de l'Infracambrien" (in Rolet , 1973).

Les travaux de Hamet et Allègre (1973)-datation $_{87}Rb$-$_{87}Sr$ par isochrone sur roche totale-conduisent ces auteurs à considérer l'ensemble Mendic-métarhyolites comme une association pluton-volcan unique mise en place, à la fin de l'orogénèse cadomienne, il y a 499 ± 20 Ma. Ce résultat est en désaccord avec les travaux de Vialette (1962) (in Rolet , 1973) qui attribuait un âge précambrien au Mendic -583 Ma , Rb/Sr sur roche totale- De plus l'âge obtenu n'est pas compatible avec les fossiles géorgiens du niveau cambrien inférieur sus-jacent (tableau 1).

"Les grès de base (Précambrien) montrent des analogies avec le Cambrien daté et le volcanisme a persisté durant une bonne partie du Cambrien inférieur" (Donnot et Guérangé, 1978) Pour ces deux auteurs les métarhyolites seraient donc des manifestations éruptives intercalées dans une série du Cambrien inférieur.

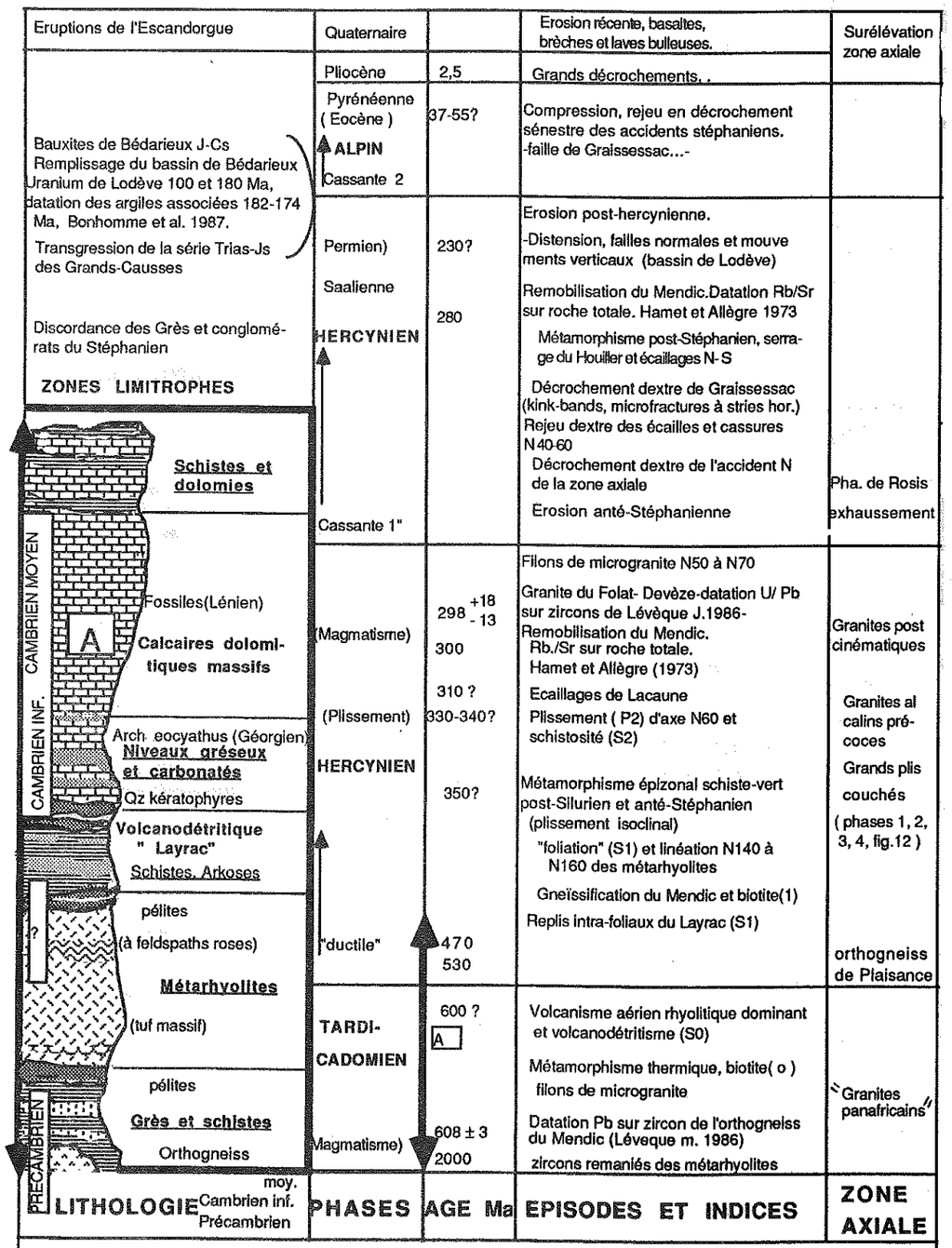


TABLEAU 1 : STRATIGRAPHIE ET TECTONOMETAMORPHISME DE L'UNITE I D'AVENE ET COMPARAISON AVEC LES SECTEURS VOISINS.

Mensi 88.

Cette activité éruptive au sein de la plateforme à archaéocyathus est attestée par des épandages détritiques récurents et des conglomérats à galets de quartz kératophyres (Aubague et al, 1977).

Rolet (1973) note la présence au dessus des grès et schistes de base et des métarhyolites de faciès pélitiques pouvant présenter localement des caractères de cinérites (tableau 1). Ces niveaux témoignent de l'existence d'un volcanisme rhyolitique en partie aérien confirmé par la présence de bombes rhyolitiques avec traces d'impact, déformant des laminites algaires, à la base du Cambrien inférieur de Cénomes (G. Verraes, communuication orale) .

Divers indices sont de nature à légitimer l'hypothèse d'une discordance stratigraphique infrapaléozoïque dans la région de Castanet- le- Haut. Cette dernière aurait été tectonisée à l'époque hercynienne." (Giusti, 1984). Ceci conforte l'hypothèse de Brunel (1972) qui considère les métarhyolites comme un horizon détritique, type "Ollo de Sapo" connu dans toute la chaîne hercynienne, transgressif sur un substatum plus ancien.

La datation U/Pb sur zircons* du Mendic (Lévèque et Lancelot , 1986) donne un âge de mise en place de 608 ±3Ma. Ce résultat en accord avec la stratigraphie (antégéorgien) démontre l'existence d'un témoin cadomien dans l'Unité I d'Avène. De plus (M. Lancelot, communication orale)une datation du même type a été tentée sur les métarhyolites de Rode-Basse. Les résultats sont peu exploitables à cause de l'existence de deux populations de zircons à 600 et 2000 Ma.

Ceci atteste de la nature volcano-sédimentaire des métarhyolites qui s'exprime pétrographiquement par des passages latéraux à des grès et des épisodes volcano-détritiques interstratifiés dans les dolomies du Cambrien inférieur.

On ne peut pas dans l'état actuel des connaissances rattacher l'ensemble du volcanisme à la mise en place du granite du Mendic mais quelques indices montrent qu'il y a pu avoir une liaison entre l'intrusion et les volcanites.

Les filons microgranitiques (Tableau 1) pourraient être des necks ou des cheminées d'émission perçant les schistes X au N-E de "Castanet - le -Bas" et dans l'unité I d'Avène (Rolet, 1973, Ellenberger et Latouche, 1967). Dans le secteur de Graissessac, Rolet (1973) signale "des filons (sills et dykes) de microgranite en rapport étroit avec le granite du Mendic dont ils ont les caractères pétrochimiques.(...)Près du col des Cabanes et à Plaisance on peut suivre certains de ces filons jusqu'à quelques mètres des blaviérites".

Au dessus des métarhyolites, dans la partie N-o de l'unité I d'Avène, on trouve la formation volcano-détritique du Layrac où dominent les grès arkosiques. Celle-ci pourrait être le témoin d'une activité volcanique qui se poursuivait au Nord dans la région de la Devèze. Elle est l'équivalent des grès de Marcory du sud de la Montagne-Noire. Son épaisseur réduite (50 à 300m) s'explique par l'existence de contacts tangentiels mais aussi par une paléogéographie différente de celle du Sud de la zone axiale.

* Pour les datations, on préfère actuellement utiliser la méthode U/Pb sur zircon. Elle nécessite l'utilisation d'un appareillage beaucoup plus" lourd "et couteux que celle au Rb/Sr mais le système U/Pb possède l'avantage important de demeurer fermé au cours de l'histoire thermique de la roche, ce qui n'est pas vrai pour le système Rb/Sr. La méthode Rb/Sr sera surtout fiable pour dater le dernier épisode de remobilisation d'une roche alors que celle à l'uranium et au plomb permet de dater l'âge de la cristallisation du minéral porteur.

Dans le haut de la série, on passe de manière progressive à des alternances gréso-carbonatées dans lesquelles on a, comme nous l'avons déjà vu auparavant, des "témoins volcaniques"-quartz kératophyres et même bombes volcaniques-
Les épisodes carbonatés (dolomie blanche cristalline) de courte durée alternent avec des apports terrigènes plus importants.

La découverte (Michel-Levy,1932 in Rolet , 1973) d'un archéocyatus, dans les calcaires marmoréen du haut de la série a permis un calage stratigraphique de cette dernière (tableau 1).

Les carbonates deviennent dominants et l'on passe à des calcaires dolomitiques massifs à stromatolites puis à des schistes et dolomies. Le sommet de ce dernier membre annonce les schistes à paradoxides au niveau de la troncature de l'écaille de Mélagues.

CONCLUSION

1) On a donc, à la fin du Précambrien, la mise en place d'un granite dans des terrains d'âge supérieur à 600 Ma qui ne montrent pas de traces nettes de plissement. Même si le métamorphisme a laissé des traces dans les quartz détritiques des formations sédimentaires (ex : zone du Vigan, Verraes G., 1979), on ne peut pas parler de socle au sens strict.

2) Le volcanisme rhyolitique s'inscrit dans un cycle volcanosédimentaire et les métarhyolites ne peuvent êtres considérées comme un horizon repère que de manière très localisée. En effet, nous avons vu que ces roches pouvaient dans certaines zones avoir des affinités avec le granite du Mendic et que l'on trouvait des manifestations explosives à la base du Cambrien inférieur. De plus à Rocozels on trouve des interstratifications volcaniques dans les dolomies du Cambrien moyen.

3) Ce volcanisme calco-alcalin -tufs et coulées acides dominantes avec des petites émissions de laves à structures microlitiques plus basiques de type oligoclasite- va se manifester à plusieurs reprises, sur une très longue période puisque l'on trouve des horizons tuffacés rhyolitiques jusqu'au Permien dans le remplissage du bassin de Lodève.

4) La série stratigraphique de l'unité I d'Avène se limite à des terrains du Cambrien moyen qui sont recoupés en discordance par le remplissage stéphanien du bassin houiller de Graissessac. Ceci s'explique d'une part par l'écaillage des séries et d'autre part comme nous le verrons dans l'esquisse paléogéographique par une sédimentation très réduite, à partir du Dévonien, dans le Nord de la Montagne-Noire.

2) TECTONIQUE, METAMORPHISME ET MAGMATISME (Tableau 1).

Le Nord de la Montagne-Noire est séparé de la zone axiale (fig.11) par un décrochement dextre majeur (amplitude de 10 km au moins) et sa structure résulte de deux phases de déformation non coaxiales (Brunel , 1972 et Rolet , 1973).

Les zircons remaniés-dans les métarhyolites et micaschistes du Mendic-témoignent de l'existence de terrains très anciens (1270 à 2000Ma) , probablement rattachables au paléo-continent Corso-Sarde, dans le Nord de la zone axiale.

Dans le Précambrien on observe une schistosité de fracture avec des traces d'un magmatisme ancien -roches vertes et microgranites transformés en gneiss-.

Un métamorphisme thermique associé à la mise en place du "Mendic" marque la fin de l"orogénèse" cadomienne. Il se traduit par la présence de cornéennes à biotite aux abords immédiats du contact entre le "granite" et les grès précambriens - affleurement significatif au nord du Bousquet d'Orb, excursion U.S.T.L 1988- Cette auréole de contact est réduite mais pour Rolet (1973) des gneïss à biotite situés sous le col des Cabanes sont les témoins éloignés de ce "dôme thermique".

L'orthogneiss alcalin de Plaisance dans la zone axiale et ses équivalents en Lozère et dans la péninsule ibérique témoignent de la mise en place entre 530 et 470 ma d'un magmatisme intraplaque caractéristique d'un épisode majeur de distension crustale
(Lancelot J.R. et al.,1984)

On distingue trois phases hercyniennes majeures (Arthaud, 1970 et Brunel 1972):

I) LA PHASE SOUPLE.

Elle est associée à un métamorphisme épizonal schiste-vert et elle est contemporaine de la mise en place des nappes du versant sud. Elle s'est manifestée par des grands plis souples d'axes N120 à N140 et à déversement SO qui ont donnés des schistosités (S1) proches de l'horizontale. Cette phase s'exprime minéralogiquement par la cristallisation de biotite (1) secondaire dans le granite du Mendic.

I I) LE PLISSEMENT CASSANT.

Il se traduit par une schistosité S2 de pli-fracture qui "reprend" S1 et explique la structuration en anticlinal des terrains étudiés. Les replis sont à plan axial raide déversé vers le S-SE avec localement de la schistosité de fracture.

Pour Rolet la structuration en écailles des unités des Monts de Lacaune est associée à cette phase qui correspond à un raccourcissement NO-SE. En fait l'écaillage "reprend"les plis sans qu'il y ait de changement notable dans l'orientation moyenne du champ des contraintes: on passe progressivement à une phase de déformation cassante (cassante1) dite tardi-hercynienne (Vernet, 1982) qui affecte l'ensemble de la chaîne hercynienne .

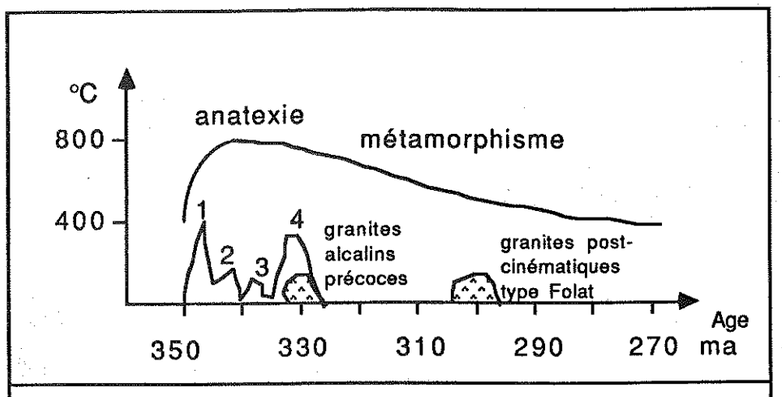


FIGURE 12 : courbe d'évolution thermique de la zone axiale de la Montagne-Noire avec la situation relative des phases tectoniques et des intrusions granitiques. (d'après Hamet 1975)

I I I) LES PHASES CASSANTES .

A) La phase cassante 1.

Des décrochements de dimensions très variables recoupent toutes les structures antérieures. L'accident Nord de la zone axiale (N110) -scellé par le Stéphanien- bouge en décrochement dextre en faisant rejouer dans le même sens les contacts entre les écailles qui sont probablement profondemment enracinés.
Ceci conduit à l'apparition d'une légère zone distensive, futur sillon houiller.

On a cette fois un raccourcissement NO-SE avec une virgation des axes de plis associée à des linéations d'allongement. Les cassures N40-60 sont les riedels du grand décrochement N110.

L'exhaussement de l'ensemble de la zone axiale fait rejouer les failles de Lamalou et des Monts de St Gervais qui individualisent le bassin de Bédarieux au sud. Au Nord le jeu des failles normales (distension) conduit à la genèse du sillon houiller.

Par la suite un décrochement dextre (> 30 km) dit de "Graissessac" se propage dans le remplissage stéphanien du bassin.

Au cours de la phase saalienne une compression N-S se manifeste par la formation de l'anticlinal médian du bassin de Graissessac et des écaillages tardifs qui pourraient expliquer les réductions locales de la puissance des séries. Les niveaux "cinéritiques" constituent, par leur comportement mécanique, des zones privilégiées de décollement (voir stratigraphie).

Pendant cette période, le Houiller a enregistré un "métamorphisme" tardif attesté par l'anthracitification des charbons. Ce réchauffement pourrait être contemporain de la biotite tardive (207 à 279Ma) de la zone axiale (Vachette Rb/Sr, 1967).
Les travaux de Hamet (1975) viennent conforter cette hypothèse (fig.12). Les gneiss de la zone axiale étaient donc encore relativement chauds à cette époque.

Les phases tectoniques 1, 2, 3 et 4 de la figure 12 sont contemporaines de la phase ductile du nord de la Montagne Noire.

Latouche (1969) montre par l'étude des réflectances que les anthracites de Plaisance se sont formés à environ 250°C alors que ceux de Graissessac, plus éloignées de la zone axiale, correspondent à des températures voisines de 60°C. Des estimations du gradient géothermique et de l'épaisseur de la couverture lui permettent d'avancer une température équivalente de 400°C pour les gneiss sousjacents.

Dans une étude plus récente (Becq-Giraudon et Gonzales, 1986) montrent que la maturation de la matière organique du bassin s'est éffectuée suivant une série de dômes thermiques dont la mise en place, après le Stéphanien, est directement controlée par les éléments structuraux du bassin (anticlinal médian, décrochement N100-110...) . Ce phénomène de thermicité résiduelle suivrait la fermeture du système métamorphique hercynien.

Au Permien le régime devient distensif avec des failles normales et des mouvements verticaux qui provoquent la formation des bassins de Bédarieux et de Lodève.

B) La phase cassante 2.

Le réseau de lignes de faiblesse hercyniennes va rejouer en permanence par la suite au cours de cette phase alpine. L'accident de Graissessac est réactivé à l'Eocène avec une composante sénestre. Au Tertiaire et surtout au Quaternaire le volcanisme basique se manifeste en empruntant les linéations hercyniennes.

CONCLUSION

La mise en place du Mendic témoigne d'un magmatisme cadomien sans que l'on trouve à proprement parler un socle antécambrien. Son âge de mise en place est contemporain de celui des granites panafricains (repris dans l'orogénèse hercynienne) connus dans toute la chaine hercynienne (ex.Hoggar).

Le volcanisme va se répéter durant tout le cycle hercynien avec des "émissions aériennes" importantes entre le Précambrien et le Cambrien moyen.

Le métamorphisme schiste-vert est contemporain des phases majeures de déformations hercyniennes de la zone axiale. Nous avons vu que le socle hercynien de la Montagne-Noire est resté thermiquement actif jusqu'à la fin du Stéphanien (fig.12).

Les déformations souples précoces correspondant à un niveau structural profond ont été relayées par une tectonique de niveau intermédiaire (plissement cassant) puis par des déformations cassantes tardistéphaniennes.

Par la suite des phases tantôt distensives (Permien) et tantot compressives (Jurassique supérieur, Crétacé supérieur et Eocène) ont affecté le bati hercynien . Les manifestations volcaniques associées à ce contexte géotectonique sont des émissions de basaltes à la fin du Tertiaire et surtout au Quaternaire.

3) ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE (Tableau 2).

Dans ce travail, il est important d'avoir une idée précise de l'évolution des terrains de couverture dans les secteurs altérés car l'histoire des paragenèses alumineuses est directement liée à l'évolution paléogéographique de l'unité1 d'Avène.

Cette histoire débute par la mise en place du granite du Mendic (608±3 Ma) dans les terrains précambriens qui ne montrent aucune trace nette de plissement. L'étude pétrologique de ce granite suggère qu'il a cristallisé à une profondeur de 2000 ou 3000m (PH_2O > 2OOMPa) et qu'il s'agit d'un monzogranite (tendance calcoalcaline). Ses caractères chimiques permettent de suggérer qu'il a une origine sialique profonde (Brunel , 1972).

Le volcanisme essentiellement rhyolitique va se "déplacer" progressivement vers le Nord (intercalations du Cambrien inférieur de Rocozel) pendant que dans le secteur étudié se déposent les niveau volcanodétritiques du Layrac.

La présence de pélites cinéritiques ainsi que de bombes volcaniques dans les sédiments de la base du Cambrien témoignent de manifestations explosives. Ces dépôts devaient former un substratum peu consolidé et au relief peu accusé puisque l'on ne trouve pas de discordance entre les niveaux du Layrac et la série volcanique à dominante rhyolitique (métarhyolites).

Dans cette dernière, les poudingues à quartz kératophyres ainsi que les niveaux pélitiques, dominants par rapport aux carbonates, montrent que le volcanisme se poursuivait en bordure des secteurs immergés. On pouvait donc avoir, comme le suggèrent Donnot et Guérangé (1978) une disposition originelle en rides et bassins avec des "buttes" éruptives en relief sur une pénéplaine sous faible couverture d'eau. Une disposition identique a été mise en évidence à la même époque dans les Cévennes méridionales (G Verraes, communication orale).

On a eu tout au long du Cambrien moyen et supérieur un régime de plateforme avec dans les zones plus profondes, des sédiments transgressifs à dominante carbonatée se mettent en place à partir du Cambrien moyen marquant ainsi le début d'un nouveau cycle sédimentaire*. Les calcaires à archéocyatus correspondent à un léger approfondissement qui va s'accentuer au cours du Cambrien moyen.

Dans les écailles voisines, la série stratigraphique se termine pratiquement avec l'Ordovicien.
Il faut donc admettre comme le suggère Brunel (1972) que le versant Nord était, à partir de cette époque, une zone émergée ou à sédimentation très réduite.

* Dans le Sud de la Montagne Noire le passage Cambrien inférieur / Cambrien moyen est marqué par le remplacement des carbonates par des dépots exclusivement terrigènes de type turbidite. La destruction du "shelf" carbonaté (phase de rifting) est liée à la rotation horaire de la plaque gondwanienne et à l'ouverture de l'océan Iapetus. Les terres émergées du craton précambrien devaient se situer, à cette époque, à plusieurs centaines de kilomètres au Sud du Massif -Central (Couriault- Radé et Gaudin , 1987 et Couriault- Radé , 1987).

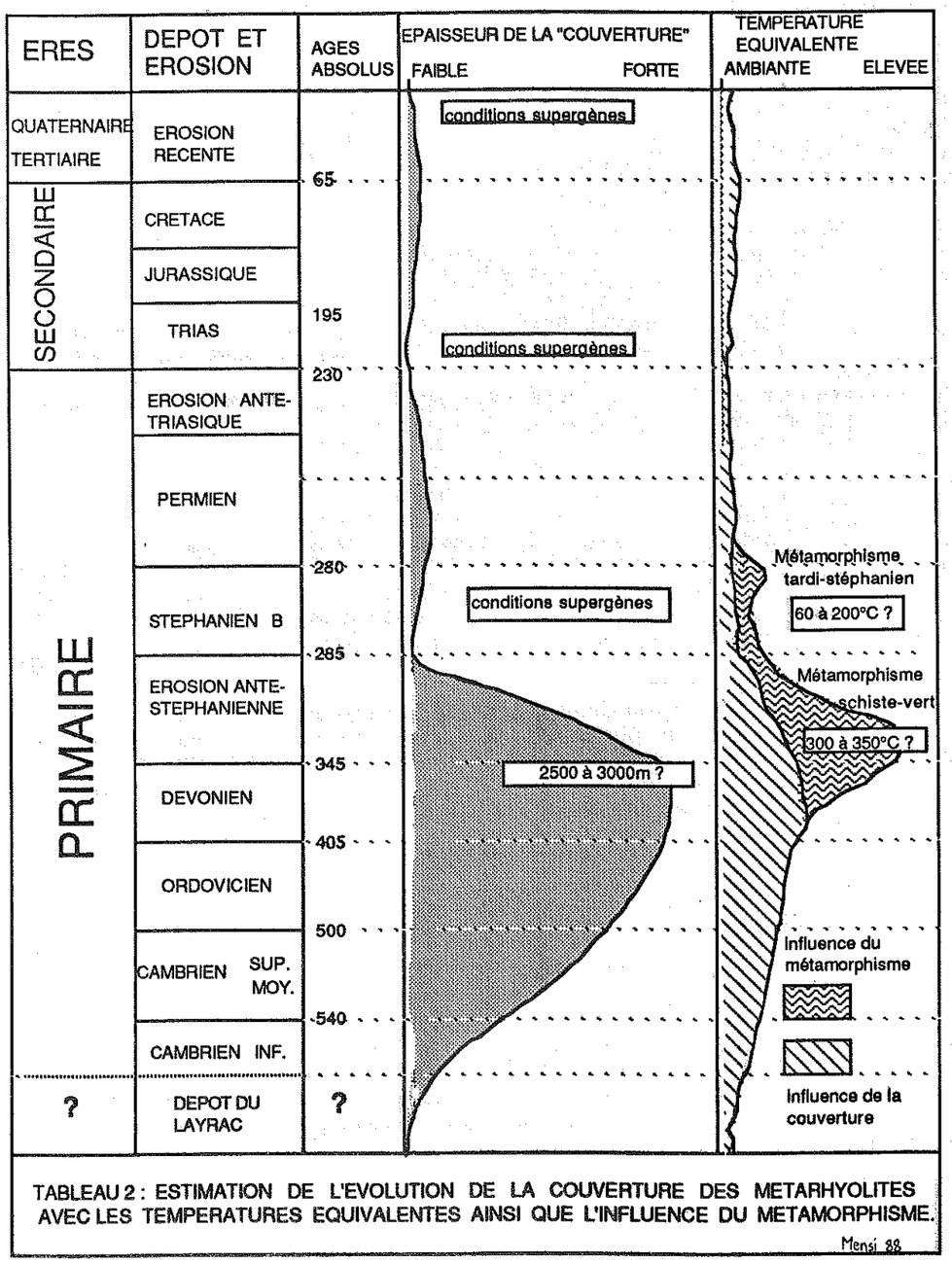


TABLEAU 2 : ESTIMATION DE L'EVOLUTION DE LA COUVERTURE DES METARHYOLITES AVEC LES TEMPERATURES EQUIVALENTES AINSI QUE L'INFLUENCE DU METAMORPHISME.

Mensi 88

Les terrains plissés (axe N60, S2) puis écaillés sont soumis à l'érosion anté-stéphanienne qui va se poursuivre durant une très longue période et être très intense puisque le Houiller est parfois directement en discordance sur les terrains du Précambrien. L'érosion à donc décapé les terrains de couverture des métarhyolites en soumettant une partie de ces dernières à des conditions d'altération superficielle. On peut estimer que cette érosion a enlevé au moins 3000 m de terrains dans certains cas.

"Pendant la phase distensive houillère on pouvait avoir en bordure des zones de sédimentation des escarpements de failles normales soumises à une altération de type tropical humide avec localement formation d'hydrates d'alumines bauxitiques" (Combe,1988 communication orale).

L'étude du remplissage (Stéphanien B) du bassin houiller (Beck Giraudon, 1973) montre que la plus grande partie des apports est originaire de secteurs situés au Nord du sillon houiller et que les formations antérieures étaient déjà bien arasées au moment du dépot. Ceci permet de supposer que la zone axiale était alors encore peu individualisée.

La sédimentation se poursuit, après le Permien. Une transgression (Trias) se développe à partir des bassins de Bédarieux, de Lodève et de St Affrique, et ennoie sans doute une partie des reliefs de la région de St-Gervais Graissessac. Il existe dans la région de Ceilhes des karsts à barytine du Trias et dans le secteur du Folat, on a des filons à barytine qui se sont mis en place dans les calcaires dolomitiques du Géorgien au Trias (excursion USTL 1988).

A partir de cette époque la région étudiée est soumise à une sédimentation réduite voir absente.

Au Sud de Bédarieux l'émersion ne se produit qu'après le Crétacé supérieur, l'Hettangien se caractérise par une mer de plate-forme à laminites séparées par des chenaux. Durant tout le Lias et le Jurassique un régime distensif (failles normales) se met en place avec des manifestations hydrothermales de basse température (barytine etc.).

Au Crétacé la formation de l'isthme durancien se manifeste par des traces d'érosion superficielle et des phénomènes karstiques. Les bauxites de Bédarieux se déposent dans des karsts situés au toit du Jurassique.

Dans les secteurs de la Devèze et du Mendic les roches rubéfiées indiquent que l'on se situait très près de la surfaced'érosion antétriasique.

L'érosion secondaire et surtout tertiaire aboutit à une pénéplanation presque parfaite pour l'Espinouse et pour le plateau de Murat en conservant néanmoins quelques reliefs autour du massif du Mendic (Rolet, 1973).

Nous avons vu que le volcanisme basique se manifeste à partir de la fin du Tertiaire, il existe dans l'unité I d'Avène quelques intrusions basaltiques.

CONCLUSION.

Le tableau 2, très approximatif, permet néanmoins de situer le métamorphisme hercynien - courbe d'évolution thermique (modifiée) d' après Hamet 1975 - par rapport aux différentes phases de dépot et d'érosion. Ce schéma, très idéalisé compte tenu de la complexité de l'histoire géologique régionale permettra tout de même de mieux comprendre l'histoire pétrogénétique des roches alumineuses.

CONCLUSION GENERALE.

Les altérites semblent se disposer dans des volcanites qui se sont déposées entre le Précambrien et le Cambrien inférieur. Ces dernières ont une histoire longue et complexe puisqu'elles ont été soumises au métamorphisme et au plissement hercynien ainsi que plus tardivement aux échos de la phase alpine.

Le chapitre qui suit présente le bilan des données de terrain disponibles sur les altérites et leur contexte géologique local. L'interprétation et la récapitulation des données permettent d'esquisser les premières hypothèses génétiques sur les altérites et d'établir des parallèles avec les faits marquants de l'histoire régionale.

CHAPITRE II

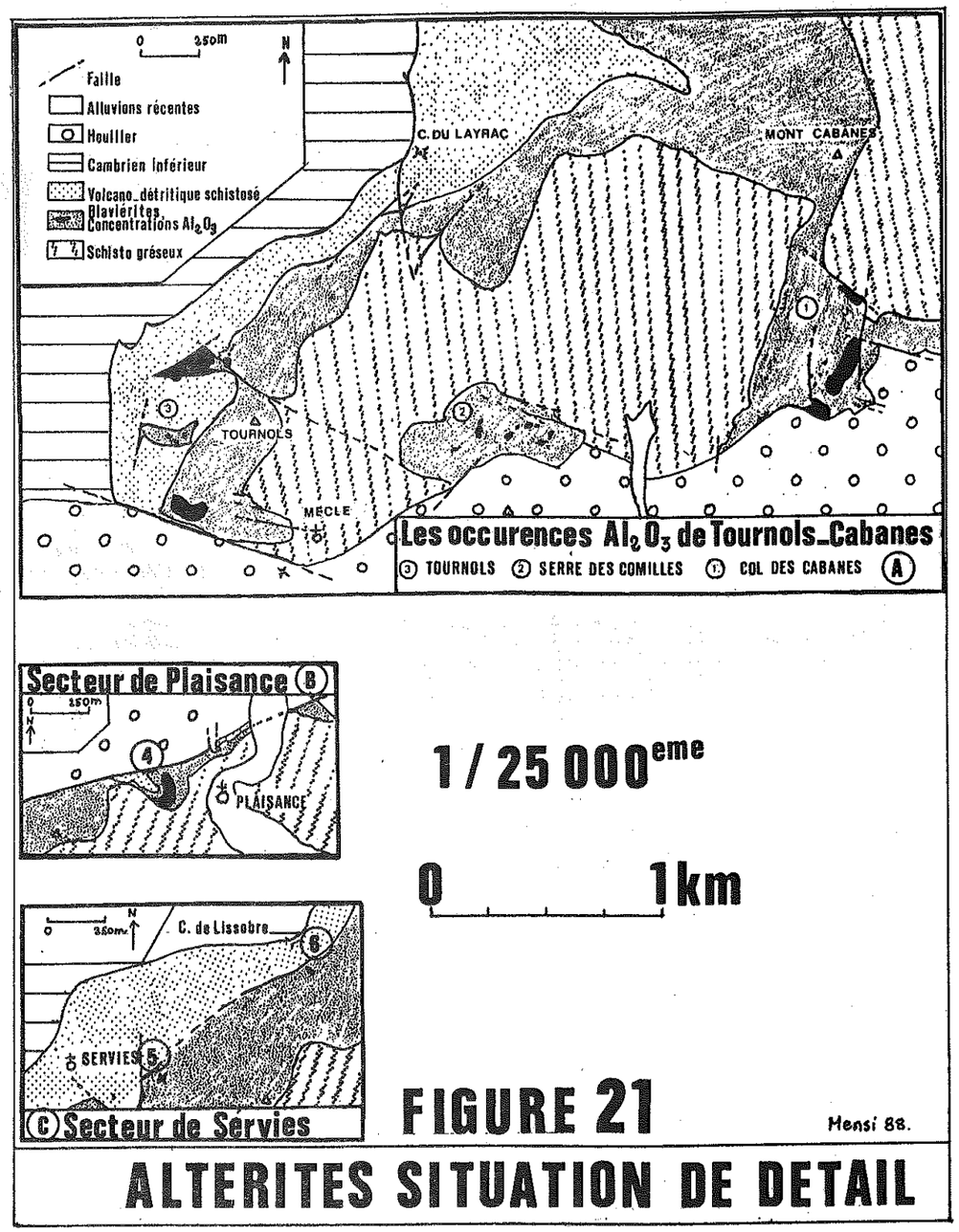


FIGURE 21

ALTERITES SITUATION DE DETAIL

CHAPITRE II ETUDE DE TERRAIN.

INTRODUCTION

Les secteurs concernés par ce travail se localisent au Nord-ouest de la zone axiale dans l'autochtone du Mendic qui est la partie orientale des écailles des Monts de Lacaune. Cette dernière dite "unité I d'Avène" est limitée au Sud par les terrains discordants du sillon houiller de Graissessac et à l'Est par les séries secondaires du causse. Elle est structutée en vaste pli anticlinal d'axe N70, à déversement vers le Sud-est, qui se moule sur l'orthogneiss du Mendic. Au Nord-ouest elle est recouverte en contact anormal par l'"Unité II de Mélagues".

Le groupe de **Tournols-Cabanes** comprend les sites du col des Cabanes, de la serre des Comilles et de Tournols. Ces derniers se trouvent tous sur le **bord nord du bassin houiller** (fig. 21A). A **Plaisance** on est au **sud du bassin houiller**, très près de la zone axiale (fig.21B) alors que le secteur de **Serviès est beaucoup plus éloigné** de la **zone axiale** et du **bassin houiller** (fig. 21C).

1) LE SITE DU COL DES CABANES.

INTRODUCTION.

C'est le site le plus oriental (fig. 21A 1), on y accède par la vallée de la Mare et à partir de Graissessac par la route du col du Layrac qui nous mène au col des Cabanes.

Le sommet du Mont Cabanes offre une belle vue de l'ensemble du site (fig.22), il y affleure des métarhyolites qui forment la charnière de l'anticlinal P2 de l'unite I d'Avène.

Vers le Sud , une bande de métarhyolite couverte d'herbe et de genêts "descend" suivant la schistosité S1 (affleurement structural). La surface topographique est en gros parallèle à la foliation S1 des volcanites qui sont entaillées par deux ravins orientés Nord-Sud correspondants comme nous le verrons à des accidents tardifs.

De part et d'autre , à l'Est et à l'Ouest, apparaissent les dalles et corniches des terrains précambriens.

Le contact avec les terrains houillers discordants , au Sud, se repère bien dans le paysage car les chataîgniers ne poussent pratiquement pas sur les volcanites. On suit ce contact depuis les deux bergeries juste au nord de Cansibirous; il descend vers le ravin "sud" pour ensuite remonter en rive gauche de ce dernier jusqu'au ravin "est" , de là il va butter contre une corniche rectiligne N110 de métarhyolite située sous l'aire d'Henric.

Les altérites sont particulièrement bien visibles sur le versant non boisé et peu affleurant des métarhyolites grâce à leur teinte claire et surtout à leur relief très marqué. En effet les volcanites sont bien visibles lorsqu'on recoupe la foliation S1 sur les sommets ou dans les ravins alors que les altérites , massives ressortent en relief sur le versant.

Pour avoir une idée de la topographie de détail on peut se reporter à la carte au 1/1000eme (annexe 2). Dans le texte qui suit les numéros entre parenthèse renvoient à celle-ci.

1ere) partie LES DONNEES DE TERRAIN.

I) LE CADRE GEOLOGIQUE (fig. 22).

A) - Les schistes et grès du Précambrien..

Ils forment le versant nord-ouest qui donne sur le village de Graissessac ainsi que la partie Ouest du secteur .

Ce sont les roches **les plus anciennes**, antérieures au granite du Mendic (608 ma) qui les recoupent. Elles forment le substratum sur lequel se sont épanchées les rhyolites qui ont été métamorphisées à l'Hercynien.

B - Les métarhyolites .

Les métarhyolites communes sont massives ou découpées en bancs épais pluridécimètriques. Elles se trouvent à partir du sommet de Marcoussel suivant une bande nord-sud et à l'aire d'Henric où elles forment une belle dalle structurale.

Ces roches à teinte claire et aspect gneissique présentent des "yeux" de quartz rhyolitique (gris-violacé) et de feldspaths blancs ou rosés plurimillimètriques. La schistosité S1 peu accentuée est soulignée par des phyllites qui donnent un toucher soyeux à la roche.

La schistosité augmente considérablement de part et d'autre de la zone altérée, la roche (métarhyolite schistosée) se débite en minces feuillets. Des phénocristaux de quartz en relief ainsi que des "grains" de feldspath millimètriques ressortent sur les surfaces de schistosité S1.

B_1)Le contact de base avec les terrains précambriens.

L'observation du contact tectonisé, à l'Ouest de Cansibirous (biseau le long d'une faille nord-sud) et de Marcoussel, ne permet pas de conclure à une éventuelle discordance des métarhyolites sur le Précambrien. Nous pouvons retenir dès à présent un fait important: le sommet de la série précambrienne est formé de **niveaux pélitiques très fins et schistosés** (tableau 1A). Des cassures nord-sud et est-ouest affectent ce niveau plus "fragile".

B_2)Le contact avec les terrains houillers (les numéros cerclés renvoient à la fig.22).

Le contact correspond à une **discordance majeure**: en effet on voit que le Stéphanien -non schistosé et à stratification peu inclinée -recoupe des terrains d'âges variables, aussi bien les métarhyolites (Aire d'Henric) que les schistes et grès de base (Sud-ouest de Cansibirous, 1).

2 Au Sud, à l'Est des deux bergeries, les métarhyolites altérées (altérites) sont surmontées par les gros bancs gréseux du houiller qui forment la bordure sud d'un ravin (1) qui s'oriente suivant un accident subvertical N120: une surface argileuse d'orientation N45 et pentée de 30° vers le Sud biseaute une intercalation de schistes montrant de grandes affinitées avec la série du Layrac. On retrouve une intercalation de ce type au contact avec le Houiller plus à l'Est.

Le point 3 correspond à la rive droite d'un talweg encaissé. Le "passage" au Houiller se fait par un miroir de faille subvertical N110 formé par une **brèche tectonique stéphanienne** à ciment noirâtre remaniant des fragments de métarhyolite pouvant atteindre une vingtaine de centimètres de diamètre . Cette dernière est recoupée par une série de cassures tardives N-S et N140.

4 On suit sur une centaine de mètres une corniche verticale de 7 à 8 m de haut formée par les métarhyolites massives. Un accident décrochant majeur sénestre N110 vertical décale avec un abaissement relatif le Stéphanien caché par des éboulis - les stries, de pitch 45° E montrent que le décrochement induit un abaissement des terrains houillers relativement aux volcanites-

CONCLUSION.

Le sommet de la série précambrienne est formé de niveaux pélitiques. Cette différence lithologique a facilité les **cisaillements tardifs**. .

Si l'on considère que les schistes intercalés sous le Houiller sont des reliques de la série du Layrac ou les niveaux pélitiques du sommet des volcanites, le **niveau d'érosion antéstéphanienne** à l'Est des deux bergeries se situerait juste au **sommet des volcanites.**

Les replis et la brèche stéphanienne attestent d'une **tectonique stéphanienne** relayée par une **phase cassante** plus tardive **nord -sud.**

Enfin pour finir la phase pyrénéenne reprend des lignes de faiblesse anciennes qui rejouent en **décrochements sénestres**. Toutes ces informations vont êtres clarifiées par l'étude structurale.

I I) LES ALTERITES.

Cette dénomination regroupe deux types d'affleurements correspondants à des faciès où l'on ne trouve pas de feldspaths ou très peu. Les premiers sont très schistosés et présentent encore (hormis l'absence de feldspath) les caractéristiques des métarhyolites. Ce sont les métarhyolites sériciteuses et les métarhyolites silicifiées. Elles sont bien visibles le long de la route du Layrac et le long des ravins "est" et "ouest". Le second type est massif (S1 absente) et contient des minéraux alumineux dans une "matrice" siliceuse. C'est une altérite sensu-stricto dont les affleurements ressortent en relief dans les pentes.

A - Le passage de la métarhyolite aux altérites.

Nous avons déjà dit que la **schistosité** peu marquée habituellement **augmente** considérablement en bordure de la zone altérée. On trouve quelques fantômes de pyrite dans les métarhyolites schistosées (fig. 22). Nous verrons, dans l'étude structurale, que ces fantômes (taille de 1 cm parfois) sont déformés et s'allongent suivant une linéation L1. On ne peut pas parler de contact car l'augmentation de schistosité est graduelle.

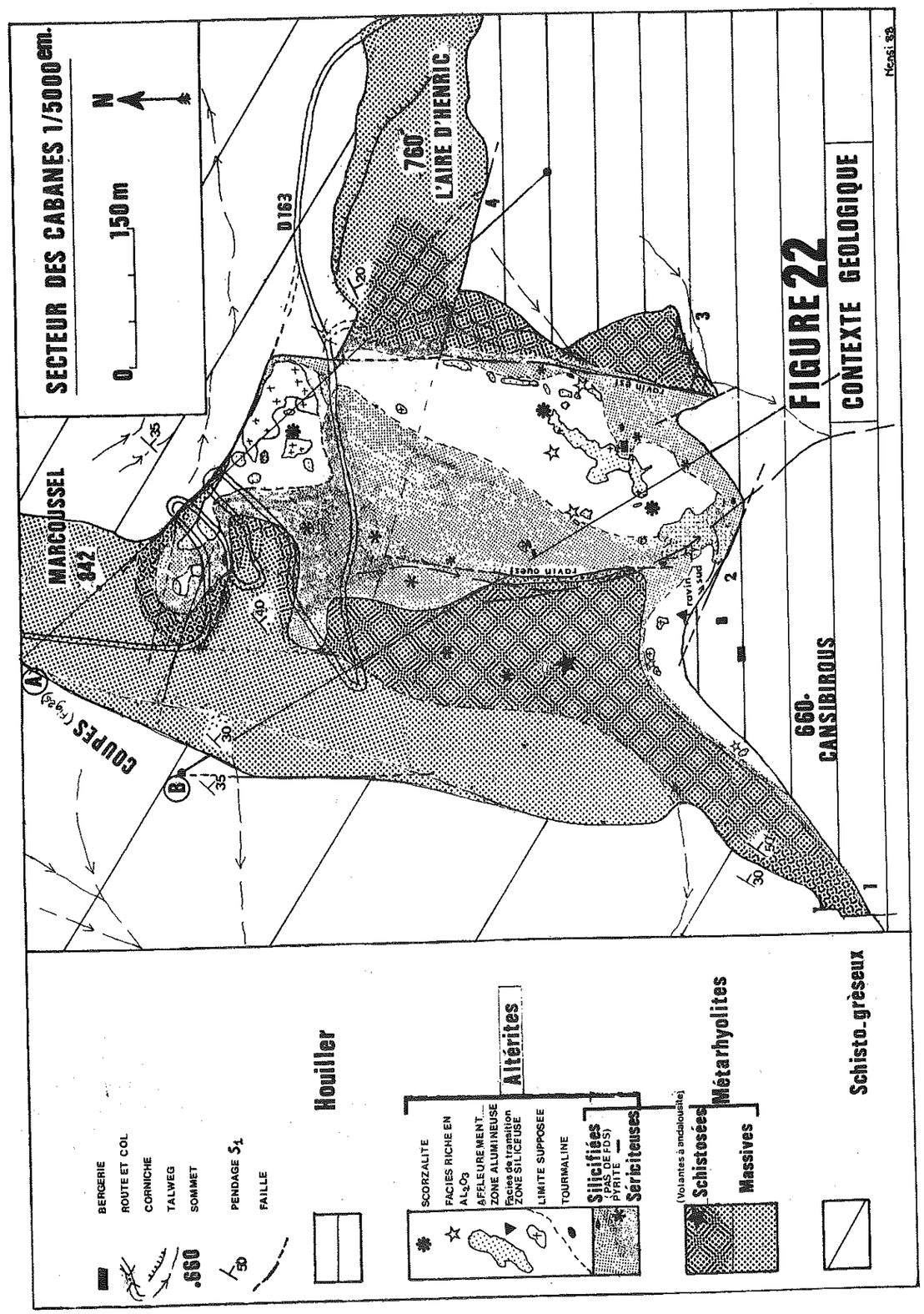


FIGURE 22
CONTEXTE GEOLOGIQUE

B - Pétrographie des altérites.

B1 Les métarhyolites silicifiées et /ou sériciteuses.

Progressivement la roche devient plus siliceuse avec localement une augmentation très nette de la teneur en séricite avec des **feldspaths** de plus en plus rares et altérés qui dans la plupart des cas **disparaissent complètement.** On trouve là aussi des fantômes et parfois des cristaux de pyrite, la tourmaline disséminée peut devenir localement abondante et former des **tourmalinites**.

Localement des lacis de filons de quartz forment des faciès hypersiliceux (voir localisations fig. 22). Des failles tardives N-S ou N110 -120 affectent ces faciès qui ont sans doute déterminé des zones de faiblesse relative à cause de leur lithologie différente.

Ces faciès, très schistosés, à fantômes de pyrite abondants, se "moulent" (2, 3) sur des secteurs où ressortent des **affleurements massifs** (4), très en relief dans la topographie qui sont les altérites proprement dites...

B2 Les altérites sensu-stricto.

Ce sont des roches complètement différentes des volcanites limitrophes par deux caractéristiques essentielles:

1) ces roches contiennent des **silicates et hydrates d'alumine -** andalousite, kaolinite, pyrophyllite, diaspore...- avec accidentellement des phosphates-scorzalite, wilkéite...-.et on ne trouve **pas de feldspaths**.

2) Les faciès sont **massifs** . La schistosité très marquée dans les faciès sériciteux et les faciès silicifiés s'estompe peu à peu pour disparaitre complètement dans la zone alumineuse. Ceci est bien visible au point (5) et sur la carte du secteur sud (fig. 23).

On n'observe pas au premier abord une continuité entre les affleurements d'altérites situés au Nord de la route du Layrac et ceux situés en aval de cette dernière. On trouve des altérites essentiellement sous forme de volantes à andalousite à l'Ouest du ravin "ouest "sans qu'il y ait de liaison directe avec celles du côté est du ravin. Par conséquent l'étude du site est présentée en trois parties:

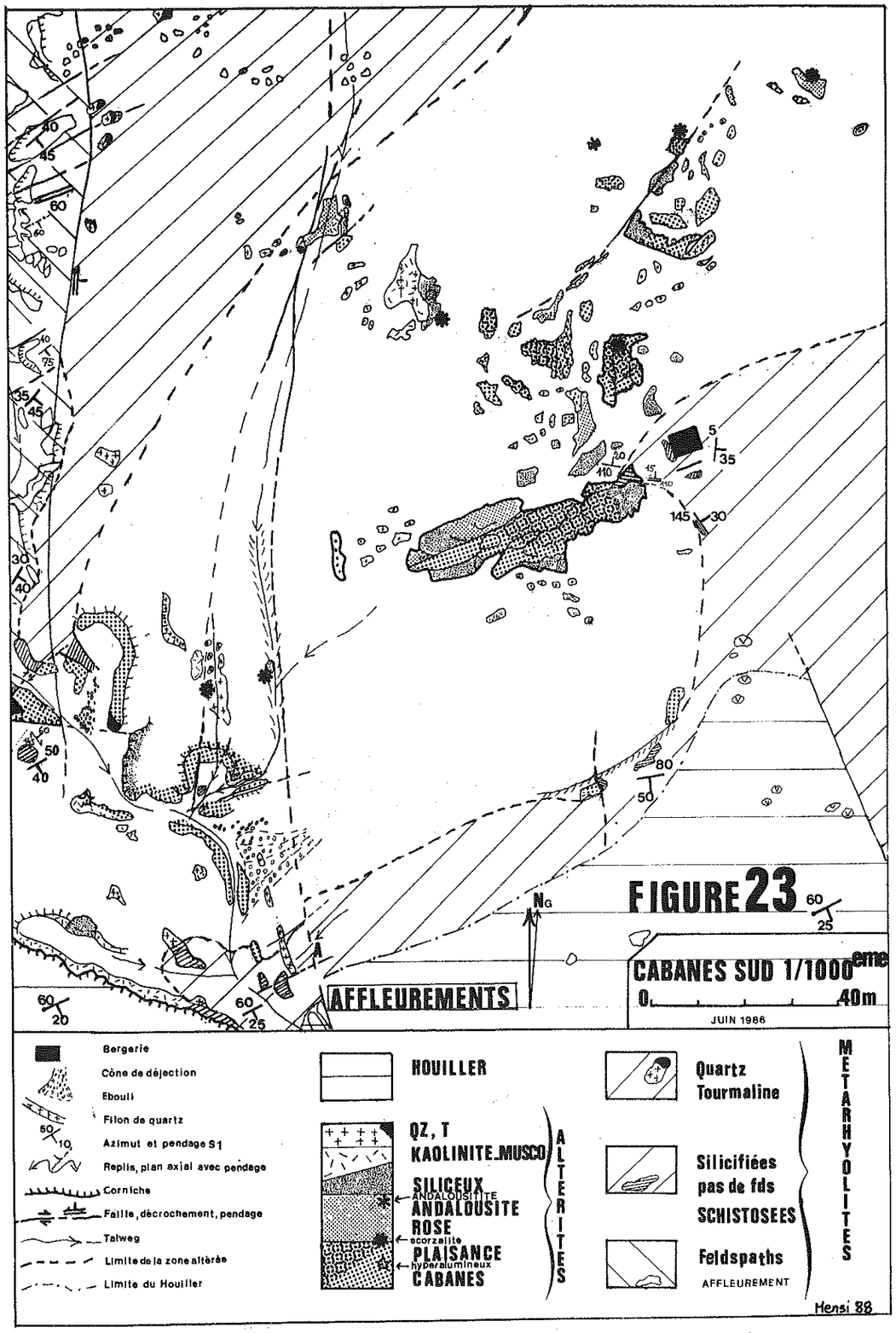


FIGURE 23

1) Le secteur sud.

La carte au 1/ 1000eme (fig. 23) fait ressortir de manière détaillée que les **faciès schistosés se moulent sur la zone alumineuse** massive et que les faciès riches en tourmaline ou en quartz se disposent à la périphérie de cette dernière.

Les altérites se poursuivent sous le Houiller, on observe le contact discordant et la zone alumineuse se biseaute (fig. 22) à l'Ouest entre les métarhyolites et le Stéphanien.

Les **variations d'aspect** et de **teneurs en alumine** des altérites nous ont conduit à les regrouper sous **différents faciès**-décritsau chapitre III - dont la disposition de détail est complexe.

Tout ce que l'on peut dire pour l'instant c'est que l'on observe deux faciès extrêmes. Le premier correspond à une roche hypersiliceuse et l'autre à des faciès hyperalumineux.

-Dans le secteur des Cabanes il existe un seul petit affleurement d'andalousitite (fig. 23 A). Les autres faciès sont considérés, au point de vue teneur en Al_2O_3 comme des faciès intermédiaires avec le type Cabanes qui domine largement.

-Au point (6) l'**andalousite** associée au quartz et à la scorzalite présente, à l'échelle du bloc, un **caractère fissural très net.**

- Le type à andalousite rose ne se différencie du type Cabanes que par la couleur de cette dernière. Un fait à retenir est que dans la partie aval du terrain entaillée profondément par un ravin (7) seul le type Cabanes(plages d'andalousite bleu-pâle dans matrice claire de quartz) est présent.

Il n'est pas possible, comme le montre la carte interprétative (fig. 27), d'établir une zonation latérale claire à l'intérieur du secteur altéré. On peut simplement esquisser une zonation verticale: les faciès à andalousite rose se répartissent dans les parties hautes.

2)Le secteur nord.(fig. 24)

Les roches sont ici, en moyenne, plus siliceuses que dans le Sud. La zone alumineuse est séparée au Nord-est , du Précambrien , par une faille le long de laquelle on retrouve les faciès intermédiaires -métarhyolites schistosées et faciès sans feldspaths (A) -On passe ensuite au faciès siliceux (B) puis aux faciès Cabanes et Plaisance (C) qui sont peu affleurant relativement au faciès siliceux. Le type Plaisance est largement dominant relativement au type Cabanes.

On trouve localement des roches à cristaux de pyrophyllite (rosettes) mais pas de faciès hyperalumineux. Dans un des lacets de la route du Layrac on a une tourmalinite (D) recoupant des faciès sériciteux. On retrouve donc les faciès **de la partie sud avec une polarité,** à savoir que la partie axiale des affleurements (essentiellement type Plaisance) est bordée par le faciès siliceux.

Le faciès siliceux est de couleur claire avec très peu d'andalousite. Le type Plaisance correspond à des roches à matrice bleu foncé et plages d'andalousite rose.

3)Le secteur ouest .

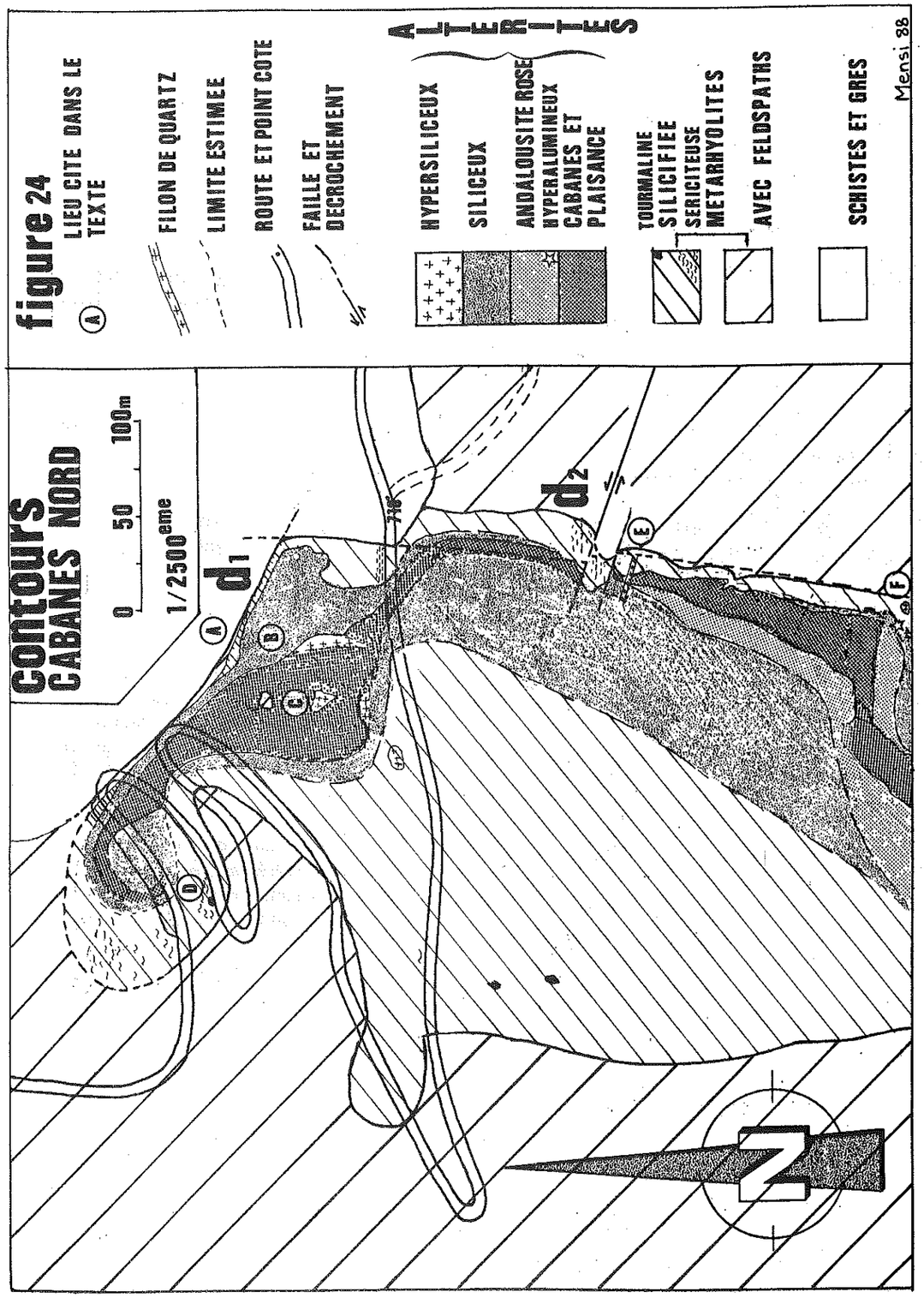
Dans cette partie du terrain on trouve des volantes à andalousite (andalousitites) sous forme de blocs de plus de deux m3. La répartition topographique de ces dernières permet de définir une zone d'origine possible qui pourrait dissimuler (végétation) un affleurement (8*). Le tonnage de ces roches ne dépasse guère quelques centaines de tonnes. Dans un même bloc on peut passer de l'**andalousitite au faciès Cabanes** (8).

De plus on observe un petit affleurement d'une roche rougeâtre (9) dont l'examen microscopique a montré qu'il s'agit du faciès Cabanes très altéré (argile et oxydes de fer). Le manque d'affleurement n'a pas permis d'établir une zonation précise mais l'on retrouve là aussi des métarhyolites à feldspaths rares voire absents (Fig.22).

C - Les données structurales (Fig. 25).

La notation suivante est utilisée:

- S0 désigne une orientation sédimentaire (stratification).
- S1 désigne une foliation métamorphique (schistosité de flux).
- P2 désigne un plissement cassant tardif qui enroule S1.
- S2 désigne une schistosité de fracture associée à P2.



C1 les stratifications.

Il n'y a que dans le Houiller et plus rarement dans le Précambrien que l'on peut mesurer des stratifications soulignées par des passages verticaux de faciès. On passe par exemple d'un grès fin à un conglomérat.

C2 les schistosités

Il est pratiquement impossible de voir la stratification So correspondant au dépôt de la série volcanodétritique des rhyolites ou des grès du Précambrien.*On peut retrouver parfois So par la disposition oblique des "galets" par rapport à la foliation S1* . (Rolet, 1973). On mesure dans ce cas des **schistosités** acquises ultérieurement au cours du métamorphisme et du plissement- **S1 a été enroulée par le plissement P2**-Ce plissement cassant est associé à des cassures N60 (S2).

Comme nous l'avons déjà dit auparavant, il n'est pas possible de conclure à l'existence d'une discordance majeure des volcanites sur leur substratum ceci à cause du fait qu'il est difficile de retrouver les stratifications d'origine. Les seules traces nettes de plissement dans le substratum sont des petits replis ou des **plis** en genoux **d'axe N70-80 (fig.22).** On a là un **plissement tardif** associé a une schistosité de fracture N60 subverticale (S2) qui affecte aussi les volcanites . On trouve ces petit replis à l'Est du lacet amont de la route du Layrac (Précambrien) et sur les bordures du ravin "ouest" (métarhyolites sans feldspath).

Les schistosités S1 mesurées essentiellement dans les métarhyolites et les bordures schistosées des altérites se répartissent en deux groupes principaux N60 et N110 .

En effet : on remarque que dans la partie nord, entre Marcoussel et l'Aire d'Henric, les schistosités (S1) sont N80-120 et les affleurements massifs des altérites sensu-stricto s'allongent avec la même orientation.

Au Sud dans le versant et au contact du Houiller (Nord de Cansibirous) les altérites massives se disposent suivant l'intersection de la schistosité S1 avec la topographie (N50-60).

C3 les linéations d'allongement.

Ces mesures correspondent à l'allongement des cristaux de quartz et à la déformation de la pyrite (Fig. 25). **La direction moyenne est N150.** Ce résultat est compatible avec les travaux de Brunel 1972 (communication orale,1988).

C4 la fracturation et les failles.

On a deux directions majeures qui correspondent à de **grands accidents** limitant (failles **N-S**) ou recoupant **(N110)** le secteur altéré.
Le secteur compris entre l'Aire d'Henric et Marcoussel est intensément fracturé suivant cette direction méridienne.

Les affleurements sont aussi "découpés" par des **cassures N60 (S2)** très abondantes associées à des **replis flancs longs et courts (P2)** à plan axial de même orientation et pentésvers le SE. On a aussi une crénulation des muscovites de même orientation.

On trouve, dans le ravin, un petit décrochement dextre orienté de la même façon.

Nous avons déjà traité des accidents affectant le Houiller, rappelons simplement ici que les cassures N-S sont postérieures aux fractures stéphaniennes et que des replis N110 affectent les grès et les schistes stéphaniens.

Il faut rappeler que l'on se trouve, dans un cadre structural plus global sur le flanc sud d'un grand anticlinal affectant les terrains de l'unité 1 d'Avène.

C5 Les filons de quartz et les zones hypersiliceuses (Fig. 24, 25)

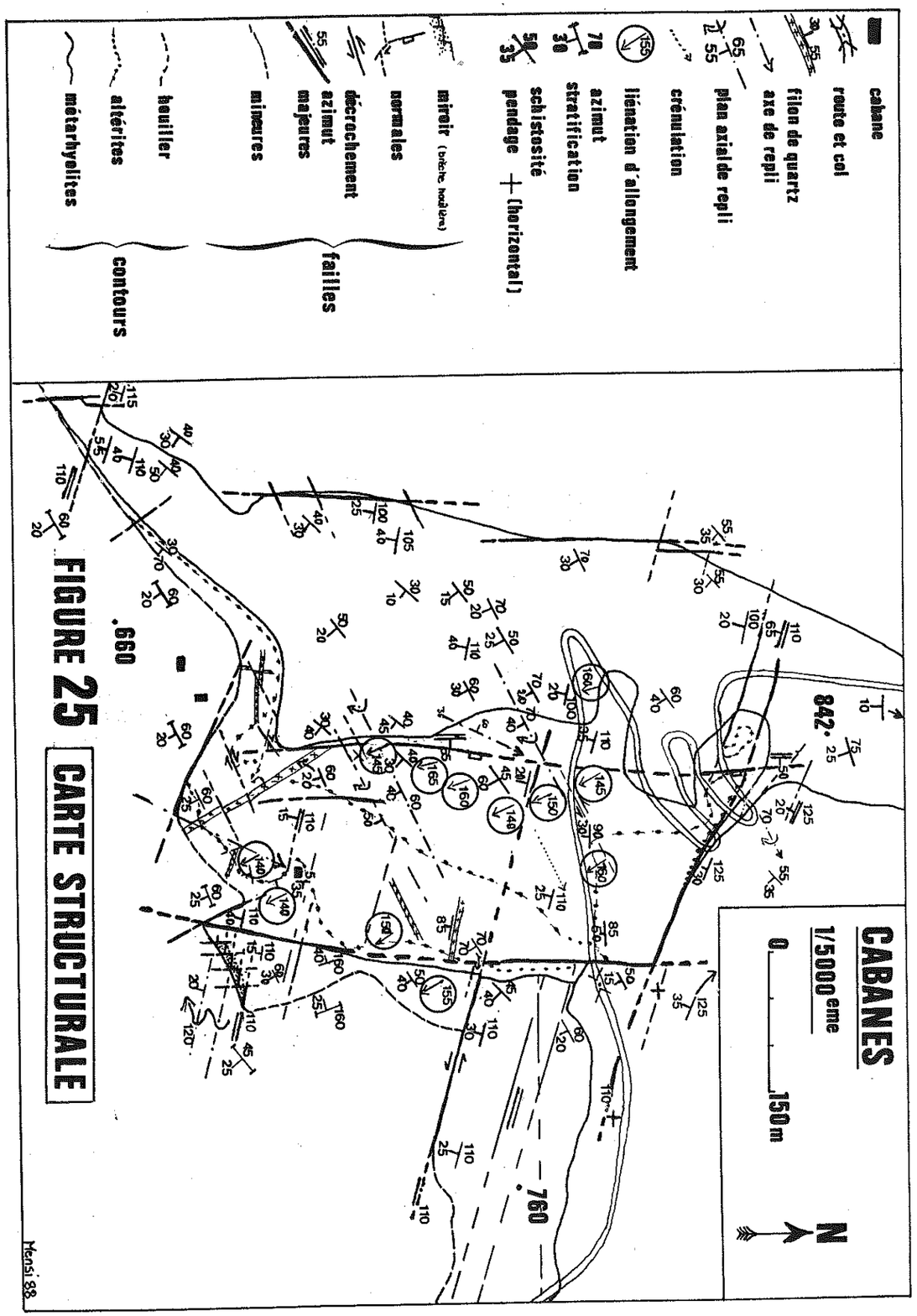
Ils sont peu abondants dans le Sud et dans la zone altérée proprement dite alors qu'ils dominent largement dans la partie nord.

-**Filons N90 à N120** subverticaux dont la puissance est réduite à quelques centimètres.
On observe par exemple un filon de ce type qui se dispose parallèlement au grand décrochement sénestre de la partie est des Cabanes (Fig.24E)

-**Des zones siliceuses où des blocs de quartz non en place** emballent des morceaux de schiste (fig. 24F).

-**Filon N-S à N140** verticaux décalés par des cassures N60.

-**Filons N60 à N65** pentés de 20 à 65° vers le SE.



2eme partie)INTERPRETATION DES DONNEES.

I) DONNEES GENERALES. (voir pour se situer le tableau 1)

-Sur le site des cabanes la schistosité **S1 métamorphique** associée à une linéation d'allongement **L1** est enroulée par la schistosité **S2 (anticlinal du Mendic)**. Les cristaux de pyrite, gauffrés par S1 , ont été étirés suivant L1 au cours du métamorphisme.

-Le **plissement P2** est associé à une schistosité de fracture et une crénulation N60 des muscovites. Les replis N60 ne sont que des annexes de l'anticlinal du Mendic (P2).

-Le petit décrochement dextre est à rattacher au rejeu des écailles ou au décrochement de Graissessac.

-Le plissement et les décrochements synstéphaniens sont repris par des décrochements tardistéphaniens.

-Les grandes **cassures N-S** sont des témoins de la phase de **compression permienne**

-Les stratifications N100 à N110 résultent du jeu dextre des accidents décrochants (fig. 24D1 et D2) de même orientation générale. En effet les terrains situés entre les sommet de Marcoussel et de l'Aire d'Henric sont bordés par de grands accidents méridiens et sont intensément fracturés.

On constate que la schistosité S1 , au voisinage des accidents, prend une orientation identique ou très proche de celle de ces derniers. Le pendage de la schistosité reste orienté vers le Sud , les crochons de S1 sont donc tournés vers l'Ouest et attestent d'un jeu dextre.

Ils sont l'expression des grands décrochements dextres survenus pendant et après le remplissage du bassin de Graissessac.

Ces accidents ont rejoué en **décrochement sénestre** lors de **la phase pyrénéenne**.(le miroir de l'accident D1 en témoigne.

Il est important pour la suite du travail d'avoir une idée de l'épaisseur maximale des métarhyolites.
Au Sud, sous les "bancs" du Houiller des restes de schiste (volcanodétritique du Layrac) suggèrent que nous nous trouvons au sommet de la série. Le niveau d'érosion antéstéphanien n'aurait pas affecté, à cet endroit, les volcanites .

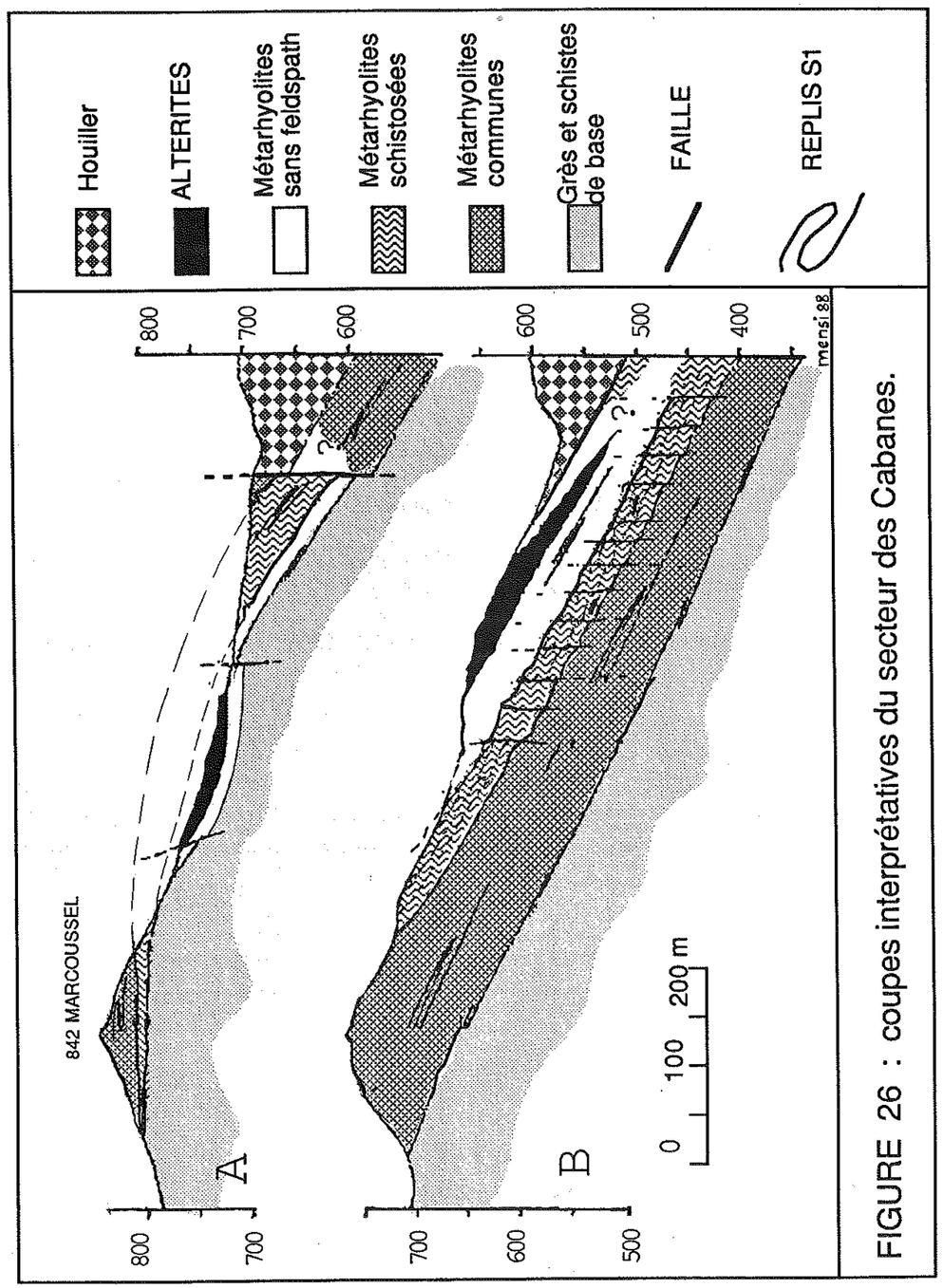


FIGURE 26 : coupes interprétatives du secteur des Cabanes.

L'épaisseur des volcanites est, compte tenu des pendages, de l'ordre de **120m au maximum au N-E de Can_sibirous dans le ravin (contact du Houiller) .**

Plus au sud la **série se biseaute** sous le Stéphanien.

Dans la **partie nord** la charnière anticlinale du mont Cabanes permet d'évaluer l'épaisseur à **90 ou 100m** alors que aux sommets de l'**aire d'Henric et de Marcoussel** elle n'excède pas **40 à 50m.**
On se trouve donc , au **Nord du ravin,** en première approche à **quelques dizaines de mètres sous la surface d'érosion antéstéphanienne**

I I) LOCALISATION DES ALTERITES.

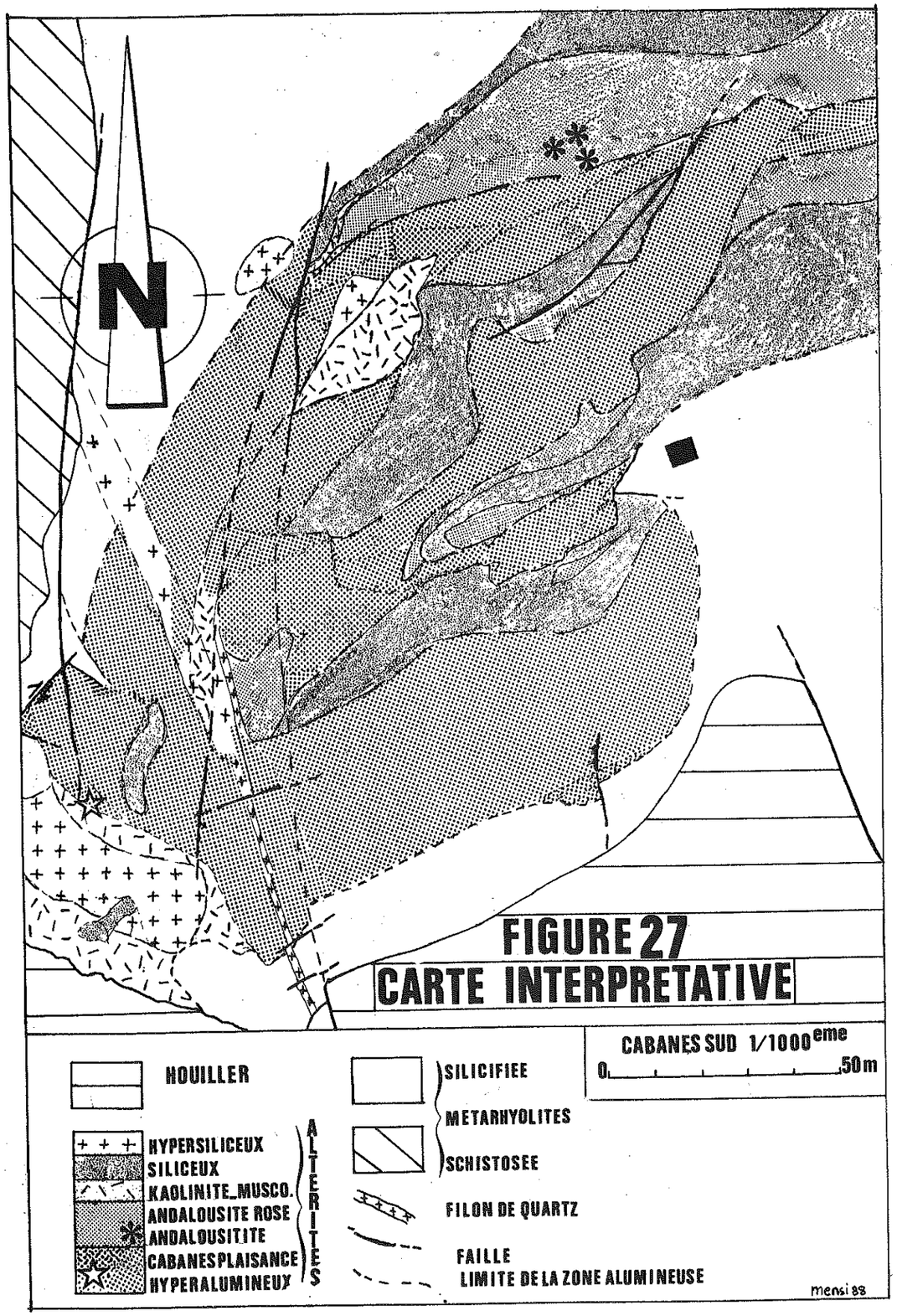
Deux coupes interprétatives (fig. 26) ont été réalisées à partir du levé au 1/5000eme (fig. 22) et avec les arguments principaux suivants:

- la coupe du ravin "sud" près du contact avec le Houiller montre des altérites affleurant sur une hauteur d'environ 30m.

-l'allongement des altérites massives est parallèle à l'orientation de S_1 et elles sont gauffrées par les faciès schistosés.

Dans la partie nord du secteur des Cabanes l'existence des accidents décrochants rend l'interprétation difficile. L'accident D_2 pourrait induire comme c'est le cas pour le décrochement D_1 un abaissement relatif du compartiment sud. C'est l'hypothèse qui a été retenue pour la coupe A (fig. 27).

Les altérites se localisent dans la partie médiane de la série des métarhyolites et pourraient dans ce cas souligner la charnière d'un replis de flux hercynien P1 (fig. 27 coupe B). Dans ce cas leur structure serait celle d'une "lame" effilée parallèle à S1 et se bisautant sous le Houiller.



CONCLUSIONS.

Les estimations de la puissance des métarhyolites et de la situation relative du niveau d'érosion antéstéphanien nous permettent maintenant d'esquisser une **zonation verticale** des faciès altérés.

Jusqu'à une dizaine de mètres en-dessous de la surface d'érosion antéstéphanienne on a le faciès à kaolinite-muscovite et des faciès à andalousite rose.

Dans les parties situées à plus d'une dizaine de mètres du niveau d'érosion cité ci-dessus on ne trouve plus que le faciès Cabanes à andalousite bleue.

La différence de couleur observée peut s'expliquer par une altération supergène en milieu oxydant pour les types à andalousite rose alors que l'andalousite bleue serait restée en milieu réducteur au dessous du niveau hydrostatique.

Il est utile de situer le phénomène d'altération que nous observons dans l'histoire géologique régionale, ceci pour définir des pistes qui seront précisées ultérieurement (voir tableau 1).

-L'augmentation de **schistosité** observée aux abords immédiats du **secteur altéré** est d'origine **métamorphique** puisque les faciès altérés et schistosés (métarhyolites sans feldspath) présentent une linéation d'allongement N150 (L1) sur les surfaces de foliation S1 et que les cristaux de pyrite sont déformés parallèlement à L1.

-Le secteur altéré se serait comporté en corps dur à cause de sa pétrographie différente et aurait été "emballé" dans les replis S1 sans beaucoup se déformer.

-La présence de pyrite déformée au cours du métamorphisme atteste de l'existence de **transformations antécinématiques de la rhyolite.**

.Pour ce qui est des **filons de quartz** (blancs laiteux), certains sont **antérieurs au plissement P2** puisqu'ils sont recoupés par la fracturation N60 (S2).

Il existe aussi une phase de transformation tardive ayant conduit à la mise en place de **filons de quartz** dans les cassures associées aux grands **accidents stéphaniens N110.**

Certaines zones siliceuses (le quartz a un aspect vitreux) emballant des schistes sont indéniablement postérieures au métamorphisme et l'on y trouve associé au quartz des cr istaux de pyrophyllite.

De plus, en certains points le passage entre zones siliceuses et zones à pyrophyllite se fait suivant des cassures N110. Ces premiers indices seront confirmés sur les autres sites, et surtout par l'étude des lames minces.

Les **altérites** ne montrent pas un caractère recoupant à grande échelle mais semble plutôt résulter d'une **transformation graduelle** de la **roche encaissante** ce qui est attesté par la disparition progressive des feldspahs et l'apparition des faciès à andalousite. Les andalousitites traduiraient dans ce cas un remplacement complet de la roche encaissante.

Nous pouvons établir la succession des faciès qui font passer de la roche non altérée aux faciès à andalousite abondante (fig. 28). Nous avons successivement:

-Métarhyolite massive- Métarhyolite schistosée- Métarhyolite sériciteuses et silicifiées (peu ou pas de feldspath)-Faciès siliceux et pour finir faciès à andalousite (types cabanes, plaisance et à andalousite rose).

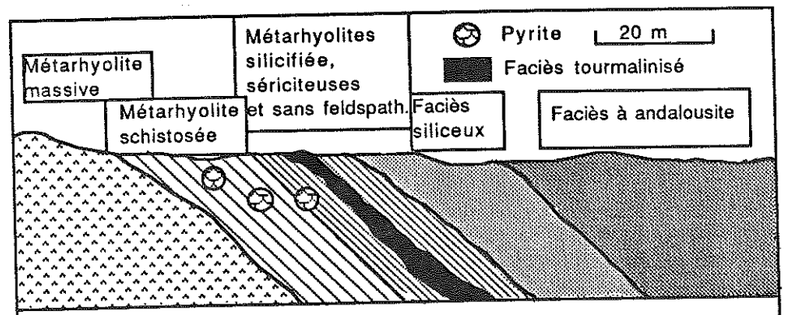


FIGURE 28 : schéma de la zonation observée de la bordure vers le centre des altérites.

L'existence de plusieurs types de filons de quartz d'âges différents, de plusieurs faciès alumineux ainsi que la zonalité observée en bordure des altérites (absence de feldspaths, faciès à tourmaline, pyrite) suggèrent que la transformation a dû s'effectuer en **plusieurs étapes d'âges différents.**

2) LA SERRE DES COMILLES.

INTRODUCTION:

On y accède par la route de Bédarieux à St-Gervais-sur-Mare, puis par la route de Rongas où un chemin forestier, sur une ligne de crête entre les vallées de Bedès et de Narbounis, conduit aux abords immédiats du site (fig. 21A 2). Ce dernier, relique du flanc sud-ouest de l'anticlinal du Mendic, est bordé à l'Ouest, au Nord et à l'Est par le Précambrien. Au Sud, il est recouvert par le Houiller discordant.

1ere partie) LES DONNEES DE TERRAIN (fig.29)

I) LE CADRE GEOLOGIQUE.

A - Les schistes et grès du Précambrien.

Au Nord du col de la Fontasse, on observe de nombreux **replis à vergence nord** dont les axes sont **N80** (photo 1).
Le sommet de la série est formé de **niveaux pélitiques** finement schistosés et le contact avec les métarhyolitesse fait par une **brêche** .

B - Les métarhyolites.

L'affleurement de métarhyolites a la forme d'un accent circonflexe encadré par les cols de la Fontasse au Nord et de Confine Bert au Sud. Sa forme résulte de l'érosion, et il est recouvert , au sud, par le houiller discordant.

La **base de la série** est riche en quartz rhyolitiques qui présentent au microscope des **golfes de corrosion** spectaculaires. Au **"sommet"**, on trouve des niveaux à **feldspaths potassiques** (roses) dominants puis des schistes gris-argent similaires à ceux du haut de la série précambrienne. Ce dernier faciès marque le passage à la série plus détritique que volcanique du Layrac formée de grès arkosiques alternant avec des schistes.

Au Sud-est le contact du Houiller discordant est affecté par des accidents subméridiens dont l'un est tapissé d'une **brèche tectonique à** galets houillers et **fragments de métarhyolite** sans feldspath-certain peuvent atteindre une taille de 80 cm-

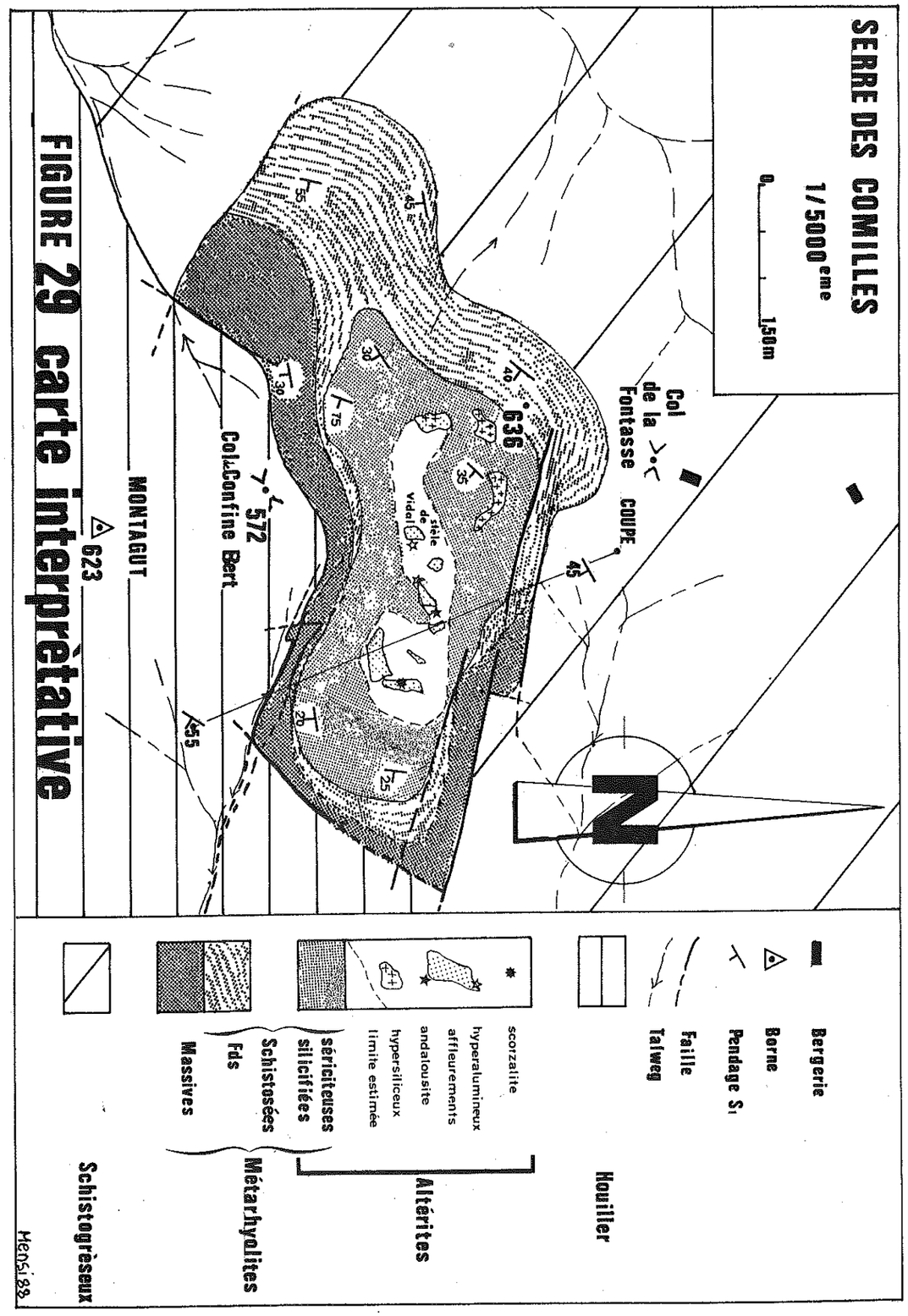
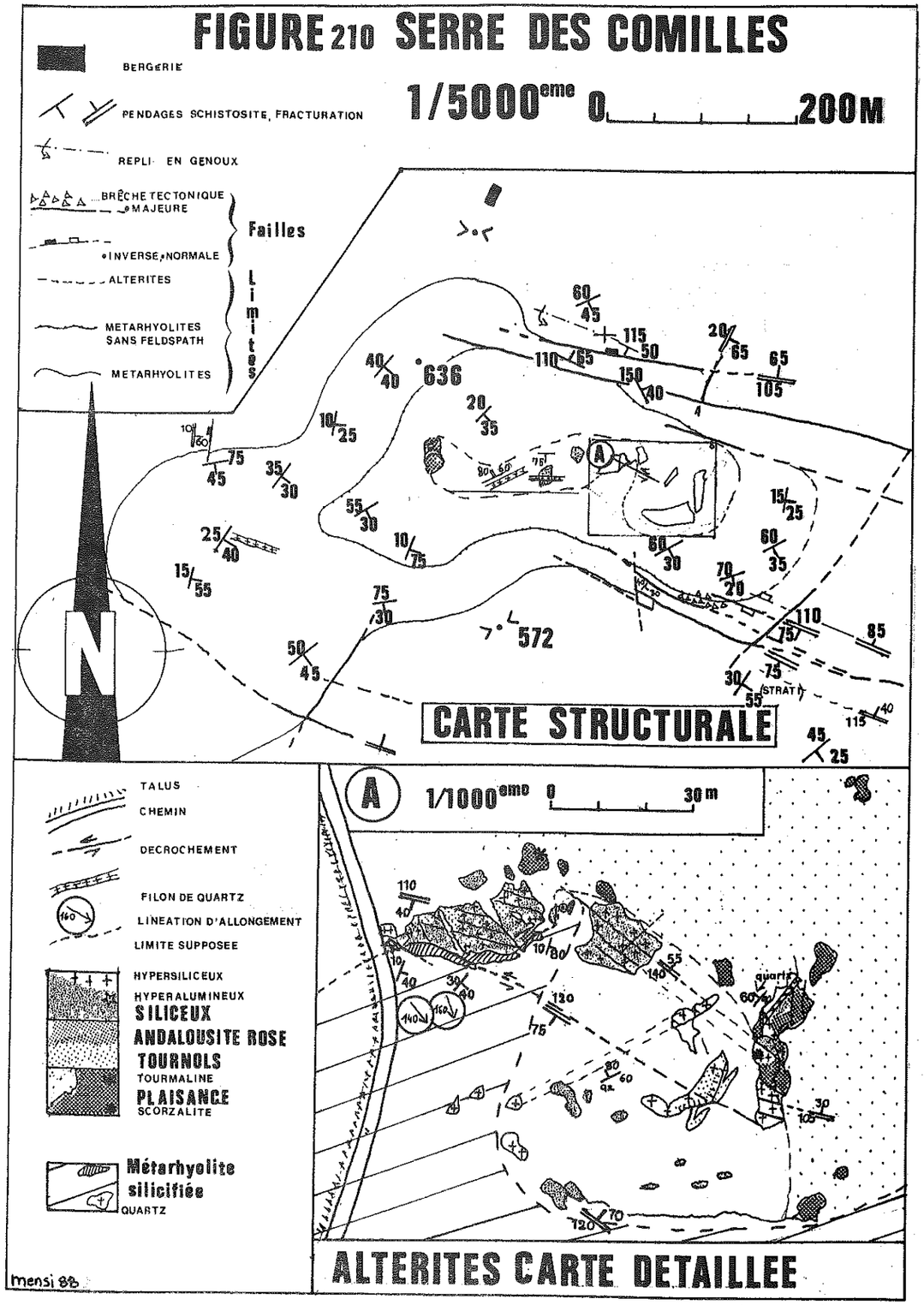


FIGURE 29 carte interprétative



II) LES ALTERITES.

Comme sur le site des Cabanes on observe un passage progressif de la roche encaissante à la zone altérée où les affleurements, souvent très siliceux, ressortent en relief dans la topographie. Aux abords de ces derniers, la schistosité des volcanites à tendance à se mouler sur les altérites plus massives.

A - Le contact avec les faciès sans feldspath (voir fig. 210 A)

On passe, sur le même affleurement , progressivement du faciès schistosé sans feldspath à une roche siliceuse où apparaissent des minéraux alumineux (andalousite...). Dans le même temps la **schistosité très marquée s'estompe pour disparaître dans dans la zone des altérites.**

B - Pétrographie des altérites.

Ces roches ont été classées en différents faciès (tableau 5).

La carte détaillée A montre que l'on a sur la bordure sud le faciès siliceux jaunâtre à andalousite peu abondante alors que au Nord et à l'Est on trouve les faciès à andalousite (Plaisance, Tournols...).

Les roches hyperalumineuses, très localisées, présentent des caractères fissuraux. Le faciès à pyrophyllite, associé à une roche quartzeuse, se dispose non loin de la cassure N110-120.

Près de la stèle de Vidal notons la présence d'une roche à l'aspect rubané où alternent andalousite et bandes siliceuses de 2 ou 3 mm d'épaisseur.

C - Les données structurales (fig. 210)

Les mesures de schistosité seront traitées de manière synthétique à la fin de l'étude de terrain. Retenons pour l'instant que l'on retrouve la linéation hercynienne L1 sur les métarhyolites sans feldspath ce qui atteste de l'origine métamorphique (S1) de l'accentuation de schistosité aux abords des altérites.

C1La fracturation et les failles .

La direction dominante est nettement N105-120 et certaines cassures se sont faites suivant les lignes de variations lithologiques, par exemple entre métarhyolites schistosées et métarhyolites silicifiées.

Comme nous l'avons déjà signalé le contact avec le Houiller, à l'Est, est intensément fracturé et l'on y observe une brèche tectonique.
Tout ces accidents sont repris par des cassures tardive en échelons N-S
On note aussi la présence de deux **failles normales** à **pendages opposés.**

Au Nord les métarhyolites sont limitées par une **faille inverse orientée N110,** le jeu est attesté par un crochon du précambrien.

Les altérites sont aussi fracturées N140 et N90 et l'on retrouve ces orientations sous forme de stries sur une surface de stratification d'un grès stéphanien.

On a pour finir des fractures subverticales N45-60.

C2 LES FILONS DE QUARTZ.

Dans les altérites, l'enchevètrement des **filons de quartz contournés** ne se prête guère à des mesures structurales. On note tout de même les directions dominantes suivantes:

-N90-120, filons transversaux à pendages très variables.

N40-60 à forts pendages.

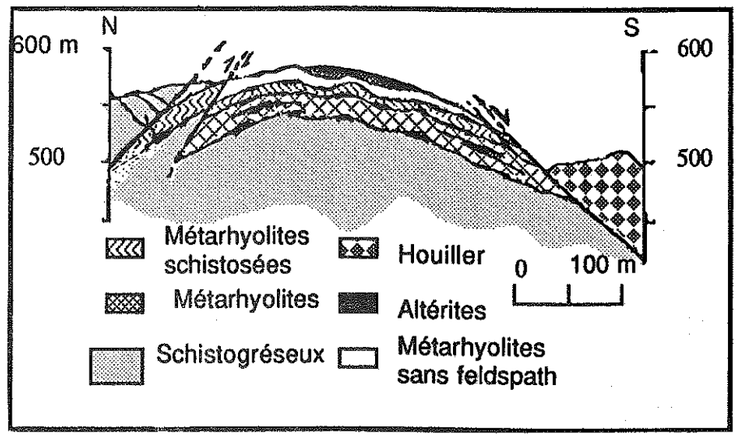


FIGURE 211 : coupe interprétative du secteur de Vidal.

2eme partie) INTERPRETATION DES DONNEES.

I) EPAISSEUR DES VOLCANITES.

En aval du col du Layrac l'épaisseur des volcanites ne doit guère excéder 60m. A la Serre des Comilles (point 636) l'estimation donne une puissance de l'ordre de 50m. Ces résultats, en tenant compte des pendages généraux, permettent de dire que le niveau d'érosion actuel est limité à la partie supérieure des métarhyolites , ceci dans le secteur des altérites.

II) DONNEES GENERALES.

-La linéation hercynienne des métarhyolites sans feldspath permet de dire que **l'accentuation de la schistosité** aux abords immédiats des altérites a une origine **métamorphique.**
Ceci montre aussi que la **disparition des feldspaths** résulte d'un processus **antérieur au métamorphisme.**

-Les **replis N70** observés dans les terrains précambriens sont à rattacher à la phase **P2** et la fracturation N40-60 pourrait se rattacher à la phase cassante 1 qui a suivi.

-Nous retrouvons les indices d' une **tectonique stéphanienne et tardistéphanienne** déjà signalés aux cabanes (brèche houillère, indices de distension et stries dans le Houiller).

-La plupart des **filons de quartz** (couleur blanc-laiteux) semblent **antérieurs au métamorphisme** car ils sont parfois très contournés. Pour ce qui est des filons transverses N110, ils ont pu se mettre en place lors de la phase cassante citée ci-dessus.

-Les **failles N-S** plus tardives ainsi que la **faille inverse** sont les témoins de la phase de **compression saalienne (N-S)** responsable de la formation de l'anticlinal médian du bassin de Graissessac.

-Enfin , le **décrochement sénestre** est le résultat du **rejeu pyrénéen** d'un accident hercynien.

III) LES ALTERITES (fig.211)

Les altérites se disposent parallèlement à S1 et dans la partie supérieure des volcanites. La puissance totale de ces dernières n'excède guère une vingtaine de mètres et elles se biseautent le long d'un accident stéphanien N110 (faille normale).

CONCLUSION.

Les **altérites** affleurent plutôt dans la **partie supérieure des volcanites** et pourraient provenir d'une **transformation graduelle** de la roche encaissante.

La transformation se serait déroulée **en partie avant le métamorphisme** mais aussi pendant et après ce dernier. Les **faciès hyperalumineux**, très localisés, pourraient êtres liés à la mise en place des filons de quartz **tardifs.**

Les altérites ont par la suite été soumises à des conditions d'**altération superficielle** lors de l'érosion antéstéphanienne qui a biseauté la série.

3) LE SECTEUR DE TOURNOLS (fig. 21 A 3).

INTRODUCTION.

Les schistes et grès du Précambrien affleurent au Sud-est dans le village de Mècle et au Nord-est sous le sommet de Tournols et le long du ruisseau de Clamarty.

Les métarhyolites sus-jacentes se découpent en corniches au dessus de Mècle, elles forment le sommet tabulaire de Tournols et le versant de la Favière. Elles sont recouvertes au Nord-ouest par les niveaux plus détritiques du "Layrac"où alternent des schistes et des grès arkosiques.

Les métarhyolites et les schistes et grès du Layrac sont en fait respectivement les termes à volcanisme dominant (rhyolites) et à détritisme dominant d'un seul ensemble volcanosédimentaire.

Au dessus de ces termes au Nord-Est et à l'Est se dispose la série carbonaté du Cambrien inférieur.

Enfin, au Sud le Houiller donne des reliefs beaucoup plus adoucis.

Le secteur où se trouvent les altérites (fig.212) est limité au Nord-Est par les schistes et grès du Layrac, à l'Est par le ruisseau de Baux Roux et le chemin de la Randonnière et pour finir à l'Ouest et au Sud par le ruisseau de Peyremale.

1ere) partie LES DONNEES DE TERRAIN.

I) LE CADRE GEOLOGIQUE (fig. 212).

A - Les schistes et grès du Précambrien.

Dans le village de Mècle on observe les grès rubanés de la partie inférieure de la série, nous verrons dans la partie structurale que celà s'explique par un abaissement des métarhyolites relativement au terrains sous-jacents.

B - Les métarhyolites.

L'estimation de l'épaisseur de ces dernières est difficile à cause des complications tectoniques. Au sommet de Tournols où les volcanites sont horizontales, on obtient une valeur voisine de 70m comparable aux estimations précédentes.

C - Le volcanodétritique du Layrac.

Les schistes gris argentés et les pélites jaunâtres sont dominantes à la base de la série et les grès sont rares.
Au dessus se disposent des grès arkosiques puis vers le sommet la roche devient un séricitoschiste et l'on trouve des faciès versicolores avant de passer à la série carbonatée.
La **puissance** de cet ensemble atteint **80m** dans la partie N-E du site.

D - La série grèso-carbonatéee.

Elle n'a pas été étudiée en détail mais il faut tout de même noter qu'elle permet un calage stratigraphique grâce à des **arch éocyathus du cambrien inférieur.** On y trouve des traces importantes de volcanisme qui ont déjà été évoquées auparavant. Le rôle de cette "couverture" ne devra pas être négligé dans l'étude pétrogénétique des altérites.

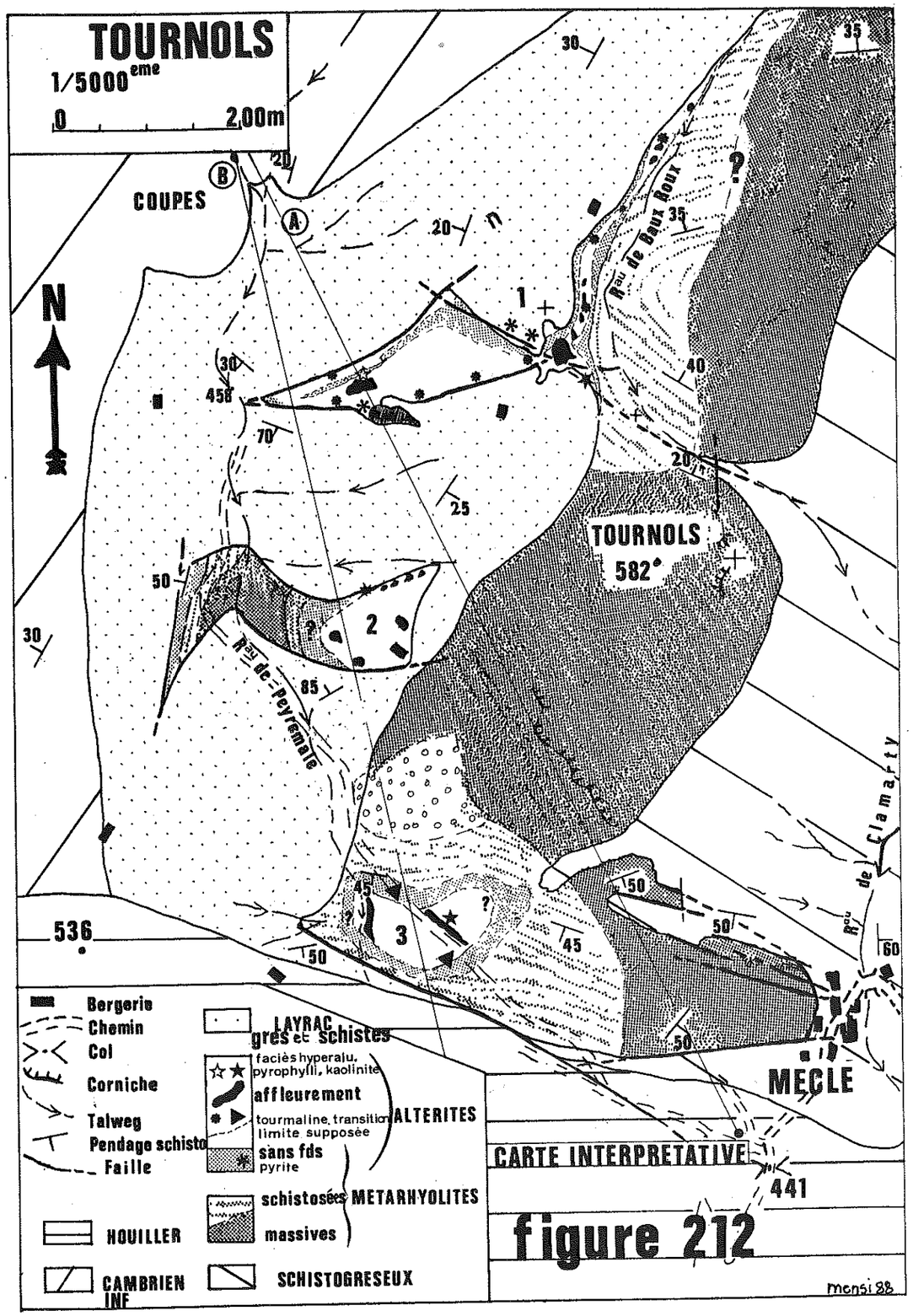
I I) LES ALTERITES.

Les affleurements se rencontrent dans trois groupes distincts (fig.212 1, 2 , 3):

1) au Nord, entre les ruisseaux de Baux Roux et de Peyremale (fig. 212, 213), les roches altérées forment des pitons (B) ou des dalles massives (A et C) où les filons de quartz plus dur ressortent en relief. Mises à part ces quelques occurences importantes les autres indices sont de taille réduite ce qui ne facilite guère l'interprétation.

2) le panneau dit de "Peyremale" oùaffleurent des roches très siliceuses (types hypersiliceux et siliceux).

3) le secteur dit de "Tournols sud" a une extension réduite et est peu affleurant.



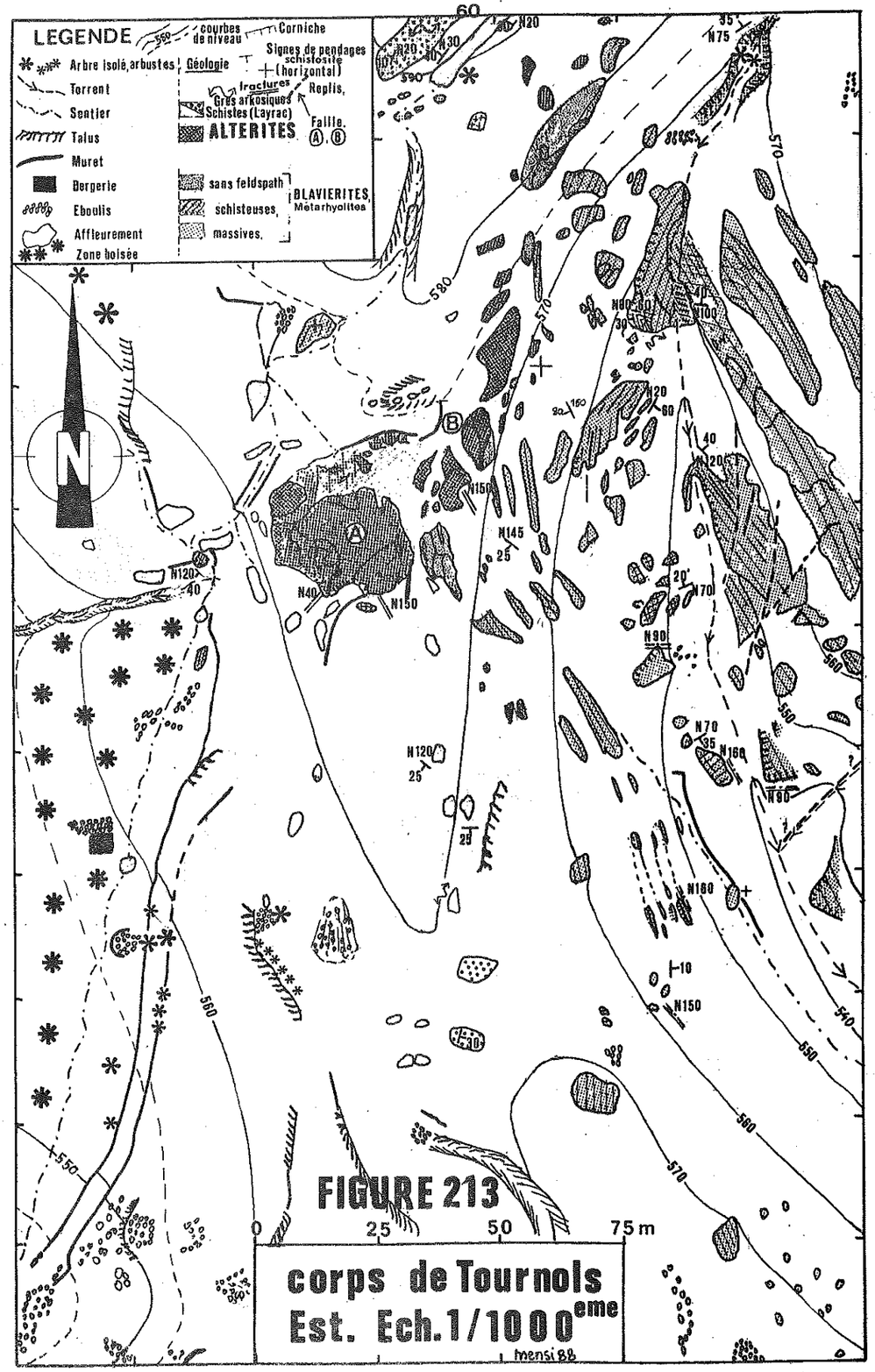


FIGURE 213

A - Les faciès de passage aux altérites.

1) La **polarité** observée sur les autres sites est particulièrement **bien visible** dans le secteur dit de "Tournols est" (le long du ruisseau de Baux Roux) où l'on rencontre successivement d'Est en Ouest: les volcanites **massives, schistosées,** puis silicifiées et **sans feldspath** et enfin **altérées.**

Dans la partie ouest la limite sud des altérites est soulignée par une bande de roches tourmalinisées avec parfois de la pyrite qui se poursuit dans l'axe du"corps" précédement cité en se biseautant entre les faciès schistosés et le "Layrac". On trouve des cristaux de pyrite dans ce dernier en bordure des altérites. De plus dans le secteur est les fracturations N40 et N140 semblent controler la répartition de la tourmaline

2) Les deux autres sites n'offrent que très peu d'information, on retrouve la polarité habituelle à Tournols Sud avec la présence d'un **faciès dit de transition** beaucoup plus caractéristique que celui signalé aux Cabanes.

C'est une roche à gros quartz rhyolitiques où les **feldspaths** sont **absents** et qui contient des beaux cristaux d'**andalousite gauffrés par la séricite.** C'est un faciès qui bien que contenant un minéral alumineux présente encore tous les **caractères d'une métarhyolite.** Les affleurements de Tournols Sud sont du type siliceux et Tournols à andalousite.

B - Pétrographie des altérites.

B1 Le secteur de Tournols est.

Un levé de détail au 1/1000eme(fig.213) a permis d'obtenir une carte de contour (fig. 214) qui suggère les constatations suivantes:

-dans la partie nord la succession des terrains est normale. Le bord ouest du talweg nous montre donc une zonation semi -verticale des altérites qui se pincent entre le Layrac et les volcanites. La **zone altérée** affecte donc localement le **sommet des volcanites.**

-Dans la partie altérée proprement dite les faciès silicifiés alternent avec des roches à andalousite (type Tournols et à andalousite rose).

Dans la continuité, on trouve tout ces faciès dans la partie ouest...

corps de Tournols Ouest

figure 215

LEGENDE

courbes de niveau — Corniche

Arbre isolé, arbustes — Géologie

Torrent

Sentier — Grès arkosiques Schistes (Layrac)

Talus — ALTERITES

Muret

Bergerie — sans feldspath

Eboulis — schisteuses — BLAVIERITES Métarhyolites

Affleurement — massives.

Zone boisée

N

0 30m

Ech: 1/1000 eme

AFFLEUREMENTS

500

550

mensi 88

hypersiliceux à kaolinite muscovite

tourmalinisé

andalousite rose

Tournois siliceux sans feldspath Métarhyolites

schistosées

Layrac

bergerie

talweg

pendage S1

(Horizontal)

limite supposée

ALTERITES

40

35

30

25

?

FIGURE 214

CARTE DE CONTOURS

TOURNOLS EST

1/1000 eme 0 30m

Mensi 88

B2 Le secteur de Tournols Ouest.

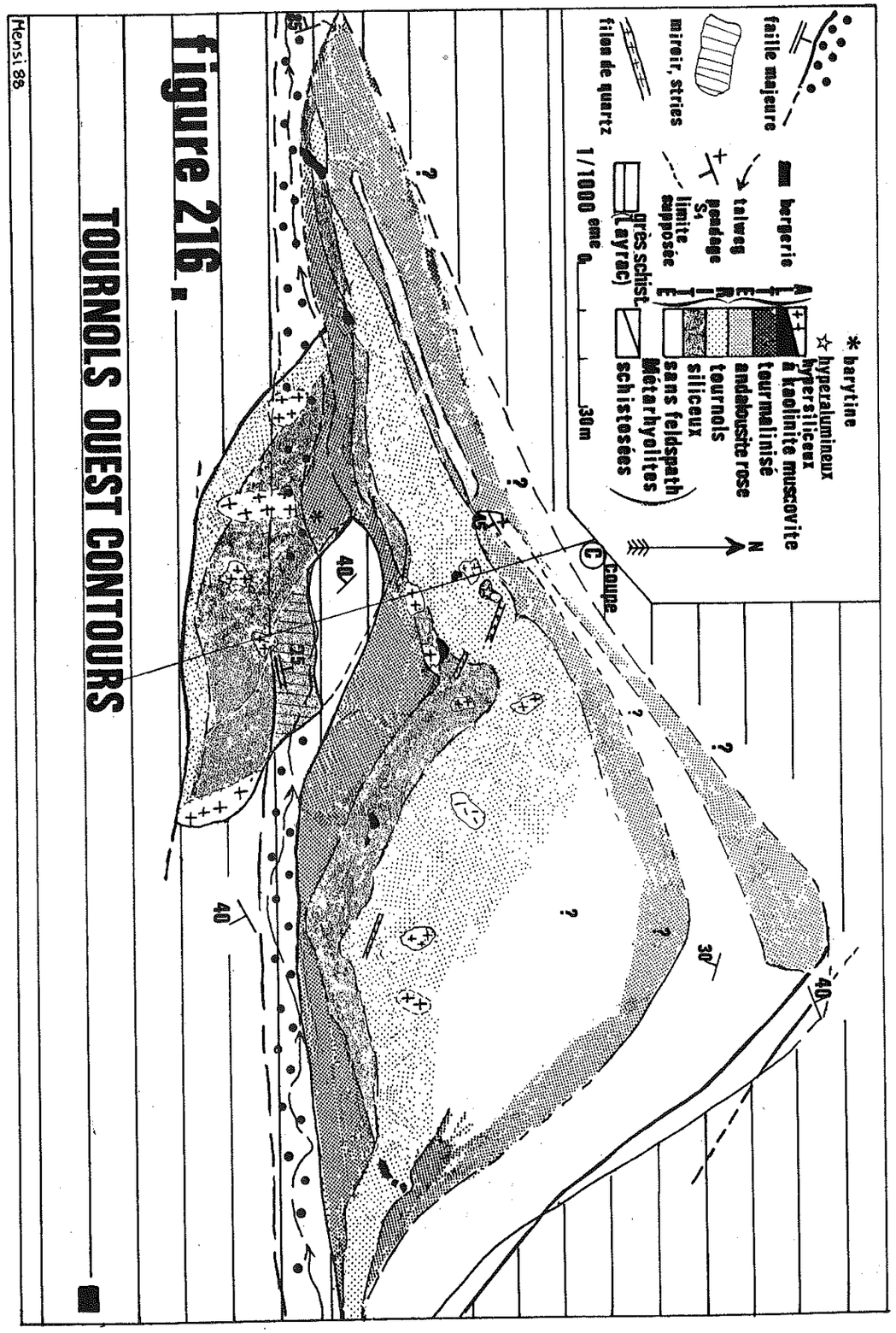
Sur ce versant les indices rocheux se répartissent essentiellement le long d'un petit talweg est-ouest descendant vers le ruisseau de Peyremale (fig.215). Ce dernier emprunte une ligne de faiblesse tectonique résultant d'une intense fracturation et d'une faille normale qui abaisse le " Layrac"-

On se trouve donc sur un **panneau tectonique** dont la structure est précisée plus loin par des coupes interprétatives.

Au point de vu pétrographique (fig. 216) on retrouve une partie des successions que nous connaissons avec dans l'axe de la structure des faciès silicifiés et des faciès à andalousite. On peut remarquer une fois de plus le **caractère ponctuel des faciès riches en alumine** (à kaolinite et hyperalumineux). On note aussi une occurence de **barytine** vrais_emblablement tardive et liée au jeu de la faille normale.

La disposition des faciès en bandes qui se répètent ainsi que la présence d'une charnière anticlinale laissent penser que l'on a une **antiforme.**

La partie structurale de l'étude va permettre de savoir comment se situe la partie altérée dans la série des volcanites.



C - Les données structurale (fig. 217).

Le secteur étant tectoniquement complexe, des coupes géologiques (fig. 218) ont été réalisées pour mieux comprendre comment s'agencent les altérites par rapport aux volcanites et à la série du Layrac.

C1 Les schistosités et les linéations.

La schistosité S1 orientée **N30 à N70** résulte de la phase de plissement **P2** (S1 enroulée par P2) et est associée à des replis à vergences opposées entre le Nord et le Sud du sommet de Tournols (replis secondaires P2).

Près du sommet de Tournols la schistosité S1 est enroulée par des plis décamétriques à métriques dont les charnières sont souvent cisaillées par des cassures méridiennes à faible pendage (plan axial des plis?).

L'autre **groupe N100-120** est à rattacher à des petits **replis** dans les métarhyolites d'axes **N110** ou à des **crochons** près des accidents méridiens. De plus le report des pôles de schistosité sur un canevas de Wulf donne **N115** comme axe associé.
La linéation hercynienne L1 (N150-160) d'allongement des quartz n'est pas toujours bien visible.

C2 Les failles et les fractures.

La direction principale est encore N110-130 avec des failles à fort pendage (70-80°) vers le Nord ou le Sud.
En amont de Mècle les métarhyolites sont découpées suivant cette orientation par des failles normales qui les abaissent au niveau des grès sous-jacents.

Des cassures plus tardives, N150 à N-S, parfois décrochantes, reprennent ces accidents ainsi que des cassures ou décrochements dextres N60.

Enfin les accidents les plus spectaculaires sont responsables de la structuration des deux "panneaux" situés à l'0uest.
Le premier, situé au Nord (fig. 20), est clairement limité au Sud par une série de fractures N80 pentées vers le Nord qui le mettent en contact avec le Layrac. La principale présente un miroir de **faille normale** remarquable **N75 25N avec des stries N 10**. Cet accident recoupe la schistosité S1 des métarhyolites sans feldspath.
Pour le second, c'est l'allure du contact (anormal) avec le Layrac qui permet de déduire la présence d'une faille inverse N80 30N.

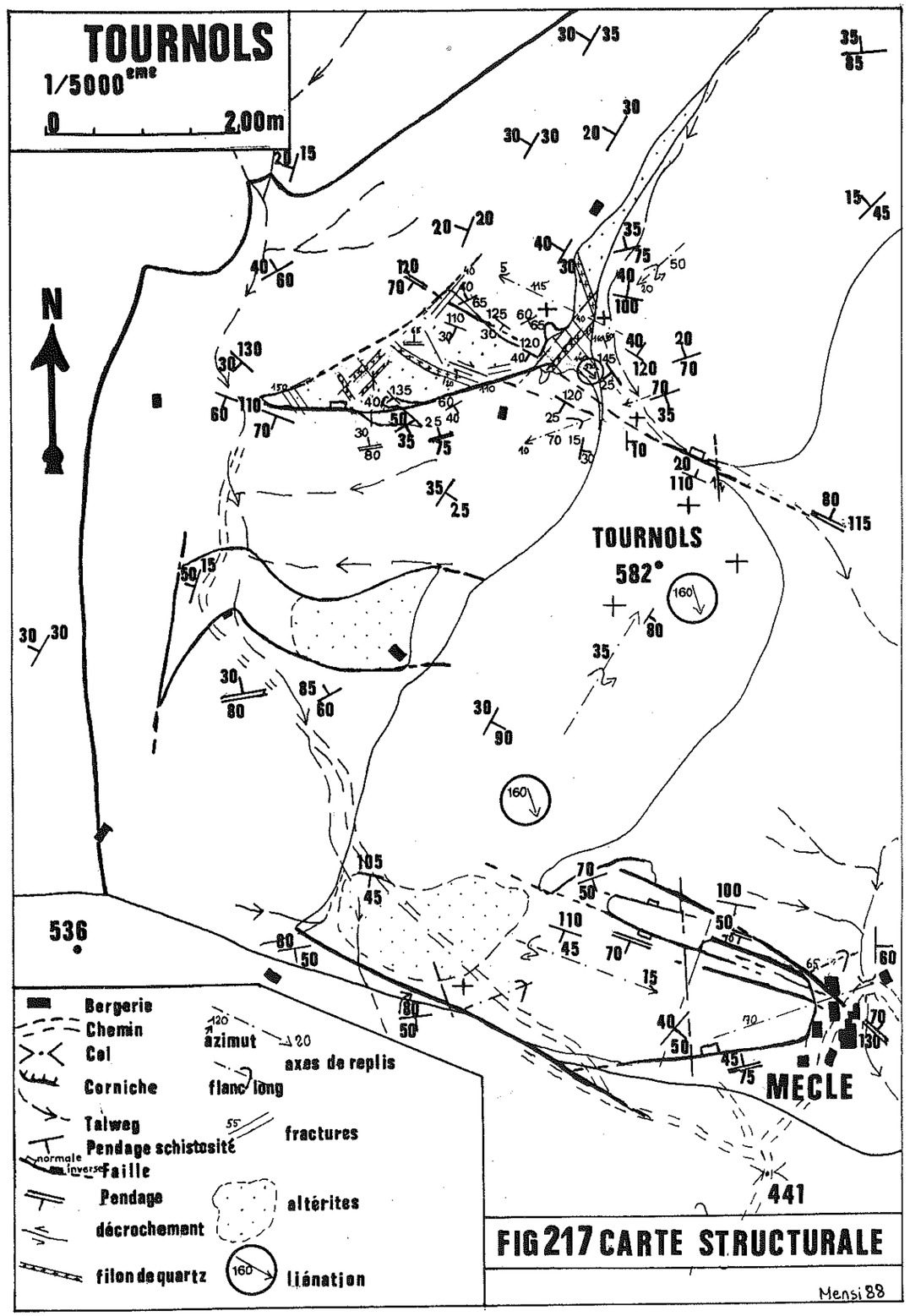


FIG 217 CARTE STRUCTURALE

Mensi 88

C3 Les filons de quartz.

Un seul filon pris dans la foliation des volcanites a été observé .

Dans les altérites, les filons les plus abondants se disposent suivant la fracturation N40. On a aussi des **filons N-S** qui dans le détail sont localement **contournés.** Ces deux types de filons subverticaux sont **décalés** par des **cassures N140 à N170.**
Ils peuvent former par endroit des parties entièrement silicifiées(type hypersiliceux).
Dans la partie ouest on trouve en plus des filons de direction N110 et à faible pendage.

On ne trouve pas de quartz en filon dans la série du Layrac qui recouvre les altérites.

2eme) partie INTERPRETATION DES DONNEES.

I) LE CONTEXTE GEOLOGIQUE.

On a caractérisé la linéation hercynienne S1 ainsi que des replis P2. A ces déformations se sont superposées des phases déjà décelées sur les autres sites:

-des cassures et décrochements N60 associés au plissement P2 et/ou aux écaillages des Monts de Lacaune et à leur rejeu.

-La fracturation stéphanienne et les décrochement dextres.

- un raccourcissement général N-S caractérisé par des failles de même orientation localement décrochantes et surtout par des failles inverses méridiennes (Phase saalienne). Les replis N110 -120 pourraient eux aussi se rattacher à cette phase.

- Les schistosités N100 à N110 peuvent résulter en partie du jeu des accidents stéphaniens (failles normales, décrochement).

I I) LES ALTERITES.

A - Localisation.

Dans la partie N-E du site, on se trouve juste sous le Layrac. La schistosité se moule sur les altérites qui se disposent parallèlement à cette dernière: on en déduit que les altérites se disposent localement dans la **partie supérieure** des métarhyolites Le fait que tous les "groupes" d'altérites du site se disposent à proximité immédiate du "Layrac" vient confirmer cette hypothèse. On a de plus des cristaux de pyrite dans les niveaux volcanodétritiques du Layrac dont la cristallisation est sans doute à relier à l'altération des volcanites.

Les zones altérées prises dans la schistosité S1 sont enroulées par le plissement P2 puis recoupées par des failles tardives (coupes fig. 218)

B - Puissance.

Nous avons vu que dans la partie **est** les faciès altérés se biseautent le long du ruisseau de Baux Roux. En tenant compte de la topographie et des pendages (fig. 219) on voit qu'à cet endroit la puissance des altérites n'excède guêre **5m-** ceci en considérant qu'elles sont prises dans la foliation S1 des métarhyolites.

Dans ce secteur leur **épaisseur** a sans doute été **réduite** lors des **écaillages** puisque la même estimation sur l'affleurement le plus au **Sud** conduit à leur attribuer une épaisseur d'une **trentaine** de mètres.

C - Pétrographie.

Les **secteurs silicifiés** et les filons de quartz se répartissent presque exclusivement dans les zones altérées et sont **localement pris dans la foliation** (allure stratiforme à Tournols Est).Comme la **pyrite**, la **tourmaline** est un minéral de **bordure** qui ne semble pas directement lié aux accidents méridiens tardifs puisque les roches à tourmaline sont décalées par ces derniers.
Mais nous avons tout de même vu que la répartition de ce minéral pouvait être localement controlée par des cassures tardives.

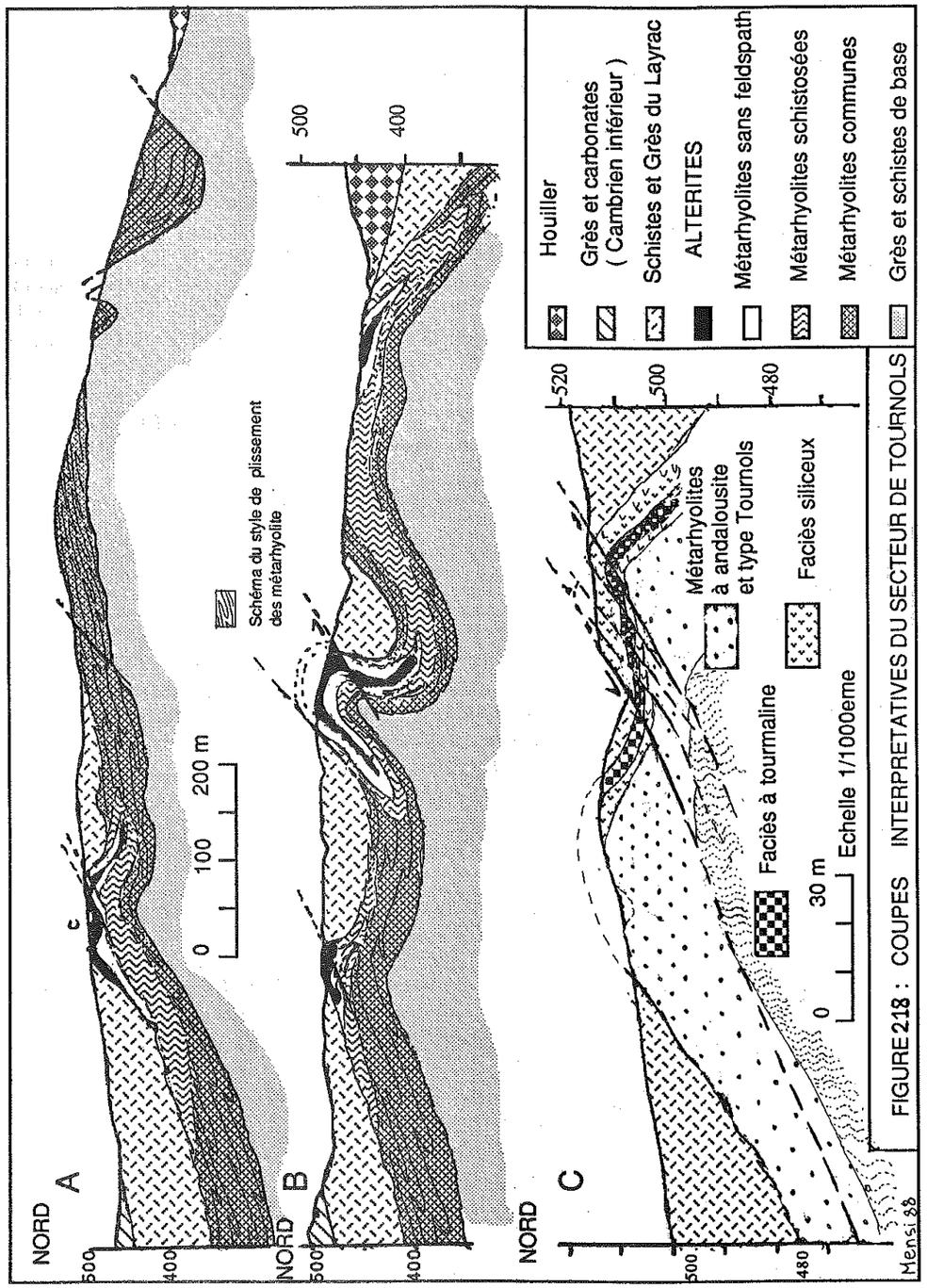


FIGURE 218 : COUPES INTERPRETATIVES DU SECTEUR DE TOURNOLS

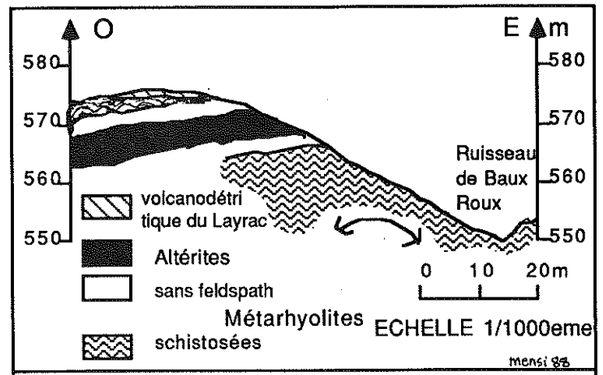


FIGURE 219 : coupe "Tournols Est".

CONCLUSION.

La polarité de faciès observée sur les autres sites a été précisée par l'existence du faciès de transition. Ceci suggère, avec les autres roches alumineuses, que l'altérite pourrait provenir d'une **altération** de la roche encaissante **graduelle** et **plus ou moins poussée.**

Une partie des processus se serait effectuée avant le métamorphisme puisque :

- l'**andalousite** est prise dans la **foliation S1** du faciès de transition.

-les **altérites** sont **gauffrées** par les **faciès schistosés** et présentent localement une apparence stratiforme.

- Les filons de **quartz** précoces ont été **resilicifiés** et parfois **contournés** lors du **métamorphisme**.

Cependant l'**histoire pétrogénétique des altérites** n'est pas simple, tout porte à croire qu'elle est **polyphasée**, en effet : on note des filons de quartz tardifs, parallèles aux cassures houillères, près ou dans le prolongement du faciès à pyrophyllite, qui est très localisé et a un caractère recoupant .

Les transformations auraient donc affecté la moitié supérieure des volcanites et se seraient éffectuées au moins en **deux phases:** l'une **antécinématique à andalousite** et l'autre **stéphanienne à pyrophyllite.**

4)LE SECTEUR DE PLAISANCE.

INTRODUCTION:

On arrive sur ce site (fig. 21B 4) en remontant la vallée de la Mare (D 922) jusqu'à St- Gervais puis celle du Buissou pour atteindre le village de Plaisance. On se trouve cette fois au sud du bassin houiller, à moins de 1 km des gneiss de la zone axiale, sur une bande de métarhyolites d'orientation N 70 et à pendages généraux vers le Nord. Ces affleurements sont les vestiges du flanc nord de l'anticlinal du Mendic qui a été laminé le long des grands accidents stéphaniens.

lere) partie: LES DONNEES DE TERRAIN.

I) LE CADRE GEOLOGIQUE.

A - Les schistes et grès du Précambrien.

On observe, au sommet de la série précambrienne et au contact avec les volcanites, un **niveau de 5 ou 6 m** de **schistes pélitiques** (fig.220 a). Au dessus de Plaisance, le long de la route, les grès et les schistes sont intensément affectés par des kink-band à plans axiaux subhorizontaux

B - Les métarhyolites.

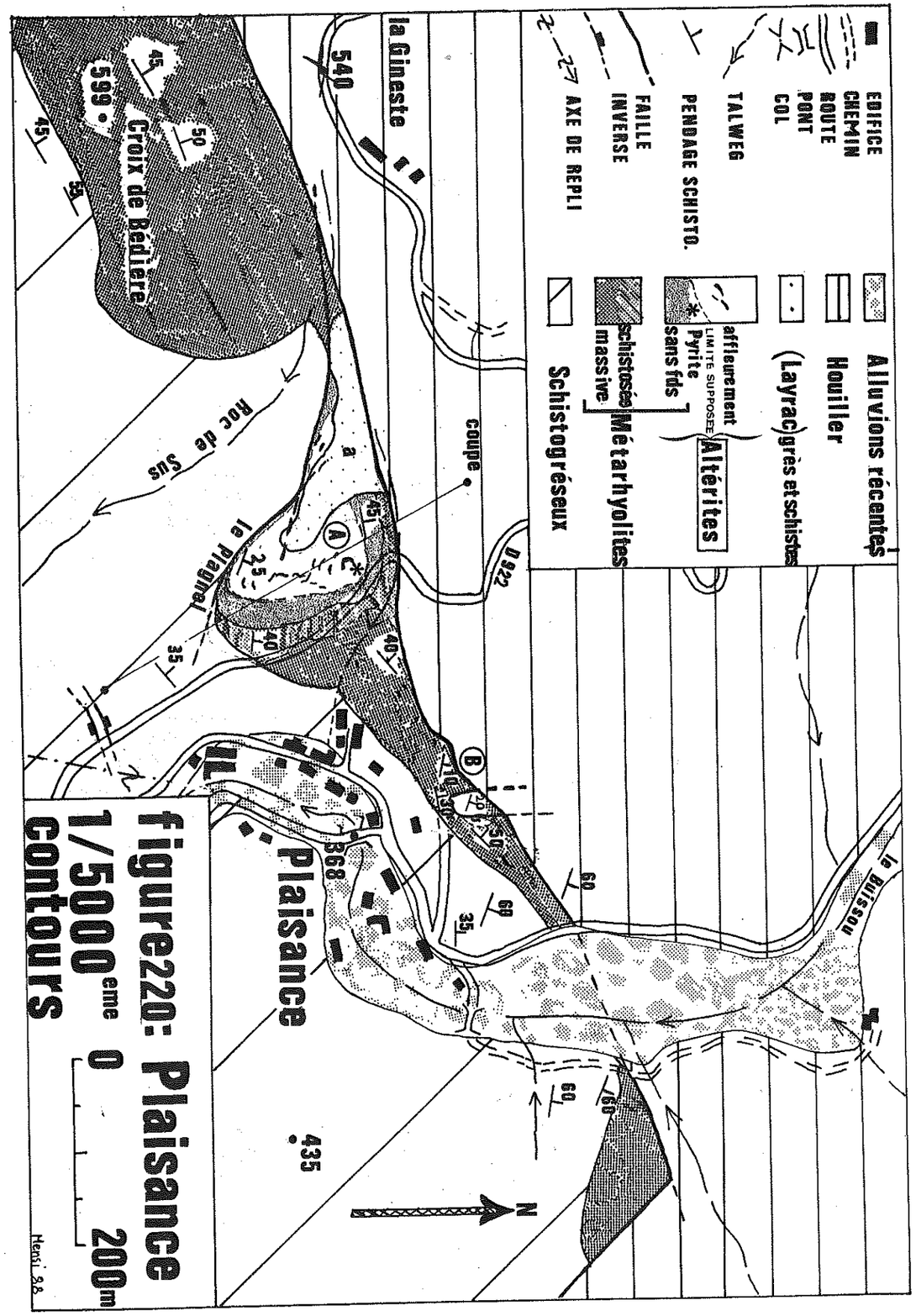
On n'observe pas directement le passage supérieur aux schistes du Layrac. La puissance de la série se réduit du S-W au N-E et le contact avec le Houiller discordant se fait par un accident tectonique -Le Houiller est affecté par une schistosité verticale orientée N50 alors que les volcanites sont pentées (S1) de 30 à 40° vers le Nord.

Les estimation de puissance donnent les résultats suivants:

- de l'ordre de 160 m à la Croix de Bédière.

- de l'ordre de 100 m à l'Ouest de Plaisance.

- et pour finir à peu près 10 à 15 m au nord de Plaisance.



CONCLUSION:

La **réduction** de l'épaisseur **des volcanites** est liée à des **phénomènes tectoniques qui sont contemporains du dépôt du Houiller ou lui sont postérieurs**. On trouve en effet des lambeaux de 5 à 6 m d'épaisseur de la série du Layrac qui montrent que l'érosion précédant le dépôt des terrains stéphaniens n'a affecté que la partie supérieure des métarhyolites.

I I) LES ALTERITES.

Elles apparaissent à deux endroits sur ce site (fig.220 A et B). A l'Ouest de Plaisance elles forment un promontoire de roches massives qui domine la route de Lacaune. Au Nord du village elles se manifestent par des "volantes" à andalousite abondantes à l'emplacement d'une vigne. La plus grande partie de cet affleurement a sans doute été érodée.

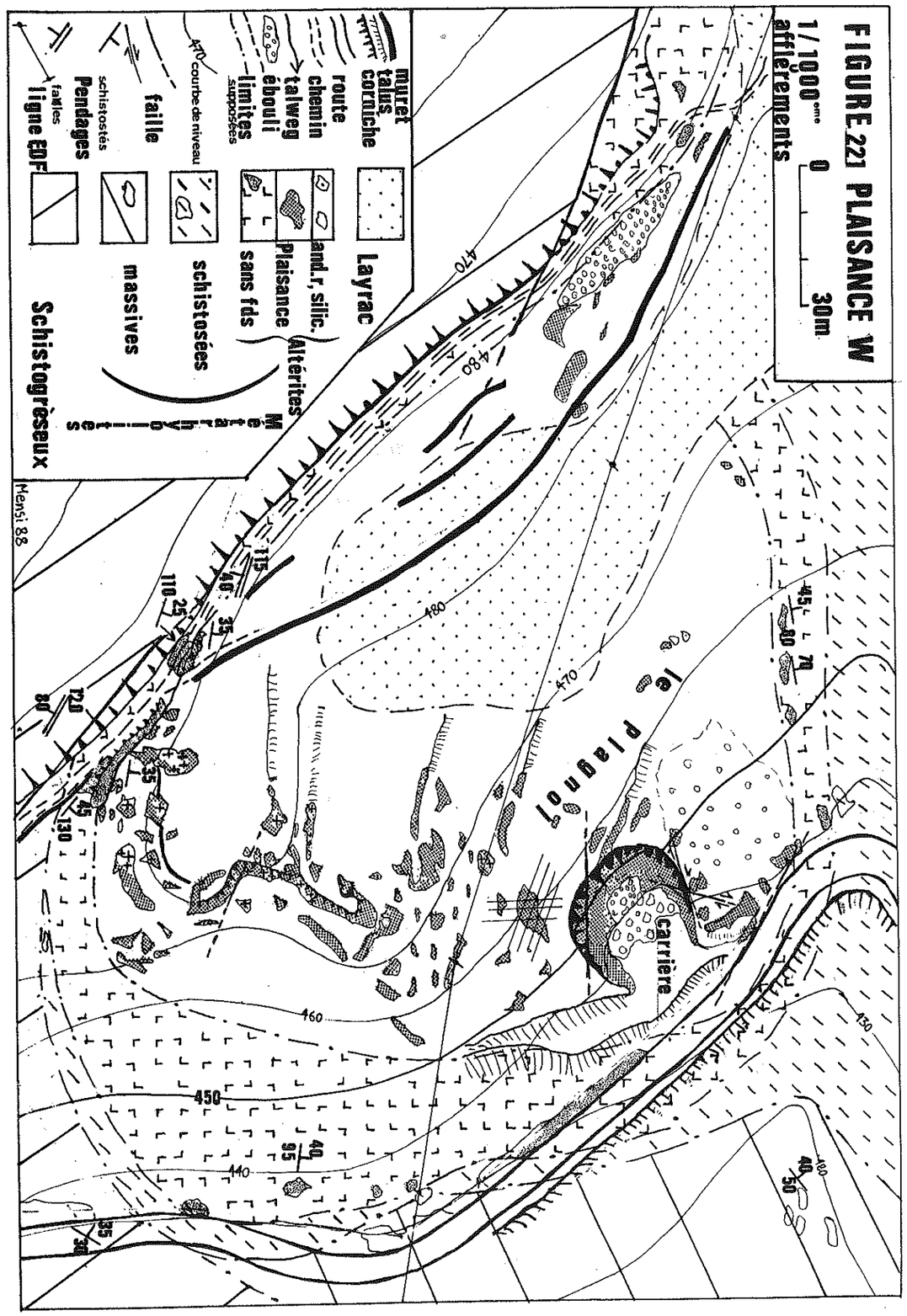
A - Le passage des métarhyolites aux altérites.

La figure 221 montre que l'on retrouve la zonation définie sur les autres sites, précisons simplement que l'on observe encore plus clairement qu' à la Serre des Comilles le **passage entre le faciès silicifié sans feldspath et les altérites**. En effet , au S-W on passe directement de ce faciès au type Plaisance et l'on a pu mesurer des schistosités **S1** qui correspondent à un **gauffrage** des **phyllites** métamorphiques par **l'andalousite** . On voit que l'orientation de ces dernières (fig.221 A) est tout à fait en accord avec les mesures obtenues dans les métarhyolites sans feldspath.
La schistosité **S1 s'estompe rapidement , à quelques métres du contact on passe aux faciès massifs habituels.**

B - Pétrographie des altérites.

On trouve un faciès alumineux bleu foncé (Qz) et rose (And.) qui à été défini comme le type **"Plaisance"**. La **tourmaline** et le **quartz bleu** sont relativement **abondants** dans ce faciès et la teneur en alumine croit du Sud au Nord en même temps que l'intensité de la fracturation.

La **pyrophyllite a un caractère fissural,** elle se dispose dans un réseau très serré et hiérarchisé de fractures argileuses (kaolinite) orientées **N-S à N20.** Ces fractures souvent décrochantes semblent controler la cristallisation d'une partie de la tourmaline.
L'andalousite peut localement se trouver en enduit de petites fractures.



C - Les données structurales (fig. 221).

Il n'a pas été possible de mesurer des linéations aux abords immédiats des faciès altérés. Les mesures de schistosités seront discutées à la fin de ce chapitre.

Les fracturations **dominantes** sont surtout **N110** et dans une moindre mesure N150 à N-S.

En ce qui concerne les failles:

-on a déjà cité des **accidents N110-120** proches du contact de base avec les schistes et grès ainsi que le contact anormal avec le Houiller.

On peut également observer quelques cassures N-S et dans les altérites (carrière) des microdécrochements (stries N20) orientés N20 et pentés de 50° vers l'est.

On a aussi des **failles inverses N70 55N**, sans doutes contemporaines des accidents N-S à N20.

Les filons de quartz, peu abondants, se répartissent uniquement dans les altérites, ils ne sont pas contournés et leur couleur est blanc-laiteux. On observe:

- des filons **N 150 à N-S** décalés par des cassures N 60 et N 115.

-des filons **N110 40N.**

2eme) partie INTERPRETATIONS.

I) LE CONTEXTE GEOLOGIQUE.

On observe une **réduction** importante de l'**épaisseur des volcanites** sous le Houiller pouvant résulter de la genèse du bassin de Graissessac et de la phase de **compression saalienne**..En effet cet épisode de raccourcissement se traduit par des écaillages importants ainsi que par le jeu de **failles inverses**. Les replis en chevron à plan axial sub-horizontal visibles dans le Précambrien pourraient s'intégrer dans cet épisode Les décrochements N-S sont le résultat de mouvements différentiels.

I I) LES ALTERITES (coupe, fig.222).

Elles se disposent dans la **partie supérieure des volcanites** et leur puissance ne semble pas dépasser **30 m** au niveau de la carrière.
La schistosité S1 affecte les roches alumineuses sur leur bordure, mais celles-ci sont globalement massives; elles se sont donc structurées avant le métamorphisme hercynien.
La **pyrophyllite** et une grande partie de la **tourmaline** ont dû cristalliser à la faveur de **fractures tardives** résultant de la **phase saalienne.**

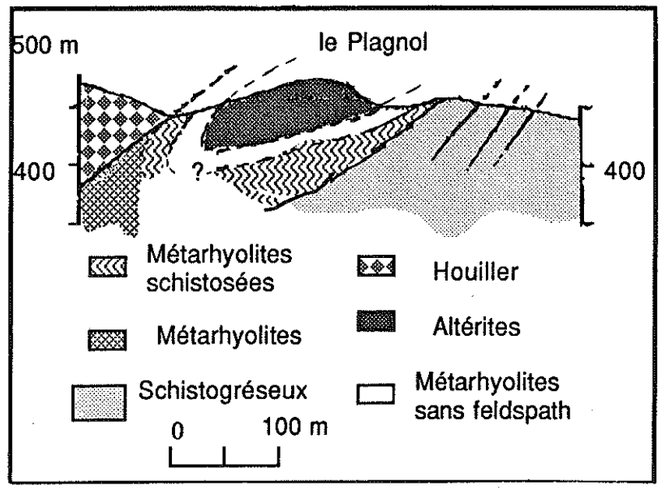


FIGURE 222: coupe interprétative du site de Plaisance.

CONCLUSION.

Nous commençons à mieux saisir la complexité de l'histoire des altérites . A Plaisance l'**influence** du **métamorphisme** est très claire. Elle se traduit par une **orientation des faciès périphériques** (allongement des quartz) et par une **resilicification intime des altérites** avec l'apparition de quartz bleus microcristallins. La raison de cet effet plus marqué que sur les autres sites est fort simple, on se trouve à proximité immédiate de la zone axiale.

5) LE SECTEUR DE SERVIES.

On se trouve cette fois ci assez loin du bassin houiller de Graissessac. En effet le village de Servies est situé à 5 km plus au Nord sur le flanc N-W de l'anticlinal du Mendic (voir fig. 11 C).
Les terrains se disposent en bandes (fig.21) qui déterminent les lignes de relief. En effet, le contact des métarhyolites avec le Précambrien sous-jacent (fig.223) passe près du mont Véduscle et du pic de Serviès en dessinant un chevron topographique (pendage nord) dans le talweg qui sépare ces deux sommets.
Le volcanodétritique du "Layrac" se dispose à la base du versant descendant sur le col de Lissobre et le village de Serviès. Les roches gréso-carbonatées affleurent au Nord en rive droite du ruisseau de Lissobre.

1ere partie LES DONNEES DE TERRAIN.

I) LE CADRE GEOLOGIQUE (fig. 223).

A - Les schistes et grès du Précambrien.

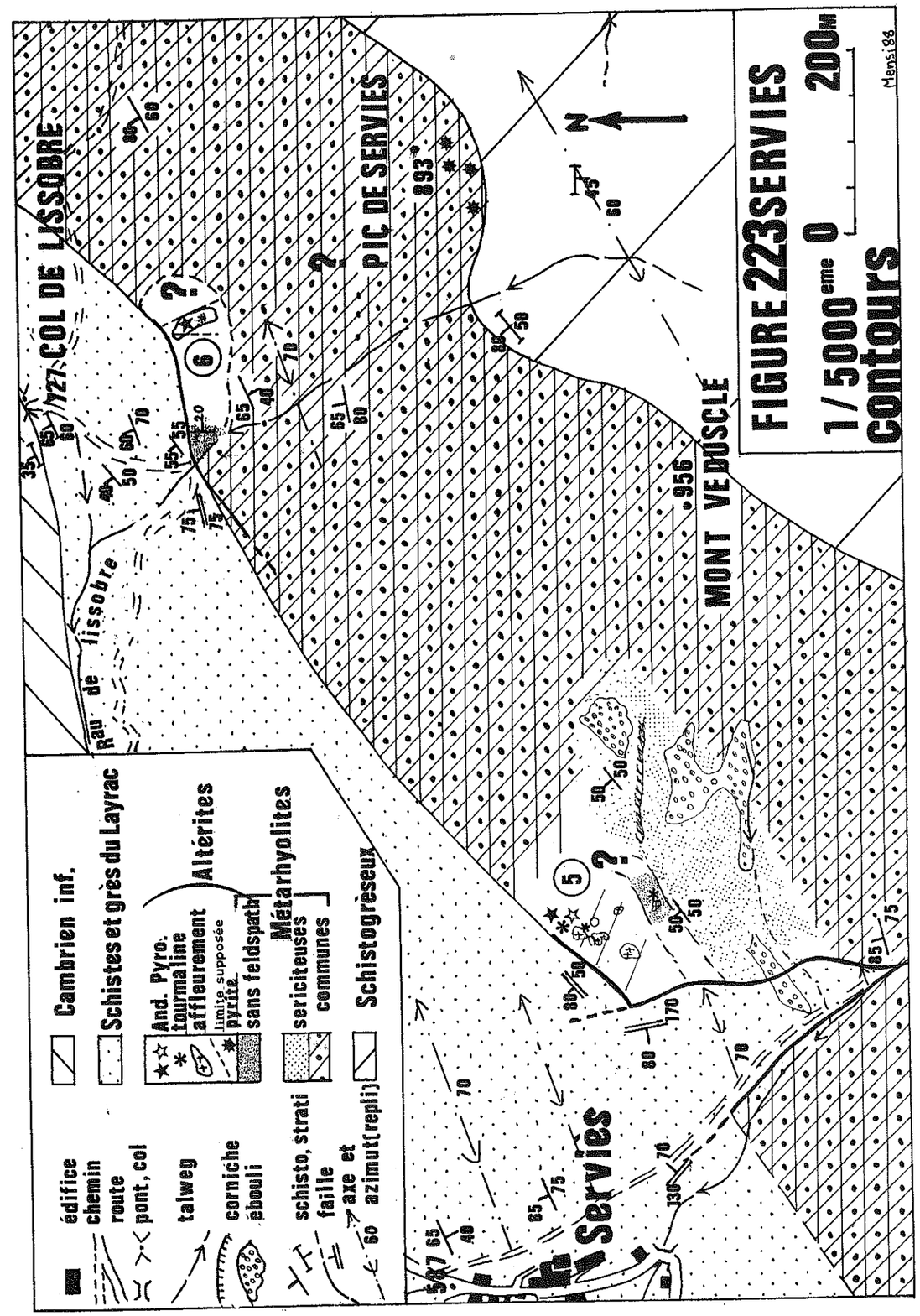
Le contact avec les volcanites est particulièrement bien visible le long de la crête N-E du pic de Serviès. On voit un horizon de **schistes kakis de 4 ou 5 m de puissance.**

B - Les métarhyolites.

La puissance de la série, très replissée est difficile à estimer. On n'a pas observé de contact non tectonique avec le Layrac et il est difficile de dire si les faciès pyriteux du pic de Serviès peuvent se rattacher aux altérites du col de Lissobre.

C - Le Layrac et la série cambrienne inférieure.

La mesure des stratifications montre que S0 suit S1 dans les alternances de grès et de schistes alors que dans les carbonates qui lui sont superposés S1 est nettement différente de S0. Les schistes et grès sont très replissés alors que les carbonates le sont beaucoup moins, cela provient de la différence de compétence qui existe entre ces roches.



I I) LES ALTERITES.

On les trouves à deux endroits, au dessus de Serviès où l'on voit essentiellement des roches quartzeuses (fig. 223 5) très claires et au col de Lissobre où un petit affleurement d'une trentaine de mètres de long et de 4 ou 5 m de haut attire l'attention (fig. 223 6 et photo 1).

A - Le passage des métarhyolites aux altérites.

Il n'est jamais directement visible mais l'on constate que:

-les altérites se trouvent près du contact avec le "Layrac".

-les métarhyolites du pic de Serviès sont pyriteuses.

-il existe des roches sériciteuses ainsi que des métarhyolites sans feldspath sur les deux sites.

B - Pétrographie des altérites.

B1 Serviès.

Les roches hypersiliceuses dominent largement dans la partie sud. Au Nord une zone d'extension réduite est intéressante car on y rencontre le type à andalousite rose et côté est le faciès Plaisance avec un rubanement.

Des placages de fractures non déformés sont constitués des associations minéralogiques suivantes:

- de beaux cristaux de **quartz associés à de la pyrophyllite en rosettes plurimillimètriques.**

- du quartz avec de l'**andalousite** qui recoupe parfois, localement, une partie de la roche.

- de la tourmaline et du quartz.

B2 Le Lissobre.

Le faciès à andalousite (type Plaisance) **a un aspect rubané** souligné par la déformation des filons de quartz et l'orientation de la tourmaline (fig. 224). L'andalousite se répartit de manière plus quelconque dans la roche.

B3 Les filons de quartz.

Il sont dans tout les cas de couleur blanc-laiteux. Certains filons, très fracturés, sont **tourmalinisés**. Ils peuvent contenir jusqu'à 60% de tourmaline. Les **épontes** peuvent être dans certains cas **bordées d'andalousite**.
A Serviès ils sont pour la plupart **très contournés** (fig.225) et forment des affleurements **massifs.** Au Lissobre on voit de gros blocs quartzeux avec par endroit de la barytine.

C - les données structurales.

-les plans axiaux moyens des **replis souples** (rubanement, fig. 224) sont **N70 70N** ce qui est **cohérent** avec l'orientation générale de la schistosité **S1** des métarhyolites.

-les axes des nombreux **replis N60-80** sont parallèles en gros à l'axe de l'**anticlinal du Mendic** (fig.228).

Les orientation des fractures et des failles sont similaires à celles des sites déjà décrits.

Des filons de quartz **non déformés** recoupent le rubanement de la roche silicifiée. Les uns, N50 à N75, et les autres (qui ont comme les premiers une couleur blanc-laiteux) N100-110 60N et N160 sont vraisemblablement post hercyniens.

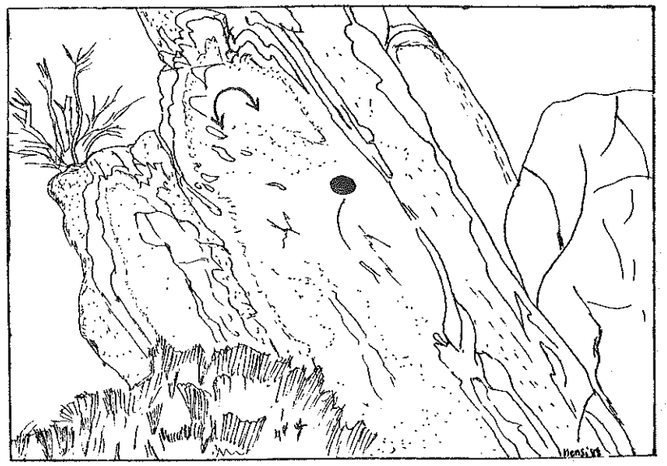


FIGURE 224 : rubanement souligné par le quartz et la tourmaline au Lissobre. (L'échelle est donnée par le cache de l'appareil photo).

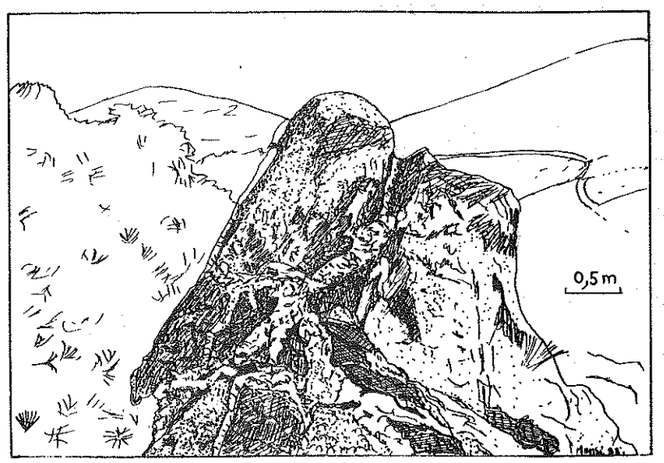


FIGURE 225 : filons de quartz contournés à Serviès.

2eme partie) INTERPRETATIONS DES DONNEES.

Nous ne répèterons pas les données tectoniques générales qui sont maintenant bien connues et résumées sur le tableau final. Notons tout de même que le style de plissement (nombreux replis métriques à hectométriques) est comparable à celui observé près du sommet de Tournols.

L' altération, cette fois encore, affecte la partie supérieure des volcanites et les zones les plus riches en andalousite sont celles qui se trouvent, actuellement, près du contact avec le Layrac.

L'abondance des **filons de quartz contournés** montre que les altérites ont été soumises au **métamorphisme hercynien** qui a conduit à la cristallisation de **quartz bleus** (microcristallins) **orientés** et à la mobilisation de la tourmaline qui a elle aussi été orientée.

La coupe interprétative (fig.226) permet d'expliquer par des replis abondants (visibles sur le terrain) la forte puissance apparente de la série des volcanites. On peut aussi mieux comprendre la relation qui existe entre les replis de flux P1 de S1 et le pendage général des plis P2 (fig. 228 A, C). La déformation fluidale hercynienne (replis P1) qui correspond à la foliation S1 des métarhyolites est reprise par des plis cassants P2 (voir tableau 1et fig. 227)

En ce qui concerne la chronologie relative des filons de quartz on a deux phases successives tardives:

- **N50-75** recoupant le rubanement qui pourrait se rattacher à la phase cassante 1 (tableau 1) qui a suivie le plissement S2.

-des filons **N150-160** recoupant les premiers.

-plus rarement, des filons N110.

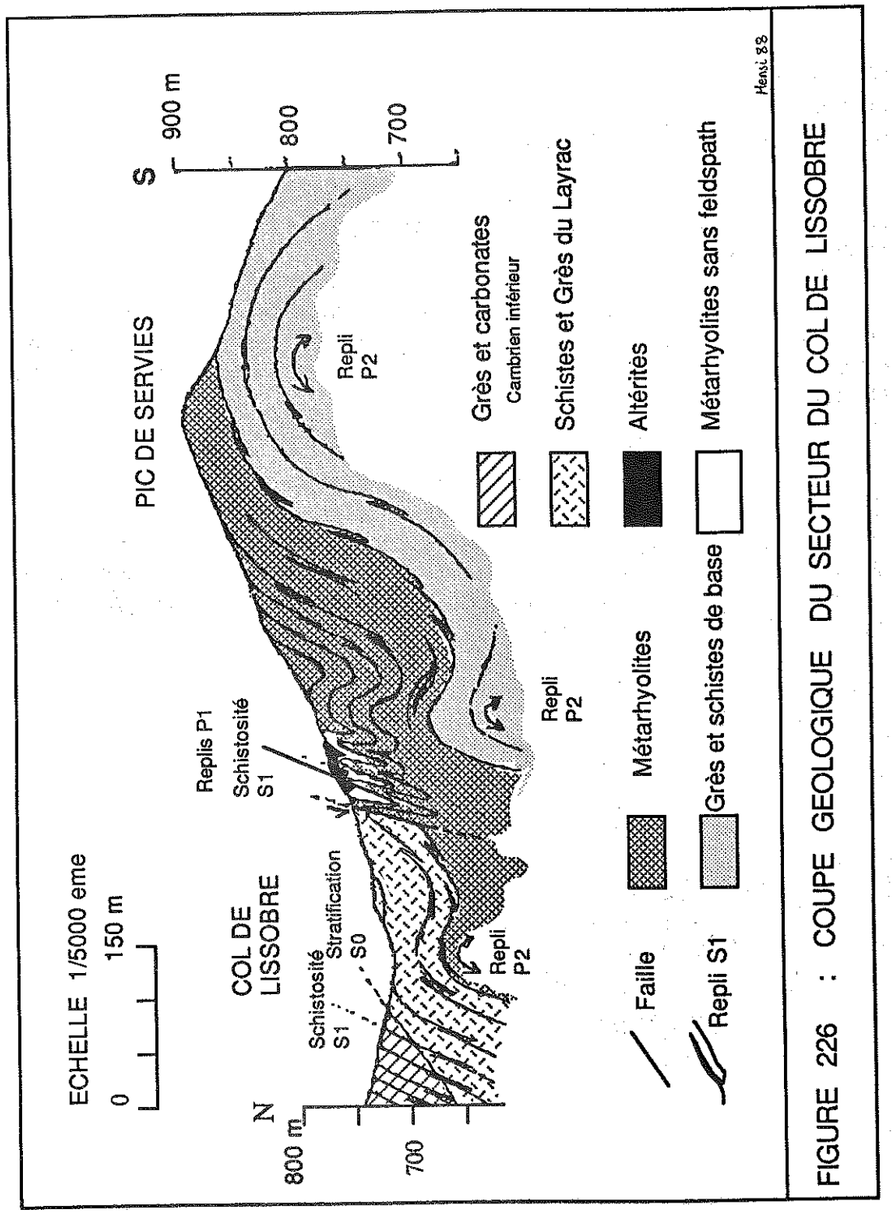


FIGURE 226 : COUPE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DU COL DE LISSOBRE

CONCLUSION.

L'étude de ce site montre surtout que l'**andalousite** peut avoir localement un **caractère fissural** recoupant et qu'elle est clairement associée à des filons de quartz. Elle semble comme nous l'avions déjà supposé **antémétamorphique** puisqu'elle est incluse dans des faciès rubanés sans présenter d'orientation particulière.

La **pyrophyllite** en belles rosettes est associée à des filons de quartz non déformés (Serviès) **postcinématiques**.

Ce site montre deux particularités:

- un faciès type Plaisance rubané.

-une abondance exceptionnelle de quartz.

La récapitulation des données concernant les sites alumineux va nous permettre d'esquisser des hypothèses sur les paramètres qui ont pu induire des différences...

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

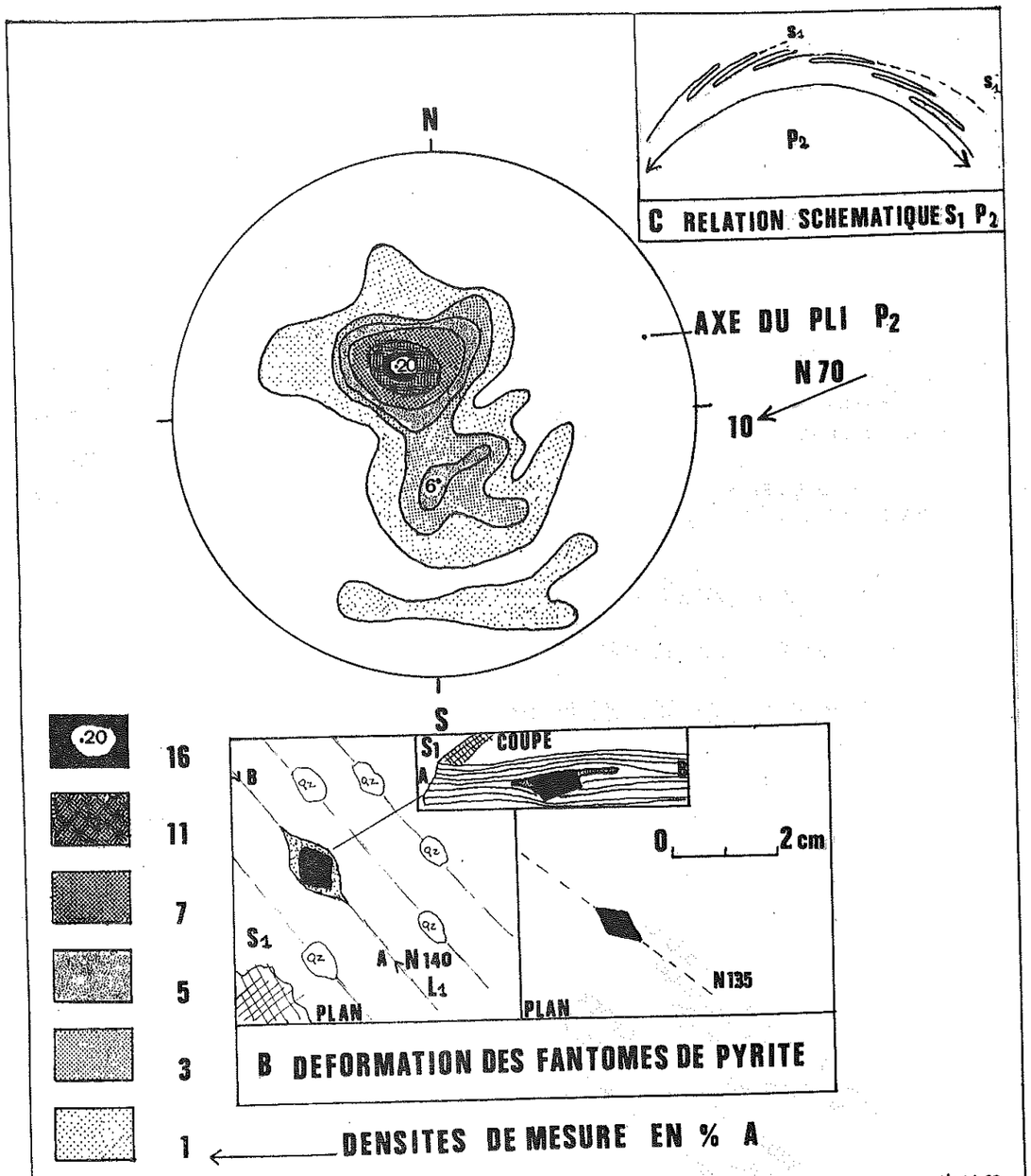


FIGURE 228
POLES DE SCHISTOSITE DES METARHYOLITES
RESEAU DE WULF INFERIEUR 105 MESURES

RECAPITULATION DES DONNEES ET CONCLUSION GENERALE.

I) LES DONNEES STRUCTURALES (fig. 228).

A - Synthèse des mesures de schistosité S1.

Les schistosités S1 sont enroulées suivant un pli (P2) d'axe N70 (fig.228 A et C).

B - Déformation des cristaux et fantômes de pyrite (fig. 228 B).

Les cristaux de pyrite observés aux abords des zones altérées sont gauffrés par S1 et présentent des queues d'étirement orientées suivant L1. Ils sont donc antécinématiques.

C - Comparaison des données des différents sites et bilan.

Le tableau 3 permet de constater que les différents indices relevés sur chaque site forment un tout cohérent en accord avec le contexte géologique régional présenté dans le chapitre précédent.

FIGURE 22 : replis dans les grès du Précambrien (Sud du col du Layrac)
L'échelle est donnée par le marteau (indiqué par la flèche).

CABANES	SERRE DES COMILLES	TOURNOLS	PLAISANCE	SERVIES	BILAN
DECROCHEMENT SENESTRE N110	Microdécrochement sénestre N 120 subvertical				PHASE CASSANTE 2 (PYRENEENNE)
		FAILLE NORMALE N 75 25N		Faille normale N75 75N	DISTENSION PERMIENNE
FAILLES ET CASSURES N140 à N-S	Cassures N-S recoupant les cassures N110 FAILLE INVERSE N110	MICRODECRO-CHEMENTS N-S REPLIS N110 FAILLES INVERSES N 75-80	MICRODECRO-CHEMENTS N-S K-B Subhorizontaux FAILLES INVERSES	FAILLE N-S DECROCHANTE	PHASE SAALIENNE (COMPRESSION N-S ET SER-RAGE DU BASSIN HOUILLER)
Failles et cassures N 110-120 subverticales Brèche tectonique stéphanienne Crochons dextres N 90-120 de S1	Brèche tectonique stéphanienne Failles normales N110	Crochons dextres N110-125 Failles normales N110 Microdécrochement dextre N60	FRACTURATION N110 Crochons dextres N110 Jeu en microdécroche-ment dextre N70		DECROCHEMENTS DEXTRES OUVERTURE ET REMPLISSAGE DU BASSIN HOUILLER DECROCHEMENT DE GRAISSESSAC
FRACTURATION N60 Crénulation N60 des muscovites REPLIS P2 N60-70	FRACTURATION N60 REPLIS P2 N80	FRACTURATION N60 REPLIS P2 N50-70	FRACTURATION N60-70	CASSURES S2 N60-70 REPLIS P2 N60-70	PLISSEMENT CASSANT P2 D'AXE N70 (ANTICLINAL DU MENDIC ET REPLIS-SECONDAIRES)
LINEATION L1 FOLIATION S1	LINEATION L1 FOLIATION S1	LINEATION L1 FOLIATION S1	Linéation L1 peu marquée FOLIATION S1	Linéation L1 DEFORMATION DUCTILE N70 (Rubanement) FOLIATION S1	METAMORPHISME SCHISTE-VERT (PLISSEMENT DUCTILE P1 ET FOLIATION S1)

TABLEAU 3 : BILAN DES INDICES STRUCTURAUX DES DIFFERENTS SITES

II.) LES ALTERITES (tableau 4).

Tous les sites ont globalement les mêmes caractéristiques générales mais présentent néanmoins chacun quelques particularités.

-les variations de puissance importantes des métarhyolites suivant les sites s'expliquent d'une part par l'érosion antéstéphanienne et tardive et d'autre part par le laminage le long du grand accident houiller (Plaisance).

-la puissance de la zone altérée varie de 5 à 50m et l'érosion ne suffit pas à expliquer ces différences.

A -Sur le site des Cabanes : le faciès à andalousite bleue et quartz blanc millimètrique (type "Cabanes") est largement dominant. On trouve aussi des volantes à andalousite avec de grands blocs de quartz.

L'abondance relative de roches très transformées (andalousitites) correspond à une augmentation, à proximité immédiate, de la quantité de blocs quartzeux.

L'altération antécinématique est très marquée (silicification) et les effets du métamorphisme sont peu importants puisque les altérites (sensu-stricto), massives, sont peu déformées et les quartz bleus cryptocristallins peu développés.

L'andalousite bleue apparaîtrait au moins dix mètres en dessous de la surface d'érosion antéstéphanienne (milieu réducteur) et l'andalousite rose près et le long de cette dernière (milieu oxydant).

B - A la Serre des Comilles: les faciès très siliceux sont dominants et ceux à andalousite relativement peu exprimés. Les filons de quartz contournés sont abondants. Ceci permet de supposer que l'on retrouve actuellement, à l'affleurement , la zone de transformation la plus intense.

C - A Tournols: la structuration en "panneaux" résulte de phénomènes tardifs. La faible puissance des altérites de Tournols est pourrait s'expliquer par un étirement métamorphique de ces dernières, d'autant que les roches à quartz-tourmaline sont déformées ductilement. Les replis sont soulignés par la tourmaline.

SITES	CABANES	COMILLES	TOURNOLS	PLAISANCE	SERVIES
Max Epaisseur des métarhyolites Min.	100-120m 40-50m	60m 50m	70m	160m 15m	100 à150m ?
PASSAGE AUX ALTERITES PETROGRAPHIE	Augmentation de de schistosité S1 Pyrite déformée Tourmaline Disparition des Fds Transformation graduelle hyperalumineux ponctuel Andalousite à caractère fissural local	Augmentation de de schistosité S1 Tourmaline Disparition des Fds Transformation graduelle hyperalumineux ponctuel	Augmentation de de schistosité S1 Pyrite déformée " " Faciès de transition à andalousite gauffrée par S1 " "	IDEM Pyrite Tourmaline Disparition des Fds Transformation graduelle pyrophyllite dans fractures N20.	Faciès pyriteux disparition des feldspaths aux abords des altérites Association pyrophyllite et quartz dans fracture
FACIES DOMINANT	TYPE CABANES	HYPERSILICEUX	TOURNOLS	PLAISANCE	Quartz et Plaisance rubané
PARTICULARITE	ANDALOUSITITES	SILICIFICATION	ECAILLAGES	S1 est visible dans faciès altéré	Rubanement des Qz métamorphiques et pas de diaspore
PUISSANCE	De l'ordre de 70m?	De l'ordre de 30m	10 à 30M	70M MAXI.	20 m environ
LOCALISATION	Partie supérieure des Métarhyolites (partie médiane au N)	Partie supérieure des Métarhyolites	IDEM et base du Layrac	Partie supérieure des Métarhyolites	Partie supérieure des Métarhyolites
TARDIFS FILONS DE QUARTZ PRECOCES	Blocs de quartz avec fragments de schistes N140 à N-S décalés par cass. N60 N60-65 Zones siliceuses	N90-120 N40-60 Filons contournés	N110 décalés par N140-170 N40 Filons N-S déformés	FILONS N110 Filons N150 à N-S Décalés par cassures N60et N115	FILONS N160 FILONS N100-110 FILONS N50-75 RECOUPANTS LE RUBANEMENT FILONS CONTOURNES ABONDANTS

TABLEAU 4: PETROGRAPHIE COMPARATIVE DES DIFFERENTS SITES

D - A Plaisance: les altérites sont schistosées sur leur bordure et pratiquement tout l'affleurement est formé d'un faciès à quartz bleus microcristallins qui sont ,comme le montrera l'étude des lames minces , d'origine métamorphique. Il y a donc eu une recristallisation importante au cours du métamorphisme.

E - Au dessus de Serviès: on n'a presque que du quartz ce qui peut être interprété comme résultant du colmatage d'une zone centrale d'apport par des filons de quartz . Au Lissobre les altérites ont été déformées de manière ductile dans leur ensemble ce qui est corrélé avec l'abondance de quartz métamorphiques.

I.I.) LES FILONS DE QUARZ (tableau 4)

Nous pouvons esquisser une corrélation entre la chronologie relative des filons de quartz et l'histoire tectonométamorphique des sites (tableaux 1 et 3).

1) Les filons précoces (parfois très déformés, Serviès) sont antérieurs au métamorphisme hercynien et postérieurs au dépôt des rhyolites.

2)les filons N50-75 recoupant le rubanement sont postérieurs au métamorphisme et antérieurs au dépot du Houiller.

3) Les filons N100-110 peuvent se rattacher à la phase de fracturation qui a suivi le remplissage du bassin houiller (décrochements dextres post-stéphaniens).

4) Les filons tardifs N 160 peuvent être correllé avec la phase saalienne.

Les données de terrain , leur interprétation et la connaissance du contexte géologique général permettent de mieux situer les zones d'altération relativement à leur encaissant et à l'histoire géologique régionale. Les deux premiers chapitres ainsi que la description précise des différents faciès d'altération (ch. 3) fournissent les informations nécesaires à la seconde partie de ce travail qui est l'étude pétrogénétique des altérites.

PHOTO 1

Partie Nord du site du Lissobre. L'affleurement massif formé prin-palement du faciès Plaisance ressort en relief sur une zone peu affleurante (métarhyolites). (voir localisation du site fig. 223)

PHOTO 2 (éch. 09-3 de Tournols)

Métarhyolite commune, aspect sur une face sciée. On distingue des phénocristaux de quartz rhyolitique (1), une matrice de quartz métamorphiques et de séricite (2) et des feldspaths (3). La foliation métamorphique S1 est soulignée par la séricite.

PHOTO 3 (éch. 09-3)

Aspect microscopique, on distingue des quartz rhyolitiques à fractures recristallisées en quartz et séricite métamorphiques. Ces derniers minéraux constituent la mésostasede la roche. La foliation méta-morphique S1 est soulignée par la séricite mais surtout par des fractures tardives à oxydes de fer.

PHOTO 4 (éch. 18-7 des Cabanes)
Métarhyolite sans feldspath.

La rhyolite originelle a été entièrement recristallisée en quartz métamorphiques cryptocristallins ce qui explique la dispa-rition des quartz rhyolitiques. On distingue quelques plages de kao-linite(1) qui s'allongent suivant la foliation S1.

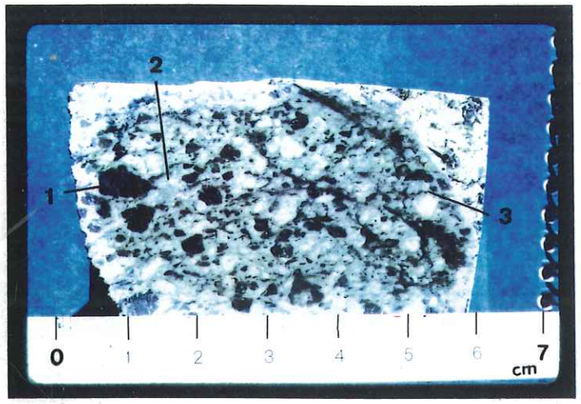
PHOTO 5 (éch. To 13)
Faciès hypersiliceux

Le faciès est massif, avec des phéno-cristaux de quartz qui baignent dans une mésostase essentiellement siliceuse.

PHOTO 6 (08-1 de Tournols)
Tourmalinite

La roche est constituée essentiellement de dravite cryptocristalline et d'éléments quartzeux avec parfois un peu d'anda-lousite" accidentelle".

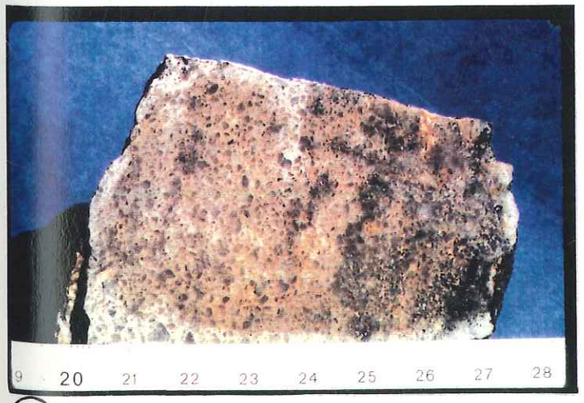
① 0 4m



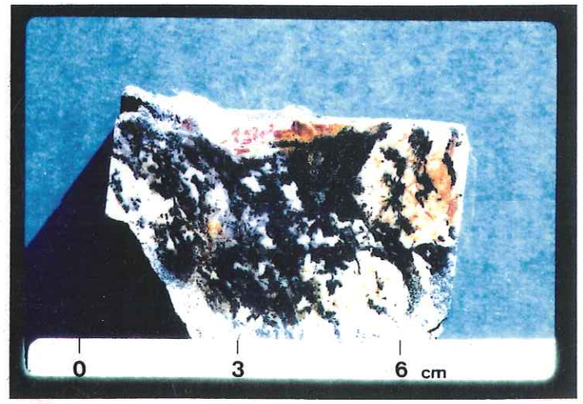
②

③ 0 2mm

④



⑤



⑥

CHAPITRE III

CHAPITRE III DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES DIFFERENTS FACIES.

INTRODUCTION.

Les faciès sont présentés suivant l'ordre de leur disposition structurale sur le terrain et le degré de leur "altération" relativement à la roche encaissante. Nous commencerons donc par décrire la métarhyolite non transformée, puis successivement les faciès enveloppant les "secteurs minéralisés" pour aboutir aux parties les plus alumineuses de ces derniers. Pour conclure nous verrons à travers une synthèse en quoi ils différent et surtout quels liens génétiques peuvent exister entre eux.

Les compositions chimiques sont données pour les éléments principaux et les pertes au feu ont été assimilées à des teneurs en eau de constitution.

I) LES METARHYOLITE COMMUNES.

Leur disposition régionale a été décrite auparavant : elles forment l'encaissant des minéralisations silico-alumineuses.

A -Description macroscopique (photo 2).

Ce sont des roches plutôt massives, rayant le verre , à phénocristaux de quartz et de feldspaths blancs ou roses baignant dans une mésostase cryptocristalline verdâtre. Des bandes sériciteuses marquent une foliation en gauffrant les cristaux de quartz qui ressortent en relief. Les feldspaths altérés prennent des couleurs verdâtres. A Servies les métarhyolites sont pyriteuses (fantômes).

B - Diffractométrie X

-Les feldspaths sont le microcline et l'albite(peu sûre).

C - Densité : 2,68 à 2,72.

D- Composition modale (valeurs extrêmes).

-quartz: 65 à 75%. séricite: 13 à 20%. feldspaths: 5 à 10%. kaolinite: 0 à 8%.

E - Composition chimique (valeurs extrêmes).

SiO_2: 74 à 79%. Al_2O_3: 12 à 14%. Fe_2O_3: 1 à 2,9. Na_2O: 0.2 à 2.52.
K_2O: 3 à 5.6%. H_2O: 0.5 à 2 %.

F - Description microscopique (photo 3).

En lame mince, on voit des quartz fracturés (1 à 5 mm) à micro-inclusions fluides et golfes de corrosion parfois spectaculaires (éch. 34-4 de la Serre des Comilles).Les **quartz rhyolitiques** sont moulés par la **séricite** (longueur ~ 1mm) et montrent des ombres de pression ainsi que des bandes d'extinction.

Les **quartz métamorphiques** (petits et à joints triples) sont peu abondants. Ils sont mêlés à la séricite ou resilicifient les bordures et les fractures des reliques rhyolitiques. On trouve aussi des quartz moirés et de rares échardes. On a des amandes à **muscovite.**

On voit surtout des **microclines** (perthite fig.31), mais aussi de l'orthose. Les **zircons** sont relativement abondants.

FIGURE 31 : perthite dans une matrice de séricite, lame 1081 (ech. 31-3).

II) LES FACIES DE PASSAGE AUX ALTERITES.

A - Les métarhyolites schistosées.

Aux abords des sites alumineux la schistosité s'accentue suivant la foliation métamorphique et les feldspaths sont altérés (verdâtres ou roses).Le débit de la roche peut devenir très fin et on observe en certains points de nombreux fantômes de pyrite plurimillimétriques déformés avec des ombres de pression.

Les autres caractéristiques pétrographiques sont les mêmes que celles des métarhyolites décrites auparavant.

(voir les descriptions de terrain du site des Cabanes ch. II 1) et de la Serre des Comilles ch.II 2)).

B - Les métarhyolites sériciteuses, siliceuses et sans feldspath.

La schistosité reste très accentuée mais le fait le plus remarquable est l'altération très marquée des feldspaths, voire parfois leur disparition complète (métarhyolites sans feldspath).

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Dans certains cas (sous-type sériciteux) la sériciteest simplement plus abondante que dans les métarhyolites communes ce qui donne un toucher plus talqueux aux échantillons.

De la même manière, pour le sous-type siliceux les quartz recristallisés (métamorphiques) sont beaucoup plus développés que dans les métarhyolites communes ce qui donne une couleur gris-bleu à la roche quand il subsiste des quartz rhyolitiques.

En amont du col des Cabanes, le long de la route du Layrac, on observe des cristaux nacrés de muscovite pouvant atteindre 1 cm qui se disposent suivant la foliation. La roche est très claire, lorsque la silicification est complète (éch. 18-7 du ravin ouest du site des Cabanes) on ne voit plus aucun feldspath (métarhyolite sans feldspath, photo 4).

DENSITE: 2.68 à 2.72 (métarhyolites siliceuses) . 2.73 à 2.76 (métarhyolites sériciteuses).

COMPOSITION MODALE.

1). métarhyolites siliceuses (valeurs extrêmes). Quartz: 60 à 70%. Séricite: 13 à 24%. Feldspath :10 à 16 %. Kaolinite: 0 à 10%. Hématite: 0.5 à 1.6%.

2). métarhyolites sériciteuses (éch. 34-4 de Vidal). Quartz: ~ 39 %. Séricite: ~50 %. Kaolinite: ~8 %. Feldspath : ~3 %

3). métarhyolites sans feldspath (éch. 09-3 de Tournols). Quartz: ~78 %. Séricite: ~16 % Kaolinite: ~5% .

COMPOSITION CHIMIQUE

1). valeurs extrêmes (analyse de 5 échantillons en annexe3).

SiO_2: 77 à 80 %. Al_2O_3:11 à 13%. Na_2O: 0,5 à 1,7 %. K_2O: 2,7 à 3,4 %.
Fe_2O_3: 1 à 2% . H_2O: 1.7 à 2,5 %.

2). Echantillon 34-4.

SiO_2: 66,73 %. Al_2O_3: 19,99 %. Na_2O: 0,25 %. K_2O: 5,81 %.
Fe_2O_3: 1,89 %. H_2O: 3,06 %.

3) . Echantillon 09-3.

SiO_2: 86,47 %. Al_2O_3: 6,37 %. Na_2O: 1,50 %. K_2O: 1,32%.
Fe_2O_3: 1,16 %. H_2O: 1,04 %.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

1) On retrouve toutes les caractéristiques des métarhyolites communes et l'on constate le développement exceptionnel de la **séricite**.

2) Dans le sous faciès siliceux la recristallisation des **quartz reliques** de la rhyolite commence sur leur bordure jusqu'à resilicification complète en **petits quartz engrenés** (0,05 à 0,2 mm) sur certains échantillons.

3) Dans les cas extrêmes, il ne subsiste que quelques rares interlits de séricite et la matrice de la roche est entièrement recristallisée. Les feldspaths sont absents et la structure évoque dans ce dernier cas celle des ultramylonites (Jung, p.153).

C - Le faciès de transition à andalousite.

En quelques rares points du terrain (Tournols et Cabanes) on trouve des roches qui présentent des caractéristiques très voisines de la roche encaissante et se disposent en bordure des secteurs d'altération. Le nombre d'observations de ce type est insuffisant pour établir une zonation .

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE .

Dans ce faciès, on retrouve toutes les caractéristiques des métarhyolites avec deux différences essentielles; les feldspaths sont très altérés ou absents et des cristaux plurimillimètriques d'andalousite sont pris dans la foliation.

DENSITE: 2.72 à 2.74.

COMPOSITION MODALE (valeurs extrêmes).

-quartz: 50 à 60%. séricite: 20 à 30%. kaolinite: 15 à 20%.andalousite: 1 à 4%. oxydes de fer: 0.1 à 1,5%.

COMPOSITION CHIMIQUE (valeurs extrêmes).

-SiO_2: 70 à 78 %. Al_2O_3: 13 à 20% . Fe_2O_3: 0,1 à 2%. Na_2O: 0,4 à 1%. K_2O: 2,8 à 3,2%. H_2O: 2, 7 à 3,7%.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

Des petits **quartz engrenés** (0,1 à 0,3 mm) remplaçent une partie des **quartz rhyolitiques** en association avec de la **séricite** orientée moulant des "blastes" d'andalousite pouvant atteindre un centimètre.

L'andalousite englobe des quartz rhyolitiques et ses fractures sont resilicifiées. Une partie de la séricite cristallise en remplaçant les feldspaths.

III) LES ALTERITES.

Dans les zones de minéralisation proprement dites on a des affleurements le plus souvent au relief très marqué, plus ou moins recoupés par des filons de quartz et dont l'aspect macroscopique (voir les descriptions de terrain chapitre 2) et les caractéristiques physico-chimiques permettent d'établir la classification qui suit, présentée suivant l'augmentation des teneurs en alumine.

A - Le faciès hypersiliceux.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (photo 5).

Ces roches claires à cassure esquilleuse sont essentiellement quartzeuses. Des phénocristaux de quartz (1 à 3 mm) baignent dans une mésostase beige et parfois gris-bleu à quartz cryptocristallins . On aperçoit parfois des cristaux bleu pâle d'andalousite (1 à 5 mm) ou de la tourmaline aciculaire (2 x 0,2 mm). Les surfaces de cassure sont parfois miroitantes (muscovite) et les oxydes de fer donnent, lorsqu'ils sont abondants, un aspect piqueté à la roche.

DENSITE ; 2.66 à 2.70 (suivant les pourcentages relatifs de kaolinite et de muscovite).

COMPOSITION MODALE (valeurs extrêmes).

-Quartz : 75 à 95%. Kaolinite :1 à10%. Andalousite : 0 à3%. Pyrophyllite : 0 à 3%. Muscovite :0 à 17 %. Hématite : 0.5 à 1%. Tourmaline : 0 à 3% Topaze; 0 à 1 %.

COMPOSITION CHIMIQUE (valeurs extrêmes, voir analyses en annexe 3).

SiO_2 : 83 à 94 %. Al_2O_3 : 2.5 à 9 %. Fe_2O_3 : ~1%. H_2O : 0,4 à 3 %.

050 030882 3

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

Les grands **quartz engrenés** et les **quartz rhyolitiques** reliques dominent largemen en nombre relativement aux petits quartz à joints triples (fig. 32) mais ces derniers peuvent exceptionellement être les seuls présents.

L'andalousite est clairement associée aux grands quartz engrenés.

Les observations faites pour le faciès précédent restent valables et l'on n'observe aucune trace de diaspore.

L'échantillon To 10 montre, en lame mince, une relique de fracture à **hinsdalite** et **fluorapatite**.

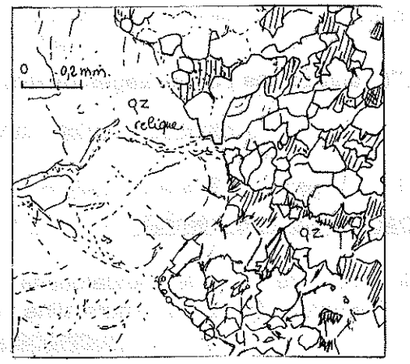


FIGURE 32 : lame (1039),éch. 08-2 Tournols Ouest
silicification à la bordure d'un quartz rhyolitique

B - Le faciès tourmalinisé et les tourmalinites

La tourmaline (Dravite) est présente en petite quantité dans la plupart des faciès d'altération de la métarhyolite. Les teneurs varient entre environ 0,1 et 1 %. Sur les bordures des zones d'altération - ex : site des Cabanes (fig. 22, 23 et 24) et Tournols (fig. 212, 214 et 216) - Les teneurs en tourmaline sont voisines de celles du quartz, voir largement supérieures dans les tourmalinites.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (photo 6).

La teinte dominante de ces roches rayant le verre est Gris-bleu. Elles sont massives ou parfois bréchifiées, dans ce cas les éléments quartzeux centimétriques sont associés à de la kaolinite et des cristaux tabulaires blancs rayables à l'acier (barytine). Les diaclases sont enduites d'un résidu d'altération sériciteux brun-jaune.

Les faciès carriés montrent des cavités à oxydes de fer et pyrite. Dans les faciés peu riches; la tourmaline, en fines aiguilles ou cryptocristalline, souligne une orientation qui disparait dans les tourmalinites.

DIFFRACTOMETRIE X ;

la tourmaline est une dravite.L'enduit des diaclases est constitué de muscovite et d'un peu de goethite et les cristaux tabulaires sont de la barytine.

DENSITE: 2.70 (2% de tourmaline) à 3.03 (83% de tourmaline).

COMPOSITION MODALE (ech A5 Tournols)

-Quartz: 60%, tourmaline: 36%, kaolinite: 3%, chlorite: 1%, oxydes de fer: 0,3%.

La barytine est accidentelle, elle a été caractérisée sur l'échantillon To 1 de Tournols (voir carte d'échantillonage en annexe).

COMPOSITION CHIMIQUE.

A) valeurs extrêmes (voir analyses faciès tourmalinisé en annexe 3)

SiO_2: 72 à 92 %. Al_2O_3: 2,5 à 14,6%. Fe_2O_3: 1 à 4,13%. MgO: 0,8 à 1,34%. Na_2O: 0,5 à 0,74%. K_2O: 0,27 à 0,72%. TiO_2: 0,3 à 1%. B_2O_3 :0,8 à 3,90 %. (tourmalinite) H_2O: 0,6 à 5 %.

B) échantillon A5 (voir le calcul de la teneur en bore paragraphe 2) A).

SiO_2: 71,88 %. Al_2O_3: 14,21 %. Fe_2O_3: 4,13 %. MgO: 1,34 %. Na_2O: 0,72 %. K_2O: 0,72 %. B_2O_3 : 3,90 %. TiO_2: 1,00 %. H_2O: 1,80 %.

La tourmalinite n'a pas été analysée mais l'on peut estimer sa teneur en bore à environ 8%.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

On trouve là aussi des **quartz rhyolitiques** (reliques, qz) ainsi que des **quartz métamorphiques** (qzm).

La **dravite**,automorphe, est souvent corrodée (fig. 33). Elle est orientée avec des petits quartz à joints triples suivant des replis de flux.

La **kaolinite** , en filonnets recoupants, forme lorsqu'elle devient abondante une sorte de matrice recimentant les clastes de quartz.

La **séricite**, en très faible quantité, moule parfois la dravite.

La lame (1034) présente une fracture à pyrophyllite (pyr) et chlorite (chl) (fig. 34).

Dans les tourmalinites le quartz est absent et l'on trouve de la séricite avec de la kaolinite.

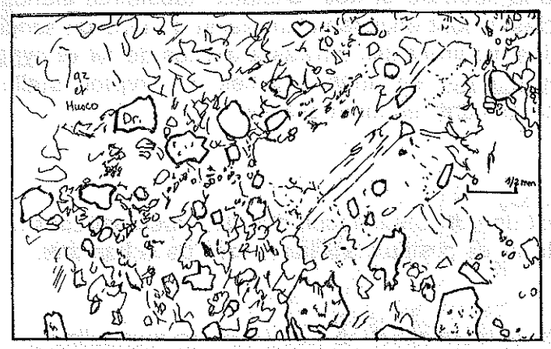


FIGURE 33 :lame (1033) cristaux corrodés de dravite(Dr) dans une matrice de quartz engrenés et de séricite .Ech A5* de Tournols ouest.

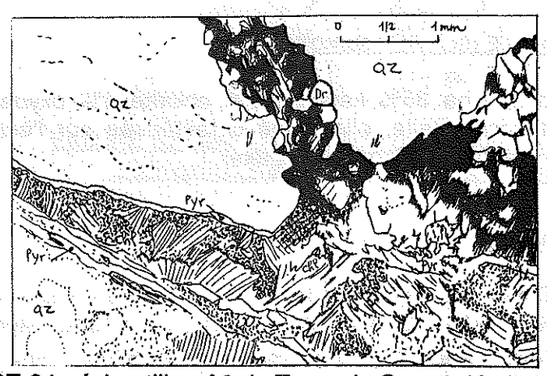


FIGURE 34 : échantillon A6 de Tournols Ouest, détail de fracture.

C - Le faciès siliceux.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (photo 7).

L'aspect de ces roches est très voisin de celui du faciès Tournols à Andalousite,mais le quartz est largement dominant et l'andalousite rare.

Les cristaux de quartz peuvent êtres plurimillimétriques ainsi que les granules de kaolinite (brun ou blanc et rayables à l'acier). Ce dernier minéral peut localement former une matrice ou se répartir suivant un réseau complexe de fractures recoupant l'ensemble de la roche.

La muscovite est peu abondante sauf en quelques points du terrain où la roche prend un aspect de "greisen". Les micas moulent les quartz suivant des surfaces parallèles lui donnant son débit.

La tourmaline, rare, est parfois visible en petits paquets de cristaux aciculaires (1 à 2 mm de long).

Les oxydes de fer se rencontrent en enduit de diaclase parfois associés à la kaolinite,dans des petits boxwerks,en mouchetures ou en minces liserés autour des plages de kaolinite.

On trouve parfois, associée au quartz de la barytine.

DIFFRACTOMETRIE X.

-Les minéraux caractérisés par la diffractométrie X sont : la muscovite et le clinochlore, la kaolinite dans les fractures et la fluorapatite.

Dans une fracture anté-hercynienne de Servies l'andalousite à été mise en évidence. Le caractère fissural n' a été conservé que très localement, ceci à cause de la silicification métamorphique.

DENSITE : moyenne, 2.69 . fourchette, 2.64-2.69. dans les échantillons riches en muscovite (20 %), 2.75.

COMPOSITION MODALE TYPE (moyennes et valeurs extrêmes, voir annexe 3).

-Quartz : 63 % (58-67%). Kaolinite : 24% (10-35%). Muscovite : 6 % (2-20 %). Andalousite : 2 % (0,5 - 5%) Pyrophyllite : 2% (0-4%). Clinochlore : 2% (0,5- 3%). Hématite : 1%.

COMPOSITION CHIMIQUE TYPE (moyennes et valeurs extrèmes).

SiO_2 : 78,17 % (77-81%). Al_2O_3 : 14,16 % (12-16%) . H_20 : 4,19 % (3-5%).
Fe_2O_3 :1,03 % (0.8-1.1%).

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

Le Quartz est le constituant majeur de ces roches sous forme de reliques rhyolitiques.de grands cristaux fracturés ou de petits cristaux engrenés à joints triples parfois associés à de la chlorite. Ces derniers peuvent êtres dominants et former localement une matrice (fig. 35).

Les reliques ont généralement des bords nets et des microfissures à inclusions fluides (fig. 33 flèche), on observe parfois des golfes de corrosion. Les quartz reliques en échardes sont beaucoup plus rares.

Les extinctions roulantes sont très fréquentes. Dans les zones de fracture les cristaux ont un moirage caractéristique et peuvent être entièrement cataclasés. Les grands quartz peuvent parfois être entièrement recristallisés en petits quartz de néoformation.

La kaolinite cristallise dans les fractures (fig. 35, k) souvent avec de la chlorite et plus rarement avec la pyrophyllite.Elle résulte d'une rétromorphose de l'andalousite et peu former localement une matrice.

La pyrophyllite apparait sous forme de filonnets recoupant les grands quartz, l'andalousite et les plages kaolinisées. Elle peut se disposer dans des fractures recoupant l'ensemble de la lame mince ou plus rarement en liserés autour des plages de kaolinite ou des grands cristaux de quartz.

L'andalousite, rare, est xénoblastique. Elle est associée à des grands quartz et comporte des fractures resilicifiées. On peut parfois observer des reliques très nettes de fractures à andalousite fissurale (ech.16-4 Cabanes).

La muscovite est très rare sauf localement (éch. à aspect de greisen), elle se développe dans ce cas entre les quartz engrenés (fig. 35, m) et moule parfois certains cristaux.

Les oxydes de fer se répartissent dans les fractures tardives (hématite) ou en plages d'altération (goethite).

Les minéraux accessoires, rutile (antérieur au quartz de recristallisation), topaze (dans les zones à pyrophyllite) et zircon sont peu abondants.

Les minéraux accidentels sont la tourmaline (automorphe et corrodée) est parfois orientée.Le diaspore et la scorzalite.

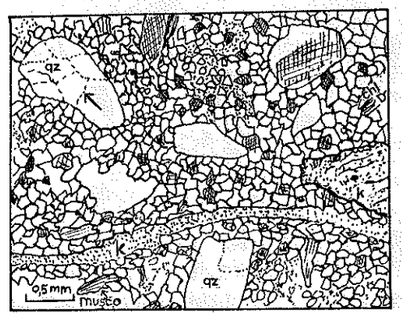


FIGURE 35 :lame (1054), éch.16-00 du secteur des Cabanes, quartz rhyolitiques reliques, pyrophyllite ,chlorite et plage de kaolinite dans une matrice de quartz métamorphiques recoupée par des fractures à kaolinite.

D - Le type Plaisance.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (photo 8).

Ces roches massives, très fracturées, à patine gris-beige et taches rouille ne se rayent à l'acier que sur les diaclases microstriées et tapissées d'un enduit à oxydes de fer et séricite. Elles se débitent suivant des parallèlépipèdes grossiers (~ 20 x 15 x 10 cm). Dans les cassures on voit des cristaux de quartz millimétriques, parfois anguleux, à éclat vitreux, baignant dans une pâte gris-bleu. On aperçoit aussi des mouchetures rouge sombre d'andalousite et de rares micas blancs,plus abondants dans les parties silicifiées précocement.

Certains échantillons présentent des orientations très nettes marquées par le passage de zones claires (blanches et roses) à des parties microcristallines bleu-sombre (Ech.52-1 et Ech. du Lissobre).

DIFFRACTOMETRIE X.

L'enduit des diaclases et des fractures est de la kaolinite et le mica blanc est une muscovite. La tourmaline est une dravite. Les remplissages des rares cavités millimètriques sont constitués de pyrite et de dickite. La chlorite est un clinochlore. Au Lissobre on caractérise de la barytine, à Plaisance de la boehmite et de l'hématite.

DENSITE : 2,69 (variétés siliceuces) à 2,75.

COMPOSITION MODALE (valeurs extrêmes).

A) Echantillons peu siliceux .
Quartz : 55 à 60%. andalousite : 14 à 24%. kaolinite : 5 à 21%.
muscovite : 2 à 5%. pyrophyllite :1 à 5%. hématite : 1 à 3%. clinochlore : 0 à1%.

B) variétés siliceuses (éch. 63-2*).
Quartz : 64%, kaolinite : 20%, andalousite : 5%, muscovite : 3%, pyrophyllite: 2%, clinochlore : 2%, hématite : 3%.

COMPOSITION CHIMIQUE

A) . SiO_2 : 73 à 75 %. Al_2O_3 : 15 à 20 %. H_2O : 2 à 4 %. Fe_2O_3 : 2 à 3%.

B). SiO_2 : 77,44 %. Al_2O_3 : 12,93 %. H_2O : 3,77 %. Fe_2O_3 : 3,16 %.

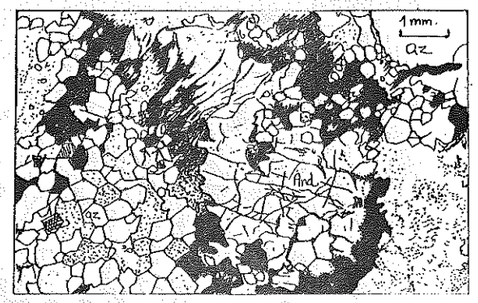


FIGURE 36 : échantillon 63-1 de Plaisance, quartz engrenés, andalousite et kaolinite.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

Le quartz s'exprime sous la forme de quartz rhyolitiques et de grands cristaux de quartz dans une mésostase de petits quartz engrenés et de kaolinite plus ou moins abondante.

Les reliques rhyolitiques sont moulés par de la séricite orientée et montrent parfois des ombres de pression nettes (Qz à joints triples). Dans les faciès cataclastiques des sous-grains se développent en bordure des grands quartz broyés qui tendent à se disposer suivant des bandes parallèles à l'orientation de la séricite. La recristallisation des grands quartz en petits quartz à joints triples peut être complète (fig. 36).

L'andalousite apparait sous forme de blastes regroupant des fragments de cristaux xénomorphes (fig.37), ces dernières sont moulées par les petits quartz et la séricite (fig. 38). De l'andalousite cristallise dans la fracture d'un quartz rhyolitique en association avec de la tourmaline (éch. 63-1).

Enfin, les cristaux d'andalousite peuvent s'orienter suivant la foliation donnée par la séricite. De plus on trouve des reliques d'andalousite fissurale (aggrégats allongés de cristaux xénomorphes)

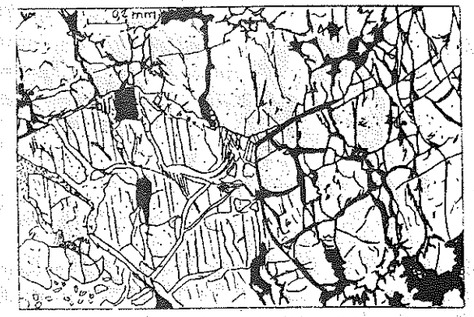


FIGURE 37: lame (479) de Plaisance, détail d'une plage d'andalousite montrant quelle est formée de deux cristaux xénoblastiques engrenés.

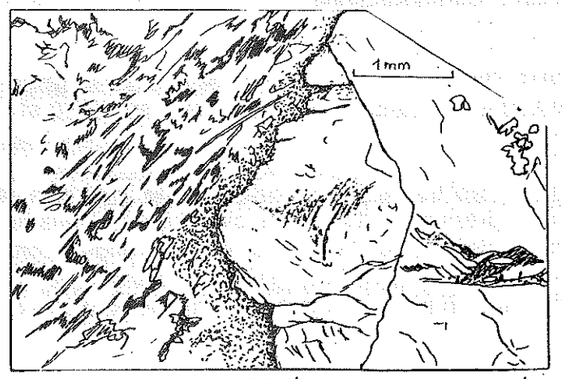


FIGURE 38 : LAME (1085) ,éch. 52-1^{b} de Plaisance, moulage de l'andalousite par la séricite et les quartz à joints triples.

La kaolinite cristallise avec de la chlorite et de la goethite (rétromorphose de l'andalousite, fig 39). Elle peut aussi cimenter des fragments de quartz eux-mêmes étant cachetés par de la séricite.

Pour finir, on la trouve dans deux types de fractures: dans des fractures antérieures à la cristallisation de pyrophyllite ainsi que dans des fractures tardives

FIGURE 39 : lame (1118) de Plaisance montrant, à droite, une grande plage de kaolinite, avec des traces d'anciennes fractures (flèche), résultant d'une rétromorphose de l'andalousite.

La pyrophyllite est aisément reconnaissable lorsqu'elle cristallise en rosettes dans les autres cas elle peut être confondue avec la séricite si l'on n'a pas recours à la microsonde. De toute façon son caractère recoupant sur la silicification métamorphique est clair. On la rencontre en effet en auréoles réactionelles mais le plus souvent dans les fractures de l'andalousite recoupant l'ensemble de la roche.

Les grands cristaux de muscovite sont rares, disséminés avec la pyrophyllite, et non orientés.On les trouve, d'autre part en association avec des quartz recristallisés et de la topaze.

Les oxydes de fer tardifs se rencontrent dans des fractures.

Les minéraux accessoires et accidentels : la tourmaline se dispose parfois suivant la foliation métamorphique des roches, en général peu marquée.Le diaspore est présent en très faible quantité ainsi que de la scorzalite.

En plus des minéraux accessoires cités auparavant, on trouve de l'anatase relativement abondante (carrière de Plaisance).

E - Le type Cabanes.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (photo 9).

L'aspect des échantillons est moucheté: des plages amiboïdes d'andalousite gris-bleu, bordées d'un liseré brun de kaolinite, ressortant sur une matrice plus claire.

Ces roches sont essentiellement composées de quartz et d'andalousite avec quelques mouchetures de kaolinite et de rares paillettes de muscovite.

La taille des cristaux de scorzalite (bleu-marine) peut atteindre plusieurs centimètres . Ces minéraux accidentels sont rares et se disposent en aggrégats de quelques individus.

Certains échantillons ont une orientation marquée par la tourmaline gauffrant les plages de quartz.On retrouve les caractéristiques générales des faciès alumineux.

DIFFRACTOMETRIE X : kaolinite, pyrophyllite, muscovite, fluorapatite et scorzalite.

DENSITE: 2,66 à 2,68. (suivant teneur en kaolinite et andalousite).

COMPOSITION MODALE (fourchette).

-Quartz: 40 à 52%. kaolinite: 30 à 40%. andalousite: 7 à 16%. muscovite: 3 à 10%. pyrophyllite: 1 à 3%. hématite: 0.8%.

COMPOSITION CHIMIQUE (fourchette).

-SiO_2: 66 à 75 %. Al_2O_3: 17 à 24 %. H_2O: 5 à 7%. Fe_2O_3: ~1%.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

Le quartz s'exprime sous la forme :

-de phénocristaux rhyolitiques (~25 % du total) dont la taille varie de 2 à 5 mm. Ils ont des bords nets et réguliers et l'intérieur des plages montre des alignements de micro-inclusions fluides et une extinction par bande.

- de cristaux engrenés à joints triples (~ 45 % du total) dont la taille varie de 0,05 à 0,4 mm. Ils peuvent cristalliser dans les fractures des quartz rhyolitiques ou dans la matrice de la roche. Sur la lame C2 , les petits quartz engrenés se disposent suivant la direction moyenne d'allongement du clinochlore.

- de quartz xénoblastiques à extinction roulante(2 x 1mm) qui sont associés à des reliques d'andalousite.

La kaolinite apparait en plages pigmentées d'oxydes de fer (rétromorphose d'andalousite), en liserés d'altération des cristaux d'andalousite et dans les fractures tardives.

L'andalousite est engrenée avec du quartz et de la scorzalite xénoblastiques. Les fractures kaolinisées de l'andalousite sont dans certains cas cachetées par les quartz à joints triples, elles peuvent dans d'autres cas recouper la matrice siliceuse (quartz à joints triples).

La séricite associée à de **la chlorite** est orientée et l'on trouve de beaux cristaux automorphes de tourmaline(~0,2 mm) en inclusion dans l'andalousite.

Les accessoires sont le rutile, la topaze et le zircon en cristaux de 0,05 à 0,2 mm.

F - Le type à andalousite de Tournols.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (photo 10).

Les échantillons ont une patine ocre clair à gris-vert, ils sont massif et rayent le verre et les surfaces de diaclase,soyeuses, se rayent à l'ongle. Plus rarement la roche peut se débiter suivant des surfaces silicifiées tapissées d'andalousite.

Les plages d'andalousite, blanchâtres, ne s'identifient aisément que sur les surfaces de section à la scie diamantée;elles sont bordées d'un liseré d'altération brunâtre rayable à l'acier (kaolinite) et leur taille peut atteindre un centimètre.

Des petites paillettes de muscovite sont bien visibles en cassure
et l'on trouve des plages bleu-marine de scorzalite (1 à 2 mm) bordées d'un mélange rose de fluorapatite et de wilkéïte.

La matrice microcristalline de la roche, bleu très pâle, est recoupée par un réseau de fractures à kaolinite. Ce dernier est recoupé par des fractures à oxydes de fer.

DIFFRACTOMETRIE X.

Les zones micacées sont essentiellement formées de muscovite et les fractures de la roche contiennent de la kaolinite et de la pyrophyllite.

DENSITE : 2.66 à 2.71.

COMPOSITION MODALE (valeurs extrêmes).

-Quartz: 50 à 52%. kaolinite: 30 à 37%. andalousite: 6 à 15%. pyrophyllite:2%. muscovite:0.1 à 1%. chlorite: 0 à 1%. diaspore: 1% max. hématite: 0.5 à 1%.
La topaze et la scorzalite sont en quantités inférieures à 0,1 %.

COMPOSITION CHIMIQUE.

SiO_2: 70 à 71 %. Al_2O_3: 20 à 23 %. Fe_2O_3: 0,7 à 1 %. H_2O: 4,6 à 6,6 %.

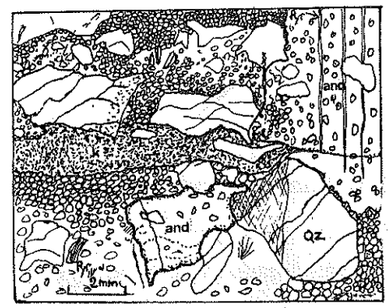


FIGURE 310 : lame (983), éch. A_3 de Tournols.

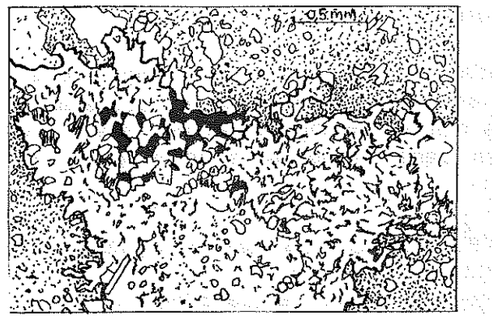


FIGURE 311 : lame 1016, éch. T0 14 (Tournols ouest), plage d'andalousite poecilitique amiboide.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE (figure 310).

Le quartz apparait:

- en cristaux isolés très fracturés dont la taille varie entre 1 et 6 mm (quartz rhyolitiques).

- en cristaux engrenés à joints triples (quartz métamorphiques, 0,1 à 0,4 mm).

- en cristaux xénoblastiques engrenés avec l'andalousite qui peuvent atteindre 4 mm.

- en cristaux automorphes plus petits en inclusion dans l'andalousite, la scorzalite et la wilkéïte.

-en filonnets de quelques millimètres de puissance antérieurs aux fractures à kaolinite.

La kaolinite apparait en plages pigmentées d'oxydes de fer (rétromorphose d'andalousite), en liserés d'altération des cristaux d'andalousite et dans les fractures tardives. Lorsque la rétromorphose en kaolinite est totale, il ne subsiste que des fantômes d'andalousite sans relief de couleur ocre.

Les blastes d'andalousite ne sont pas pigmentées par de l'hématite alors que c'était le cas pour les faciès à andalousite rose. Le caractère fissural de l'andalousite apparait dans les plages xénoblastiques recoupant très localement les quartz rhyolitiques reliques. Certaines plages d'andalousite ont un aspect amiboïde (fig 311).

La pyrophyllite recoupe des plages de quartz métamorphiques. Elle peut cristalliser en rosettes automorphes (fig. 312) dans les espaces intercristallins et en auréole autour de certains cristaux de quartz (fig. 313)

En ce qui concerne **les accessoires** notons simplement que dans ce faciès la topaze (~ 30 µ) bien exprimée dans certain échantillons est associée à des petits quartz (quelques centaines de microns).

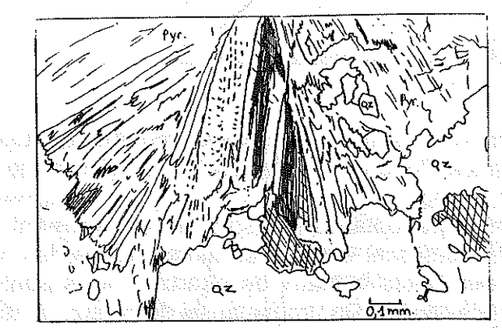


FIGURE 312 : lame (1013 A) éch. To 4, rosette de pyrophyllite.

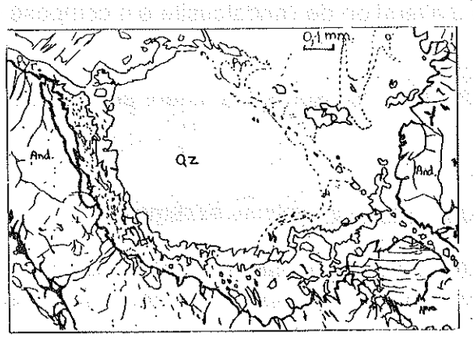


FIGURE 313: auréole réactionelle de pyrophyllite autour d'un cristal de quartz (lame 1013A).

G - Les métarhyolites à andalousite rose.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (photo 11).

Sur le terrain elles se distinguent facilement des autres faciès par un débit plus massif, l'absence d'orientation planaire et par le mariage du rose et du gris-beige qui leur donne un aspect moucheté.

Ces roches granoblastiques sont essentiellement constituées de quartz, de kaolinite et d'andalousite. Ce dernier minéral forme des plages roses dans lesquelles on distingue des petits cristaux de quartz , elles sont bordées d'un mince liseré sombre rayable à l'acier. On trouve aussi du quartz, à aspect fissural entre les plages d'andalousite, avec des granules de kaolinite sur les surfaces de clivage. La tourmaline et la muscovite peuvent être ponctuellement abondantes.

DIFFRACTOMETRIE X.

L'analyse de l'enduit talqueux, rayable à l'ongle, tapissant les diaclases indique qu'il est formé la kaolinite. Les plages d'andalousite contiennent hormis le quartz de la kaolinite et de la pyrophyllite.

Le liseré d'altération de l'andalousite est composé de boehmite et de kaolinite.

DENSITE : 2,72 à 2,79 (suivant la teneur en andalousite)

COMPOSITION MODALE (valeurs extrêmes).

-Quartz : 50 à 60%. andalousite : 9 à 20%. kaolinite : 14 à 30%.
pyrophyllite; :2 à 8%. diaspore :0 à 3%. hématite :1%.

COMPOSITION CHIMIQUE (valeurs extrêmes).

SiO_2 :67 à 77 %. Al_2O_3 :16 à 25%. H_2O : 4 à 6%. Fe_2O_3 :1%.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE (fig. 314) bilan d' observation des lames C8, 1017 et 1042, 1018, 1051 et La 20).

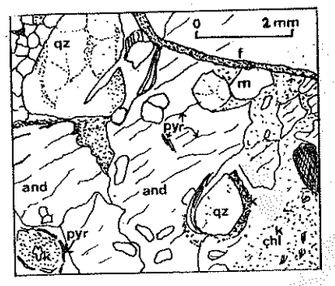


FIGURE 314: schéma type de l'aspect microscopique d'une métarhyolite à andalousite. Qz= quartz, m= muscovite, And=andalousite, k = kaolinite, chl = chlorite et D = dravite.

La plupart des cristaux de **quartz** sont des reliques rhyolitiques , taille, 1 à 3 mm (fig. 315) souvent dans l'andalousite poecilitique. Les petits quartz engrenés (20% max. des qz, 0,2 à 0,4 mm) se disposent dans les fractures de l'andalousite ou en bordure des grands quartz. De plus on trouve du quartz dans des fractures recoupant l'ensemble des lames .

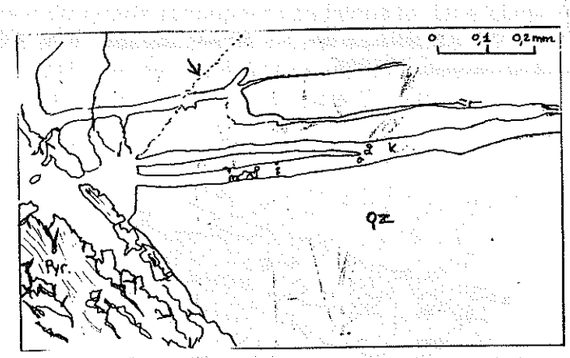


FIGURE 315 : échantillon Layrac 20, détail d'un quartz relique avec des fractures à kaolinite et micro-inclusions fluides(L).

Les plages d'**andalousite** poecilitique, pigmentées d'hématite, peuvent dépasser le cm. Elles sont très fracturées et parfois largement rétromorphosées en **kaolinite.**

Cette dernière s'observe aussi en liseré autour de l'andalousite et dans les fractures tardives (fig. 316) associée à de la pyrophyllite.

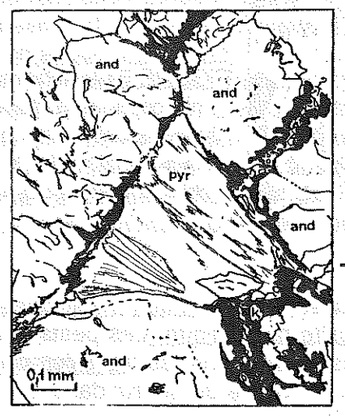


FIGURE 316 : échantillon Layrac 20, détail. la plage d'andalousite est recoupée par un réseau de fractures remplies de pyrophyllite cryptocristalline et à bordures kaolinisées qui convergent vers un espace intercristallin à pyrophyllite bien cristallisée.

Le diaspore plutôt rare, broyé et xénoblastique, est mêlé à de la pyrophyllite dans une zone fracturée (épaisseur 0,1 à0,2 mm) recoupant l'ensemble de la lame L20 (fig. 317).

Le chevelu de **pyrophyllite** forme un réseau très développé recoupant les "plaquettes de diaspore" brisées.

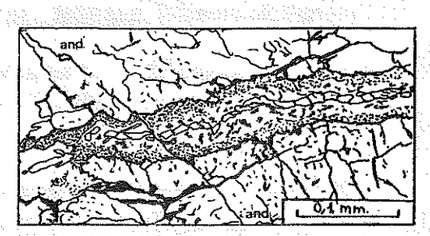


FIGURE 317 : fracture à kaolinite et pyrophyllite avec un filonnet central de diaspore xénoblastique recoupant l'andalousite. Une cassure tardive décale le filonnet de diaspore (Lay. 20).

La tourmaline est relativement courante sous la forme de cristaux automorphes pris dans l'andalousite.

La scorzalite (0,1 à 1 mm) est directement engrenée avec des quartz (fig.318) qui recoupent l'andalousite.

Les minéraux accessoires sont le rutile, le zircon et la topaze.

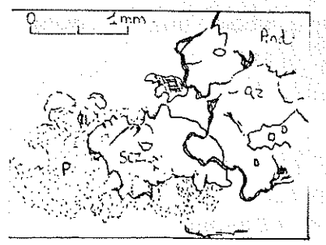


FIGURE 318 : cristal xénomorphe de scorzalite engrené avec du quartz recoupant l'andalousite. Une plage (p) contenant essentiellement de la fluorapatite, de l'hinsdalite et de la wilkéite se dispose autour de la scorzalite (ech. 12-1 de Tournols Ouest).

H - Le faciès à kaolinite muscovite.

Il correspond à des zones d'extension réduite où la kaolinite et la muscovite montrent un développement exceptionnel.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (photo 12)

Ce sont des roches claires et massives avec des cristaux irréguliers d'andalousite dans une "matrice" de kaolinite, de quartz et de muscovite . Ce dernier minéral donne un aspect miroitant aux cassures. L'andalousite est caractéristique lorsqu'elle est colorée en bleu (Cabanes sud) ou en rose. Elle est plus difficilement identifiable dans les autres cas (Tournols). La kaolinite en principe de couleur claire peut aussi se présenter sous forme de plages sombres.
Les grands cristaux de quartz sont rares.

DIFFRACTOMETRIE X : Le mica blanc est bien une muscovite.

DENSITE: 2.69 à 2.71.

COMPOSITION MODALE (valeurs extrêmes).

-kaolinite: 40 à 60%. quartz: 36 à 46%. muscovite: 5 à 20 %.
andalousite: 1 à 5 %. pyrophyllite: 1 à 3 % . hématite: 1%.

COMPOSITION CHIMIQUE (valeurs extrêmes).

-SiO_2: 60 à 71%. Al_2O_3: 20 à 30 %. H_2O: 5 à 7 %. Fe_2O_3: 1%.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE (fig. 319).

La kaolinite peut former localement la matrice de la roche. Elle se présente aussi en réseau de filonnets de plus de 1mm de puissance parfois très serrés. Elle provient essentiellement de la rétromorphose de l'andalousite.

Le quartz se présente sous forme de cristaux (0,5 à 2 mm) pris dans la matrice de kaolinite ou en très petits cristaux engrenés d'origine métamorphique.

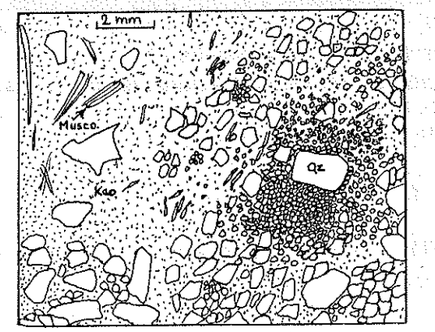


FIGURE 319 : aspect schématique général faciès à kaolinite.

La muscovite se présente en petits aggrégats de quelques mm , "books" (Caia et al., 1968) tachés par des oxydes de fer.

L'andalousite est très fracturée et en partie rétromorphosée en kaolinite. Les cristaux peuvent êtres poecilitiques (inclusions de quartz et de tourmaline comme dans le type à andalousite rose).

Le diaspore apparait en très faible quantité (0,1 à 0,5 %) dans les fractures de l'andalousite (aspect de baguettes de 2 x 0,2 mm).

La pyrophyllite , rare apparait en rosettes (~2 mm^2), en liserés autour de l'andalousite et des cristaux de diaspore et dans un réseau de fractures recoupant l'ensemble des lames.

Les accessoires sont le rutile, le zircon et l'ilménite.

Les oxydes de fer se disposent dans des fractures tardives.

I - Le type hyperalumineux à kaolinite et andalousite.

Ces roches apparaissent en petits affleurements de masses tendres et lenticulaires souvent bordées par le faciès siliceux voir même hypersiliceux.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE.

La couleur de ces roches tendres, rayables à l'acier, varie du blanc-verdâtre au gris-bleu suivant le degré d'altération de l'andalousite. Dans une matrice de kaolinite dominante apparaissent des cristaux d'andalousite décolorée (0,5 à 5 cm, photo 13) , à contours irréguliers, largement rétromorphosés en kaolinite. La pyrophyllite abondante cristallise en rosettes dont la taille peut dépasser le centimètre (photo 14). On aperçoit quelques cristaux de diaspore dans les plages d'andalousite.

DIFFRACTOMETRIE X.

-kaolinite, pyrophyllite, andalousite, boehmite et muscovite.

DENSITE : 2,63 à 2,68 (suivant quantité d'andalousite).

COMPOSITION MODALE.

-kaolinite: 37 à 69 %. andalousite: 1 à 9 %. pyrophyllite: 6 à 18 %.
diaspore: 1 à 4 %. quartz: 0 à 5 %. muscovite: 0 à 3 %. clinochlore : < 1 %.

COMPOSITION CHIMIQUE.

-SiO_2: 46 à 60 %. Al_2O_3: 26 à 42 %. H_2O: 9 à 13%. Fe_2O_3: 0 à 1%.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

Le quartz est le plus souvent absent.

La trame de la roche est formée par des grandes plages d'**andalousite altérée** (l'andalousite occupe parfois la moitié de la surface de la lame) et intensément fracturée dont la majeure partie ne présente plus de relief en lumière "naturelle".
La diffractométrie X indique qu'il s'agit de **kaolinite.** On observe des fractures à kaolinite tardive (épaisseur de 2 à 3 mm parfois) qui recoupent les plages d'andalousite..

Des "baguettes" de diaspore se disposent dans les clivage de l'andalousite et sont recoupées par un chevelu très développé de fractures à pyrophyllite. Dans les secteurs très fracturés ce dernier minéral devient dominant.
On trouve, dans de rares cas, des traces de venues plus acides sous forme de filonnets de quartz recoupants l'andalousite (fig. 320). On peut aussi avoir quelques plages de quartz "prises"entre les fibres de pyrophyllite. De la **topaze** (granules de 0,1 à 0,2 mm) se dispose parallèlement et en bordure de ces dernières.

De la **wilkéïte** en plages irrégulières (0,2 à 1 mm^2) est engrenée avec l'andalousite.

Enfin pour ce qui est des **accessoires** on peut observer du rutile, de l'apatite et du zircon disséminés dans la matrice de la roche.

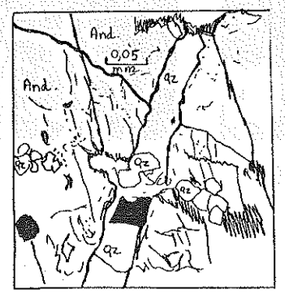


FIGURE 320 : lame (480) de Tournols filonnet de quartz recoupant une plage de cristaux d'andalousite.

PHOTO 7 (éch. To 12b de Tournols)

Faciès siliceux.

On distingue des plages de kaolinite (1) et quelque quartz rhyolitiques (2) dans une mésostase riche en quartz métamorphiques. La muscovite donne un aspect brillant aux surfaces de cassure.

PHOTO 8 (éch. C 13 des Cabanes)

Type Plaisance.

La surface sciée montre des plages d'andalousite rose bordeau* englobant des phénocristaux de quartz rhyolitique dans une mésostase bleu sombre de quartz métamorphiques.

PHOTO 9 (éch. 19-4, Cabanes)

Type Cabanes

Les plages d'andalousite bleue sont bordées d'un liseré de kaolinite brun sombre. La roche est recoupée par un réseau ramifié de fractures tardives à goethite.

PHOTO 10 (Ta 07 de Tournols)

Type Tournols à andalousite

L'andalousite bordée de kaolinite et d'oxydes de fer (1) se distingue mal dans ce faciès à granules de kaolinite (2) et fractures tardives à kaolinite.

PHOTO 11 (éch. 63-6, Cabanes)

Andalousitite

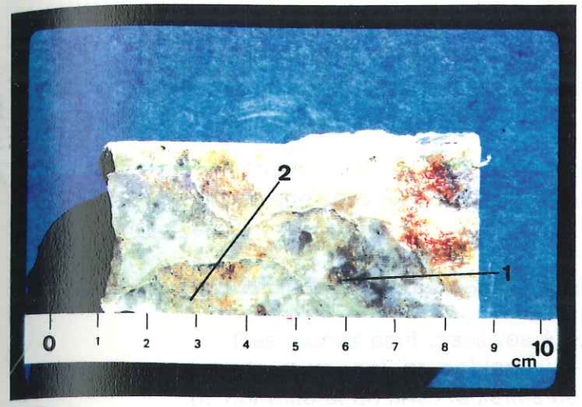
L'andalousite forme la majeure partie de la roche. Des plages irrégulières de quartz lui donnent un aspect brèchique

PHOTO 12 (éch. C 20, Cabanes)

Faciès à kaolinite-muscovite

Ce bel échantillon présente des cristaux irréguliers d'andalousite largement rétromorphosée en kaolinite brun sombre dans une mésostase constituée de kaolinite, de quartz et de muscovite.

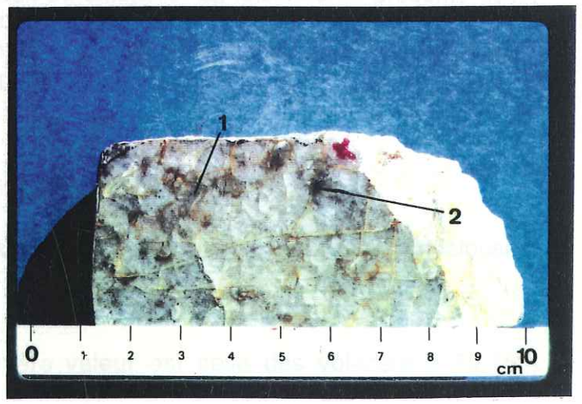
* Des planches-photo couleurs sont disponibles chez l'auteur à l'adresse suivante: 88 avenue des chasseurs alpins 73200 ALBERTVILLE (FRANCE).



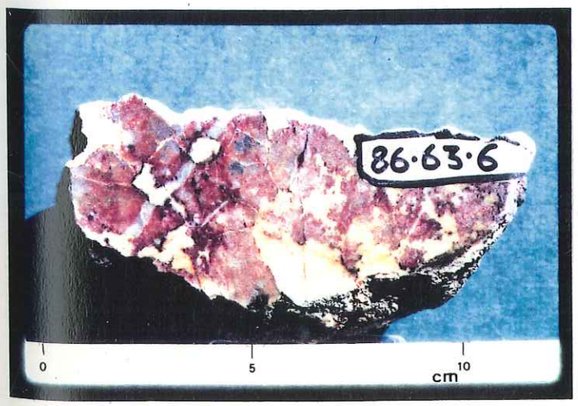
7

8

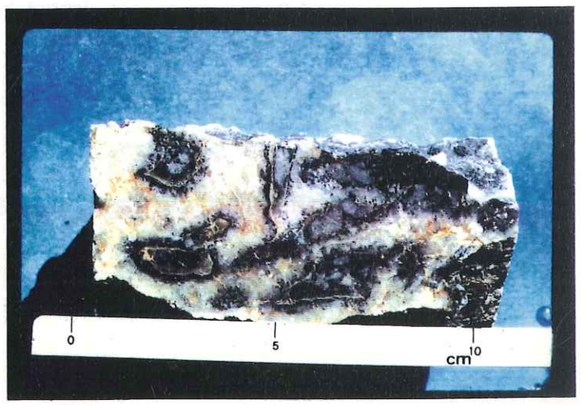
9



10



11



12

J - Les andalousitites.

Mis à part un petit affleurement dans le secteur est des Cabanes, on ne trouve ces roches que sous forme de volantes dans la partie ouest des Cabanes.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (photo 15).

Ces roches sont massives à patine rose à gris-bleu et rose bordeau en cassure. La structure est granoblastique avec de belles rosettes plurimillimétriques de pyrophyllite et de fines tablettes de diaspore pouvant atteindre plusieurs cm. Ces deux derniers minéraux se disposent dans des fractures recoupant la roche.

La pyrophyllite est associée à la kaolinite dans les fractures qui dessinent un réseau arborescent complexe en recoupant des plages claires à kaolinite,boehmite et muscovite (Diff. X) ainsi que les cristaux de diaspore. La kaolinite se présente aussi parfois en petits amas blanchâtres et dans tout les cas en fractures tardives.

Sur quelques échantillons bréchifiés la muscovite est plus abondante et les plages claires recimentent les parties roses.

DIFFRACTOMETRIE X.

- Les minéraux suivant ont été caractérisés: kaolinite, pyrophyllite, andalousite, boehmite, muscovite et illite .

DENSITE: 2.85 à 3.03.- cette dernière valeur est celle des volantes à 70-75% d'andalousite.

COMPOSITION MODALE.

-Andalousite: 50 à 75%. kaolinite: 15 à 20%. pyrophyllite: 2 à 6%.
quartz: 0 à 20%. diaspore: 0 à 3%. oxydes de fer: 0,5 à 1%.

COMPOSITION CHIMIQUE.

- Al_2O_3: 40 à 58%. SiO_2: 38 à 45%. H_2O: 5 à 9%. Fe_2O_3: O,9 à 1,5%.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

La matrice de la roche est essentiellement formée d'andalousite. Les cristaux d'**andalousite**, xénoblastiques, ont une taille moyenne de 3 à 5mm. Ils sont pigmentés par des granules d'**hématite** (~ 10 à 40µ) qui se répartissent préférentiellement dans les fractures et les joints intercristallins.

Des fractures "précoces" à **pyrophyllite** sont recoupées par le"réseau" à **kaolinite** tardive.Dans les faciès bréchifiés l'andalousite est silicifiée.

Le **diaspore** (fig. 321), antérieur à la pyrophyllite*, cristallise de manière automorphe suivant les surfaces de clivage de l'andalousite ou en remplissages cryptocristallins de fracture.

La **muscovite** se dispose dans les espaces intercristallins.

Les minéraux accessoires et accidentels sont le rutile, l'anatase et la tourmaline

Les oxydes de fer présents sont l'hématite et la goethite.

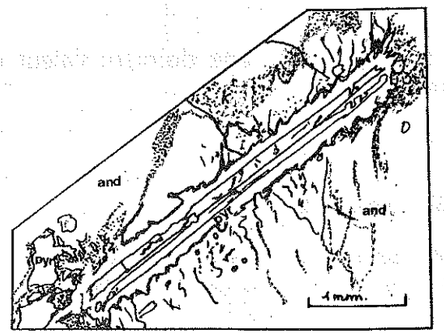


FIGURE 321 : éch. 67-1, tabule de diaspore vue suivant son épaisseur (aspect de baguette). Le cristal, entouré d'une auréole de pyrophyllite est inclu dans une fracture recoupant les cristaux d'andalousite.

* La pyrophyllite recoupe parfois les cristaux de diaspore.

CONCLUSION.

Pour comparer aisément les différents faciès, ils ont été regroupés dans un tableau suivant des teneurs croissantes en alumine et selon leur zonation sur le terrain. En étudiant le tableau 5 , on arrive aux premières conclusions suivantes;

- Les faciès des secteurs minéralisés se répartissent selon deux "pôles", le premier correspondant à des roches très silicifiées voire des filons de quartz et l'autre à des roches fortements alumineuses tendant à l'extrême vers les andalousitites.

- Des faciès peu transformés (métarhyolites sériciteuses, sans feldspaths et faciès de transition) présentent encore la plupart des caractéristiques des métarhyolites (aspect macroscopique, foliation et répartition des quartz rhyolitiques).

- Les feldspaths disparaissent progressivement dans les secteurs minéralisés.

- Dans les secteurs minéralisés apparaissent des minéraux alumineux qui n'existent pas dans la roche encaissante, les faciès très transformés ne montrent pas de reliques rhyolitiques ni de minéraux de néoformation métamorphique. Ces observations permettent déjà de supposer qu'une altération plus ou moins poussée, autre que le métamorphisme, a affecté la métarhyolite originelle ("roche mère").

-Des faciès à teneurs en alumine très voisines voire identiques montrent néanmoins des caractères de couleur, de minéralogie ou de chimisme différents.

EN CONCLUSION UNE TELLE VARIABILITE DANS LES FACIES NE PEUT S'EXPLIQUER QUE PAR LA SURIMPOSITION D'UN OU PLUSIEURS PHENOMENES A L'EFFET DU METAMORPHISME SCHISTE -VERT SUR LA RHYOLITE ORIGINELLE.

L'ETUDE PETROGENETIQUE QUI SUIT VA PERMETTRE DE PRECISER CES PREMIERES HYPOTHESES.

FACIES	COULEUR	Dureté	Densité	MINERAUX MAJEURS	% Al2O3	Présence de reliques rhyo- litiques	métamor phiques
FILONS DE QUARTZ	Blanc	+++	2,65	**QUARTZ**	< 2,5	non	non
HYPERSILICEUX	Blanc à beige clair	+++	2,69	**QUARTZ, KAOLINITE** Séricite	2,5 à 9	non	peu
METARHYOLITES SANS FELDSPATH	Blanc crème	++	2,69	**QUARTZ, Muscovite, kaolinite**	4 à 6	oui	oui
A TOURMALINE	Bleu	++	2,70	QUARTZ, **TOURMALINE,** kaolinite	2 à 14	oui	oui
METARHYOLITES SILICEUSES	Blanc à Gris-bleu	+	2,71	QUARTZ, SERICITE, **Kaolinite**	11 à 12	oui	oui
METARHYOLITES COMMUNES	Gris à Verdatre	++	2,71	QUARTZ,SERICITE , Feldspaths.	12 à 14	oui	oui
METARHYOLITES SERICITEUSES	Crème	+	2,76	QUARTZ, SERICITE	17 à 20	oui	oui
TRANSITION	Blanc-Laiteux	++	2,73	QUARTZ, **KAOLINITE,** Séricite, **Andalousite.**	13 à 20	oui	oui
SILICEUX	Blanc-Jaunatre	++	2,68	QUARTZ, **KAOLINITE, Andalousite**	12 à 17	oui	oui
PLAISANCE	Bleu foncé et rose	+	2,72	QUARTZ, **ANDALOUSITE, Kaolinite.**	13 à 20	oui	oui
CABANES	Blanc et Gris-Bleu	+-	2,67	QUARTZ, **KAOLINITE, Andalousite**	17 à 24	oui	peu
TOURNOLS	Blanc-Gris	+-	2,69	QUARTZ, **KAOLINITE, Andalousite**	20 à 23	oui	peu
METARHYOLITES A ANDALOUSITE	Blanc et rose	+-	2,74	QUARTZ, **Quartz, ANDALOUSITE, Kaolinite.**	16 à 25	oui	peu
A KAOLINITE	Blanc à Gris bleu	-	2,70	**KAOLINITE,**QUARTZ, **MUSCOVITE, Andalousite**	20 à 30	très peu	peu
HYPERALUMINEUX	Blanc-Vert	--	2,68	**KAOLINITE, ANDALOUSITE, Pyrophyllite.**	26 à 42	non	non
ANDALOUSITITE	Rose-Bordeau	+	2,95	**ANDALOUSITE, KAOLINITE, Pyrophyllite.**	45 à 57	non	non

MAJUSCULES Phase minéralogique dominante essentiellement d'origine métamorphique.
Minuscules: Phase mineure essentiellement métamorphique. **MAJUSCULES**: Phase dominante d'altération.
Minuscules:Phase mineure autre. MAJUSCULE: Phase dominante autre **Minuscules** Phase mineure d'altération.

TABLEAU 5: Caractéristiques principales des faciès

2) LES ANALYSES GEOCHIMIQUES ET LES MESURES DE DENSITE.

INTRODUCTION.

Les résultats des analyses, classés par faciès se trouvent en annexe 3 et sont présentés de la manière suivante:

- le numéro d'échantillon renvoie aux cartes d'échantillonage (annexe 4).
- le numéro d'analyse est celui du fichier du laboratoire de l'Institut Dolomieu (université de Grenoble).

Les teneurs en volatils obtenues par perte au feu seront assimilées, vu la nature des roches étudiées (roches acides) , à des teneurs en eau de constitution*.

I) COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE ET COMPOSITION MODALE DES FACIES.

Une estimation de la composition modale a été éffectuée pour chaque faciès par comptage de points (~ 1000 pts) sur une ou deux lames de format standard. Les valeurs données par cette méthode sont très approximatives pour les raisons suivantes:

- les roches ne sont pas toujours homogènes et pour les faciès à minéraux de grande taille (plus de 0,5 cm) la surface de comptage est insuffisante pour obtenir un résultat représentatif. C'est le cas pour les andalousitites, le faciès à kaolinite et le faciès hyperalumineux.

- Les clastes d'andalousite étant altérés en kaolinite, il n'a pas été toujours facile de différencier ces deux minéraux, d'autant que l'altération en kaolinite peut se faire suivant des fractures microscopiques. Il en découle une erreur systématique sur le comptage relatif : andalousite- kaolinite.

* Les teneurs en éléments majeurs sont données en pourcentages pondéraux et les teneurs en éléments traces en ppm.

Les valeurs des poids spécifiques (g / cm^3) ont été obtenues avec un picnomètre multivolume 1305, Micromeritics, utilisant de l'hélium et des cellules étalonées pour les mesures de volume. Deux séries d'environ dix mesures ont été réalisées successivement sur échantillon solide (~150 g) et sur poudre
(~50 g). Pour chaque série de mesures on a fait la moyenne une fois l'appareil stabilisé, la précision ainsi obtenue est d'environ ± 0,003 g / cm3.

- les minéraux accessoires ou présents en faible quantité dans la roche ne se prêtent guêre aux évaluations modales par comptage de points. C'est le cas du clinochlore, de l'hématite, du rutile et du zircon...

Les compositions modales ont donc été réajustées de manière à être les plus représentatives possible des composition chimiques obtenues par la fluorescence X.

Dans ce but, et pour pallier le manque d'analyses à la microsonde, un tableau de compositions chimiques des minéraux entrant dans les compositions modales a été réalisé (tableau 6).

La plupart des informations contenues dans ce tableau proviennent de la littérature. Dans certains cas,plusieurs analyses du même type de minéral sont présentées, ceci pour donner une idée des variations de composition. Les compositions chimiques retenues pour le calcul sont figurées en gras et sont celles de minéraux provenant de gisements ayant des paragenèses similaires à celles des roches étudiées ici.

Le choix de l'analyse de la dravite a été fait en tenant compte de l'analyse et de la composition modale d'une roche à tourmaline du secteur de Tournols Ouest.

Pour la scorzalite, un dosage Fe et Mg a été réalisé par le laboratoire de chimie de l'ENSTIMA. Le résultat obtenu (annexe 7) a permis de sélectionner une analyse ayant un rapport Fe/ Mg voisin (Deer,Howie, Zussman, 1962).
En ce qui concerne la muscovite hydrothermale la composition retenue est celle du mélange théorique "1/2 paragonite + 1/2 muscovite" établi pour un gite à pyrophyllite de Caroline du nord (Sexauer 1983).

La composition de la pyrophyllite a été directement obtenue par fluorescence X sur une concentration de phase provenant du faciès hyperalumineux (éch. B10 de Tournols Ouest).

Les valeursde densité des phases minérales ont trois origines:

- 1) données de la littérature: brutes ou calculées à partir du volume de la maille élémentaire du minéral considéré.

- 2) résultats de détermination au picnomètre sur une phase triée.

- 3) résultats de détermination au picnomètre sur mélange binaire : dans ce dernier cas en fonction du pourcentage relatif des deux minéraux et de la connaissance de la densité de l'un, on peut calculer la densité de l'autre.

Pour chaque faciès les corrections ont été faites de manière à obtenir des compositions chimiques et des densités recalculées les plus proches possibles des résultats expérimentaux.

L'application de cette méthode suppose :

-que l'on fasse moins d'erreur sur la représentativité de l'analyse que sur la représentativité des estimations modales en lames minces. En effet l'analyse éffectuée après quartage à partir d'un échantillon d'un volume d'environ 200 cm^3 est beaucoup plus représentative qu'un comptage de point réalisé sur 2 à 3 cm^2.

-que la composition chimique retenue soit représentative de la moyenne des roches du même type*.

Pour le faciès à tourmaline on a par exemple procédé comme suit .

Les résultats de l'analyse modale sont :

Quartz :56%, Dravite : 39%, Kaolinite : 3,5%, Clinochlore : 1,1%, Hématite : 0,1%, Ilménite: 0,2, Rutile : 0,1%.

Le tableau 6 nous permet de calculer la composition chimique équivalente C1 que nous pouvons comparer à l'analyse A obtenue par fluoresence X.

Les écarts pondéraux étant trop importants on réajuste les compositions modales initiales jusqu'à obtenir la composition chimique équivalente C2 correspondant à la composition modale suivante:

Quartz: 60%, Dravite: 35%, Kaolinite: 4 %, Clinochlore : 1%. Hématite : 0,1%, Ilménite: 0,2, Rutile : 0,1%.

La densité équivalente est cette fois en accord avec la densité mesurée.

* Cette dernière condition n'est pas toujours vérifiée quand le nombre d'analyses éffectuées est insuffisant. Dans ce cas on raisonne sur une composition particulière d'un faciès donné qui à défaut d'être représentative permet tout de même une comparaison des compositions chimiques et modales relativement à la roche mère.

	Référence	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	H2O	Divers	TOTAL	Densité
ANDALOUSITE	D.H.Z 1962	36,1	60,80	1,61							0,94	0,4<Fe2O3 <1,61%	99,41	3,15*
DIASPORE														3,28†
Analyse 1	D.H.Z 1962	1,37	84,23			0,10					14,67		100,37	
Analyse 2	Papezik 1976	0,07	84,32	0,12			0,01	0,05	0,18		15		99,77	
BOEHMITE	D.H.Z 1962	2,11	81,60	0,60		0,26					15,31		99,88	
DRAVITE	D.H.Z 1962	38,7	37,70	10,50	6,20	0,14	2,70	0,30			4,00	B2O3 ~10%	100,24	3,11†
MICROCLINE	D.H.Z 1966	65,6	19,58	0,21		0,49	5,90	7,88			0,23	Rb2O ~3,3 % max.	99,87	2,56
Albite-oligoclase	D.H.Z 1966	67,8	19,65	0,05	0,04	0	11,1	0,1	0,3		0,86		99,78	2,62
HEMATITE	Fischesser 1977			~100										~ 5
KAOLINITE	D.H.Z 1962	45,8	39,55	0,75		0,05		0,03			13,92	% CaO modifié	100,1	2,58 †
Gibbsite	D.H.Z vol.5	1,03	64,92	traces	traces		0,02				34,00		99,97	2,4
Illite	D.H.Z 1962	45-50	25-36	<5	traces	traces	1-2	2-10	0,15		<1	densité 2,6-2,9	100	2,75
Goethite	D.H.Z 1962	<2		83-90							10,00	traces de Mn	100	4,37
MUSCOVITE														2,88 †
-Hydrothermale 1	D.H.Z 1962	47,10	36,50	0,10	0,04	1,10	1,90	8,40			4,80	Rb2 ~1,7 % max.	99,94	277*
-Hydrothermale 2	Sexauer 1986	45	39,30				4,05	5,00			4,05	1/2 parag. + 1/2 mus	98,4	à
-Métamorphique	D.H.Z 1962	49,2	30,80	1,40	2,30	nd.	0,60	10,9			4,70		99,9	2,88
PYROPHYLLITE														2,82*
Analyse 1	Fransolet 1978	64,9	29,15	0,42	0,12		0,27	0,00	traces		5,52		100,36	
Analyse 2	J50 thèse Mensi	61,86	32,69			0,89				0,10	4,46		100	2,82†
Analyse 3	Swindale 1978	62,70	29,70	1,00			0,20				6,4		100	
Analyse 4	Harben 1978	65,80	28,20	0,11		0,28	0,10	0,04			5,1			
CLINOCHLORE	D.H.Z 1962	30,3	18,35	6,62	32,7		0,03	0,38			12,26	densité 2,65-2,90	100,5	2,75
ILMENITE	D.H.Z 1962			<6					>94				100	4,72
RUTILE	D.H.Z 1962								90-100			Sn 0-15. Nb 0-10	100	4,23
TOPAZE	D.H.Z 1962	31	54,00							<3,4		Fluor ~ 15	100	3,5
ZIRCON	D.H.Z 1962		<5,5	<2,6								Zr(SiO4)		4,7
BARYTINE	D.H.Z 1962	2,01	0,05	0,32		0,38					0,54	Bao:62,5 SO3: 34,1	100,08	4,5
PYRITE	Fischesser 1977			46,60								S : 53,40	100	5
PHOSPHATES														
Scorzalite	analyse Enstima			13,02	4,28							dosage Fe et Mg		3,15†
	Fransolet 1985		30,30	14,20	4,60					43,3	15,5		97,99	
Fluorapatite	Fischesser 1977	42,30				54,50						F ~ 3,8	100,6	

* La densité a été calculée à partir du volume de la maille donné par MOODY et SYKES 1978.

† valeurs obtenues avec un picnomètre à hélium micromeritics 1305.

TABLEAU 6 :composition en pourcentages pondéraux et densités type des minéraux.

	C1	A5*	C2	Fieremans (1982)	C2 corrigée
SiO_2	73,03	75,76	75,68	71,72	72,71
Al_2O_3	16,29	14,60	14,96	14,66	14,37
Fe_2O_3	4,30	4,13	3,97	4,64	3,81
MgO	2,42	1,34	2,50	1,25	2,40
CaO	0,07	0,09	0,05	0,12	0,05
Na_2O	1,05	0,74	0,94	0,58	0,90
K_2O	0,12	0,72	0,11	0,01	0,11
TiO_2	0,30	1,00	0,30	0,48	0,29
P_2O_5	0,00	0,09	0,00	(B_2O_3: 4,08)	0,09 (B_2O_3: 3,5)
H_2O	2,18	1,80	2,08	2,39	2,00
TOTAL	99,76	100,27	100,59	99,86	100,23
DENSITE	2,83	2,81	2,82	?	2,81

TABLEAU 7 : compositions chimiques (C1) calculées à partir de la composition modale et données d'analyse A5* par fluorescence X, composition chimique (C2) recalculée après réajustement des compositions modales en tenant compte de l'analyse A5*.Une analyse de roche à tourmaline extraite de la littérature permet d'éffectuer des comparaisons une fois la composition C2 modifiée en tenant compte de la teneur en bore.

L'analyse A 5* a été effectuée sur perle avec addition de bore ce qui fait que ce dernier élément n'a pas pu être dosé. Les pourcentages pondéraux des autres éléments ont donc été surestimés, ceci se traduit par le fait que le total des éléments analysés est égal à 100,27.

On peut, compte tenu de la composition de la dravite, estimer la teneur en bore de la roche: % B_2O_3 = 0,35 x 10 = 3,5 %.

Le résultat est voisin de la teneur en bore de la tourmalinite analysée par Fieremans et si l'on corrige la colonne C2 en y intégrant le bore on obtient pour les autres éléments
(exceptés le potassium et le magnésium) des teneurs voisines de celles de l'analyse de Fieremans. A partir de ces résultats il est possible de faire une nouvelle correction de la composition modale et de calculer la densité équivalente, on obtient :

Quartz: 58 %, Dravite: 36%, Kaolinite: 4 %, Clinochlore : 1%. Hématite : 0,2%, Ilménite: 0,2 % Rutile : 0,2%.

La densité équivalente obtenue est égale à celle mesurée mais une imprécision subsiste à cause de la présence des éléments accessoires qui ont des densités élevées. Toutefois cette imprécision reste du même ordre de grandeur que celles des corrections (~ ± 1%) et ne joue que très peu dans l'erreur globale. L'écart avec la composition modale précédente n'est donc pas significatif.

En conclusion:

L'exemple présenté est le cas le plus difficile car l'analyse incomplète (Bore non dosé) nous oblige à recourir à un artifice donnant des résultats très approximatifs. Pour les autres faciès , les éléments essentiels les composant ont tous été analysés ce qui conduit à des résultats plus précis.

La roche à tourmaline analysée dans ce travail a une composition chimique très proche de la tourmalinite belge d'origine hydrothermale, comme cette dernière elle peut donc se classer dans le groupe des schorlites magnésiennes (fig.322).
La composition chimique est intermédiaire entre celle d'une schorlite et d'une dravite, les tourmalines situées entre les domaines (II) et (III) sont caractéristiques des pegmatites à muscovite des roches granitiques.

Cette manière de procéder a été appliquer pour chaque faciès, les résultats obtenus sont récapitulés sur les tableaux 8 et 9 .

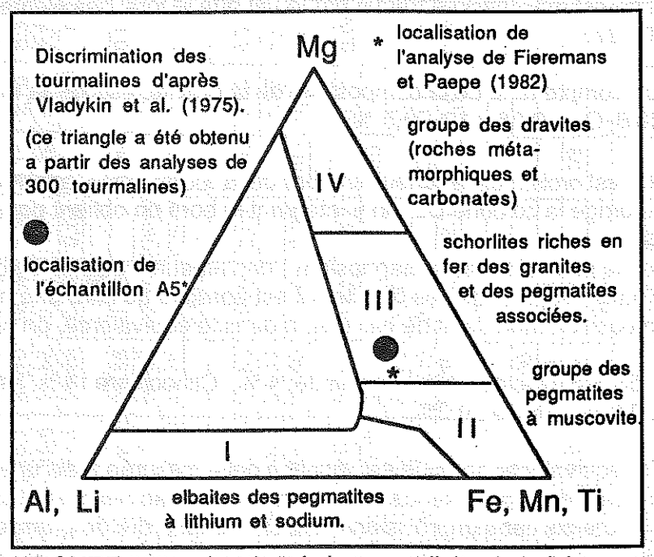


FIGURE 322 : situation de la tourmalinite de belgique et de l'échantillon A5* dans le triangle de Vladykin.
in Fieremans et Paepe (1982).

FACIES	Rhyolite ref.	Métarhyolite	Métarhyolite siliceuse	Métarhyolite sériciteuse	Métarhyolite sans feldspaths	Facies de transition	Facies à tourmaline	Facies hypersiliceux
SiO2	71,95	76,16	79,43	66,73	86,47	69,75	75,76	87,84
Al2O3	18,18	13,05	11,82	19,99	6,37	19,78	14,60	5,72
Fe2O3	0,86	2,06	1,44	1,89	1,16	1,14	4,13	0,85
MgO	0,65	0,56	0,67	1,02	1,23	0,52	1,34	1,24
CaO	0,96	0,42	0,11	0,18	0,32	0,08	0,09	0,37
Na2O	1,26	1,50	1,18	0,25	1,50	1,00	0,74	1,05
K2O	4,02	4,41	3,15	5,81	1,32	3,23	0,72	0,50
TiO2	0,06	0,16	0,14	0,18	0,40	0,22	1,00	0,35
P2O5	0,06	0,15	0,08	0,14	0,10	0,09	0,09	0,26
P.F	1,91	1,52	1,90	3,06	1,04	3,74	1,80	1,83
tota	99,91	99,99	99,93	99,25	99,91	99,55	100,27	100,00
Rb		217	166	332	79	122	30	26
Sr		46	70	65	78	311	229	2023
Zr		87	74	103	123	110	251	234
Nb		11	8	<10	<10	11	18	22
Pb		11	12	<10	<10	11	2	253
nb d'analyses		10	5	1	1	1	1	5
densité mesurée		2,708	2,706	2,764	2,691	2,721	2,812	2,692
Composition modale recalculée.								
QUARTZ		51	62	36	78	46	60	78
MICROCLINE		12	6	3				
albite-oligoclase		3						
MICAS: "séricite"		30	24	52	16	28		15
muscovite						<<	<<	1
KAOLINITE		3	7	8	5	20	4	3
HEMATITE+goehtite		2	1	1	0,7	0,8	<<	0,3
RUTILE		<<		<<	0,4		<<	<<
ZIRCON		<<	<<	<<			<<	<<
ANDALOUSITE						4		<1
PYROPHYLLITE						<<	<<	<<
DIASPORE								
DRAVITE							35	1
clinochlore		<<	<<	<<		1	1	2
barytine							<<	
pyrite			<<	<<	<<		<<	
topaze							<<	<1
ilménite								<<
PHOSPHATES:								
scorzalite, fluora-patite et wilkéite								<<
DENSITE		2,71	2,70	2,76	2,69	2,72	2,82	2,69
EQUIVALENTE								

TABLEAU 8 : composition chimique et modale moyennes avec densité équivalente pour la métarhyolite et les faciès de bordure.

I I) LES ELEMENTS MAJEURS ET LES TRIANGLES DE COMPOSITION..

Une analyse de rhyolite (Keller 1971) a été figurée sur le tableau 8 , ceci permet de constater que la seule différence notable entre celle-ci et la métarhyolite est une plus grande teneur en SiO_2 correllée avec une teneur en alumine plus faible.

La composition d'une rhyolite varie dans une large fourchette (1958). Pour la silice et l'alumine les fourchettes de composition sont respectivement de 66-75% et de 12-16%.

Par conséquent, on peut considérer que le métamorphisme n'a pas beaucoup changé le chimisme de la rhyolite originelle.

Dans la caractérisation des faciès les filons de quartz qui peuvent êtres parfois abondants n'ont pas été pris en compte. Si l'on veut raisonner en termes de transfert de matière et de mobilité des éléments à l'échelle des masses rocheuses et non de l'échantillon, il faut effectuer des corrections de teneur en SiO_2 pour les faciès où les filons de quartz sont abondants.

Au Lissobre (faciès Plaisance), le volume de quartz en filons - puissance maximum ~30 cm- est inférieure au centième du volume total de l'affleurement, c'est aussi le cas pour le site de Plaisance - puissance maximum ~30 cm -.

A Tournols, si l'on considère l'ensemble des affleurements, le volume de quartz en filons -puissance maximum ~30 cm- est très approximativement de 3% du volume total. Les faciès les plus affectés sont le type siliceux (~3%) et le type Tournols (~1%).

A la Serre des Comilles, le volume de quartz en filons atteint de l'ordre de 5% du volume total des affleurements. Les faciès affectés sont les types Siliceux, Tournols et Plaisance.

Pour le site des Cabanes les filons et blocs de quartz se disposent essentiellement dans le faciès siliceux, leur importance atteint de l'ordre de 1% du volume total occupé par le faciès.

En conclusion on tiendra compte du fait que la composition en silice du type Plaisance doit être majorée de un à deux pourcents et que celle du type siliceux doit être majorée d'environ trois pourcents. Cette correction apparait sous forme de pointillés (fig.325 et 326) pour le faciès siliceux.

Le tableau 10 donne pour chaque faciès la somme des teneurs en silice, alumine, eau et fer, il montre que les altérites sont essentiellement composées par ces éléments.

FACIES	Facies Siliceux	Facies "Plaisance	Facies "Cabanes"	Facies "Tournols"	Métarhyolite Andalousite rose	Andalousitite	Faciès à Kaolinite	Faciès Hyperalumineux
SiO2	78,17	74,70	70,16	70,77	72,39	37,03	64,82	46,20
Al2O3	14,16	16,49	20,54	21,45	19,64	54,12	24,52	41,60
Fe2O3	1,03	2,51	1,02	0,77	0,99	1,17	1,05	0,01
MgO	0,67	0,48	0,39	0,26	0,35	0,01	0,34	0,06
CaO	0,06	0,07	0,10	0,04	0,12	0,11	0,12	0,03
Na2O	0,89	0,59	0,93	0,85	0,74	0,34	0,60	0,01
K2O	0,57	1,03	0,28	0,16	0,17	0,21	1,84	0,10
TiO2	0,21	0,15	0,24	0,27	0,20	0,17	0,20	0,01
P2O5	0,01	0,10	0,02	0,00	0,12	0,26	0,05	0,00
P.F	4,20	3,48	5,94	5,32	5,08	6,48	6,06	12,60
total	99,92	99,60	99,60	99,89	99,80	99,82	99,59	100,62
Rb	31	57	21	12	15	9	78	17
Sr	704	719	1305	333	2423	3363	837	125
Zr	122	101	114	148	141	144	133	124
Nb	14	15	16	18	16	18	16	16
Pb	34	17	30	24	69	104	47	20
nb d'analyses	14	4	4	3	6	4	2	1
densité mesurée	2,678	2,723	2,672	2,692	2,735	2,949	2,70	2,68
Composition modale recalculée.								
QUARTZ	63	59	42	50	52	<<	36	
MICROCLINE								
albite-oligoclase								
MICAS: "séricite"		4						
muscovite	6		10	1	3	<<	20	
KAOLINITE	24	17	38	34	26	20	36	69
HEMATITE+goehtite	<1	1	1	<1	1	<<	1	
RUTILE	<<		<<	<1	<<	<<	<<	<<
ZIRCON	<<		<<		<<		<<	<<
ANATASE		<<				<<		
ANDALOUSITE	2	12	7	11	15	70	5	9
PYROPHYLLITE	2	2	1	2	1	5	1	18
DIASPORE	<<			0,5	1	3	<0,5	4
DRAVITE	<1	<<	<<		<<	<<	≈0,5	
clinochlore	2	2	1	<1		1	<1	<1
barytine	<<							
pyrite			<<					
topaze	<<	1	<<	<<	<<	<<	≈0,5	
ilménite		1					<<	
PHOSPHATES: scorzalite, fluora-patite et wilkéite	<<	<<	<<	<<	<<	≈0,5	<<	<<
DENSITE EQUIVALENTE	2,68	2,72	2,67	2,69	2,74	2,95	2,70	2,68

TABLEAU 9 : composition chimique et modale moyennes avec densité équivalente pour les altérites.

Métarhyo. sériciteuse	Métarhyo lite	Métarhyo-siliceuse	Faciès de transition	Métarhyo-sans fds.	Faciès hyper-siliceux	Faciès à tourmaline
91,7	92,8	94,6	94,4	95,04	96,2	96,3
Type Plaisance	Faciès siliceux	Type Tournois	Métar. à andalousite	Andalousi-tite	Faciès à kaolinite	Faciès hyperalumineux
97,2	97,6	98,3	98,8	98,8	96,5	100,4

TABLEAU 10 : somme des % pondéraux en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 et H_2O.

Métarhyo. sériciteuse	Métarhyo lite	Métarhyo-siliceuse	Faciès de transition	Métarhyo-sans fds.	Faciès hyper-siliceux	Faciès à tourmaline
89,8	90,7	93,2	93,3	93,9	95,3	92,2
Fe2O3 1,9	2,1	1,4	1,14	1,16	0,85	4,13
Type Plaisance	Faciès siliceux	Type Tournois	Métar. à andalousite	Andalous-tite	Faciès à kaolinite	Faciès hyperalumineux
94,7	96,6	97,5	97,8	97,6	95,5	100,2
Fe2O3 2,51	1,03	0,77	0,99	1,17	1,05	traces

TABLEAU 11 : somme des % pondéraux en SiO_2, Al_2O_3, H_2O et teneurs en Fe_2O_3.

Le tableau 11 qui donne la somme pondérale silice-alumine- eau pour la métarhyolite et les différents faciès d'altération permet les constatations suivantes:

-les altérites sont essentiellement composées de silice, d'alumine et d'eau (96,9 % du total en moyenne) alors que pour la métarhyolite total est de 90,7 %.

-les faciès de bordure ont des teneurs en fer qui sont supérieures en moyenne (~2%) à celle des altérites (~1%).

- le fer se concentre essentiellement dans le faciès tourmalinisé (4,13 %).

Il y a donc un appauvrissement en fer et en alcalins dans les secteurs d'altération.

L'altération de la métarhyolite se traduit par une baisse de la teneur en alcalins et une augmentation de la teneur en eau dans les altérites. Ce phénomène peut être visualisé pour chaque faciès en présentant les analyses dans des triangles de composition silice alumine et eau.

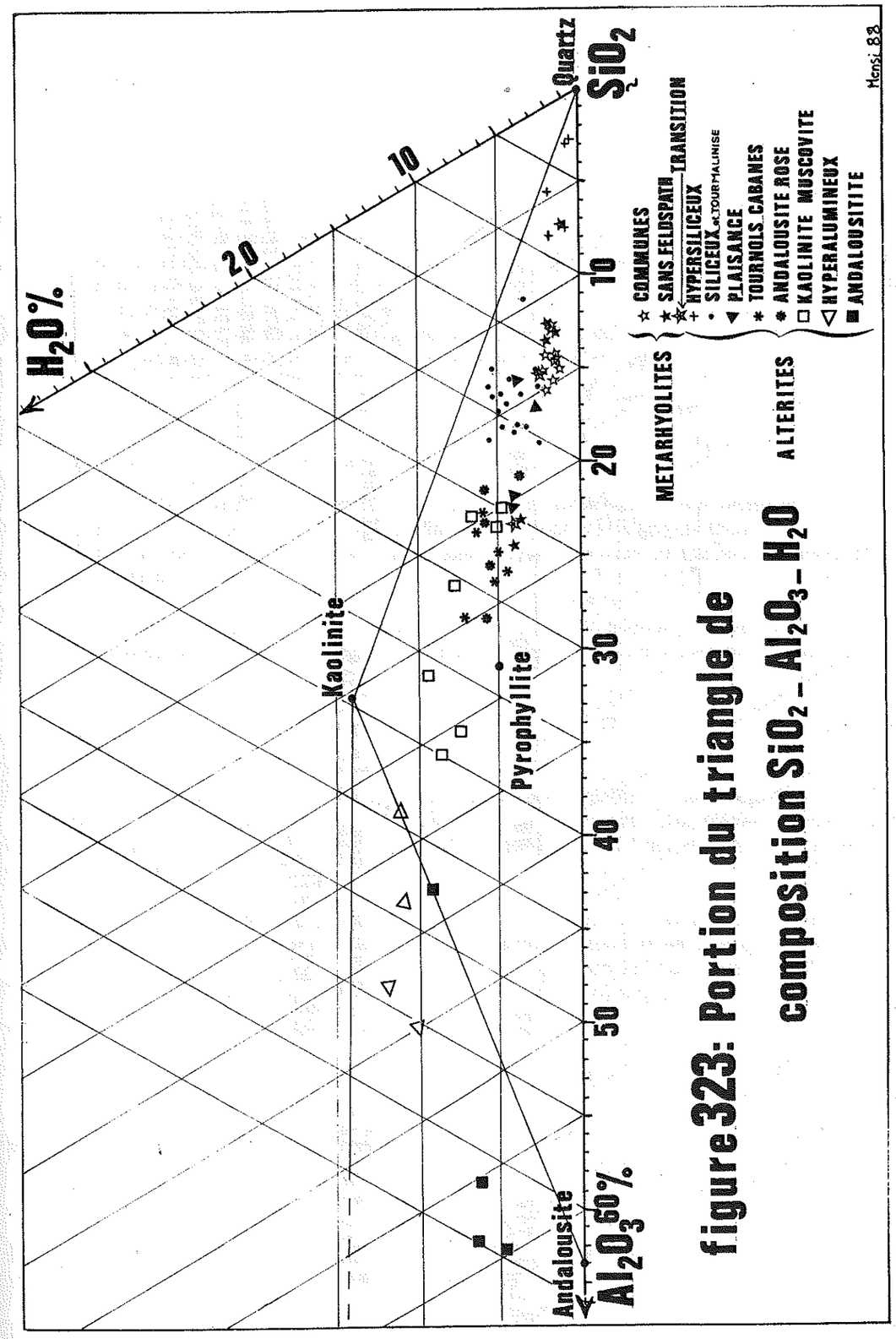


figure 323: Portion du triangle de composition $SiO_2 - Al_2O_3 - H_2O$

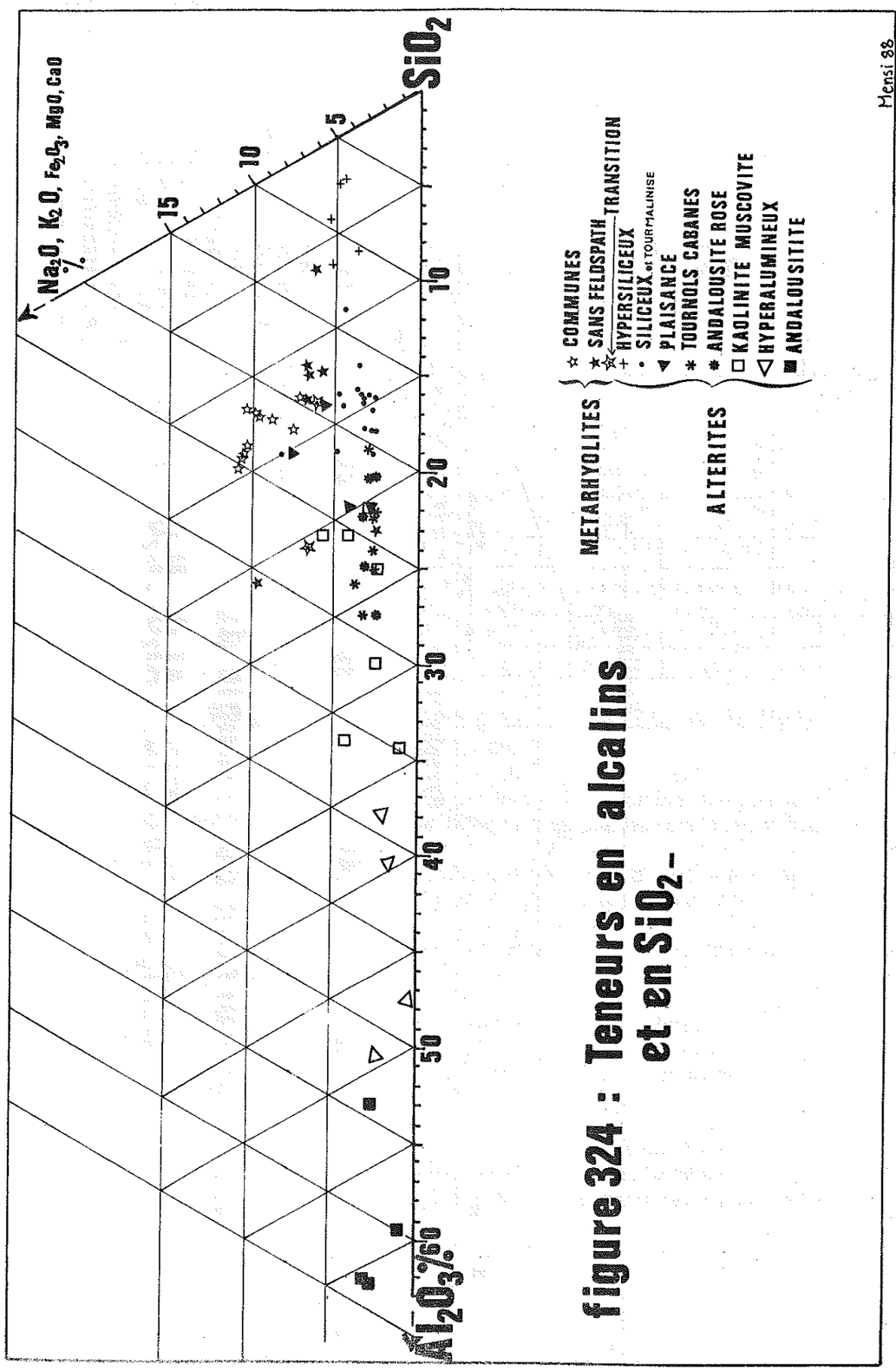


figure 324 : Teneurs en alcalins et en SiO_2.

Ce type de représentation permet de mieux visualiser l'évolution des compositions chimiques lorsque l'on passe de la roche mère aux divers faciès altérés.

Deux types de triangles ont été réalisés : le premier (fig.323) montre l'évolution des teneurs en eau en fonction de la teneur relative silice -alumine et le second (fig.324) le comportement des alcalins au cours de l'altération.
Les ferromagnésien ont été ajoutés aux alcalins dans le second diagramme.
Les données ponctuelles des figures 323 et 324 ont été regroupées sous la forme de nuages dans le but de faciliter l'interprétation (fig.325 et 326).

A -Les teneurs en eau (fig.325).

La roche mère (métarhyolite) a des teneurs en eau relativement faibles pour une densité moyenne de 2,71. Ceci est lié à la présence de muscovite (séricite = 30%) qui est une phase à teneur en eau et densité moyennes, ainsi qu'à la faible quantité de kaolinite.

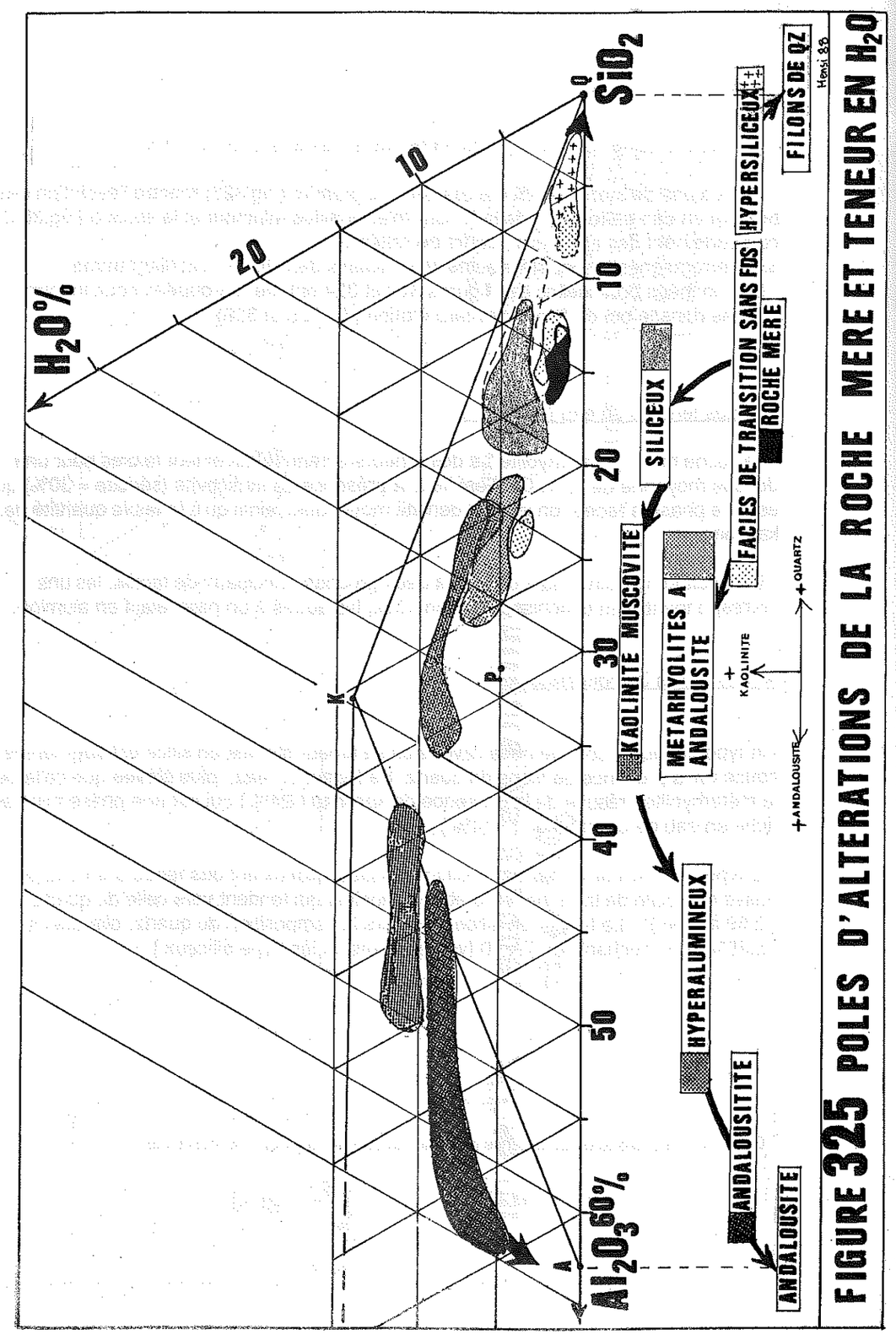
L'altération hydrothermale conduit à deux groupes principaux de faciès, les uns correspondant à un enrichissement en silice, les autres à un gain relatif en alumine.

A1 Les faciès du pôle siliceux.

- le type siliceux : comme nous l'avons dit sa teneur globale en silice est augmentée a cause de la présence de filons de quartz. Sa teneur en eau, plus élévée que celle de la métarhyolite, résulte de la présence de kaolinite (24%) qui est une phase minérale riche en eau de constitution (~14%).

- le type hypersiliceux : les échantillons les plus siliceux ont des teneurs en eau plus basse que celle de la roche mère et des densités qui tendent vers celle du quartz (2,69 à 2,66)*. La teneur en silice tend vers la composition du quartz, elle atteint 92,28% pour l'échantillon TA 10 (voir annexes faciès hypersiliceux)

* Ceci est lié à une grande abondance de quartz et une faible teneur en muscovite.



A2 Les faciès du pôle alumineux.

- les métarhyolites à andalousite qui regroupent les types à andalousite rose, Tournols, Cabanes et Plaisance ont des teneurs en eau qui peuvent dépasser 5%.
Les densités, les teneurs en eau et en alumine permettent de définir deux groupes :

1) les typesTournols et Cabanes à faibles densités (2,67-2,69) ont des teneurs en eau supérieures à 5% correspondant à une teneur en kaolinite (densité ~2,58) supérieure à 30% et des teneurs en andalousite (densité ~3,15) de 7 à 11%.La teneur en alumine est supérieure à 20 %.

2) les métarhyolites à andalousite rose et le type Plaisance à densités plus élevées (2,72 à 2,73) ont des teneurs en eau allant de 3 à 5%. Les teneurs en kaolinite vont de 17 à 26 % avec des teneurs en andalousite de 12 à 15%. La teneur en alumine va de 16 à 20 %.

- le faciès hyperalumineux présente les teneurs en eau les plus élévées (12,6 %) à cause de sa richesse en kaolinite (~69%) qui explique aussi la densité relativement faible (2,68). La composition chimique de la roche tend vers celle d'une kaolinite (tableau 12).

FACIES	Hyperalu-mineux	Kaolinite
SiO2	46,20	45,80
Al2O3	39,55	41,60
Fe2O3	0,01	0,75
H2O	12,60	13,92

Tableau 12 : comparaison entre la composition chimiquedu faciès hyperalumineux et celle d'une kaolinite.

FACIES	Andalousitite	Andalousite
SiO2	37,03	36,06
Al2O3	54,12	60,80
Fe2O3	1,17	0,3 à 1

Tableau 13: comparaison entre la composition chimique des andalousitites et celle de l'andalousite.

-les Andalousitites (teneur en andalousite ~70 %) ont des teneurs en eau beaucoup plus faibles (6,48) et une composition chimique qui tend vers celle de l'andalousite (tableau 13). L'eau provient essentiellement des hydrates d'alumine suivants : kaolinite, pyrophyllite et diaspore.

En conclusion, l'évolution des teneurs en eau se fait suivant trois paramètres principaux qui sont les teneurs relatives en quartz, kaolinite et andalousite.

Les faciès qui sont riches en quartz et pauvres en kaolinite et andalousite ont des teneurs en eau faibles. Ceux qui sont riches en alumine ont des teneurs en eau qui dépendent essentiellement de la teneur en kaolinite.

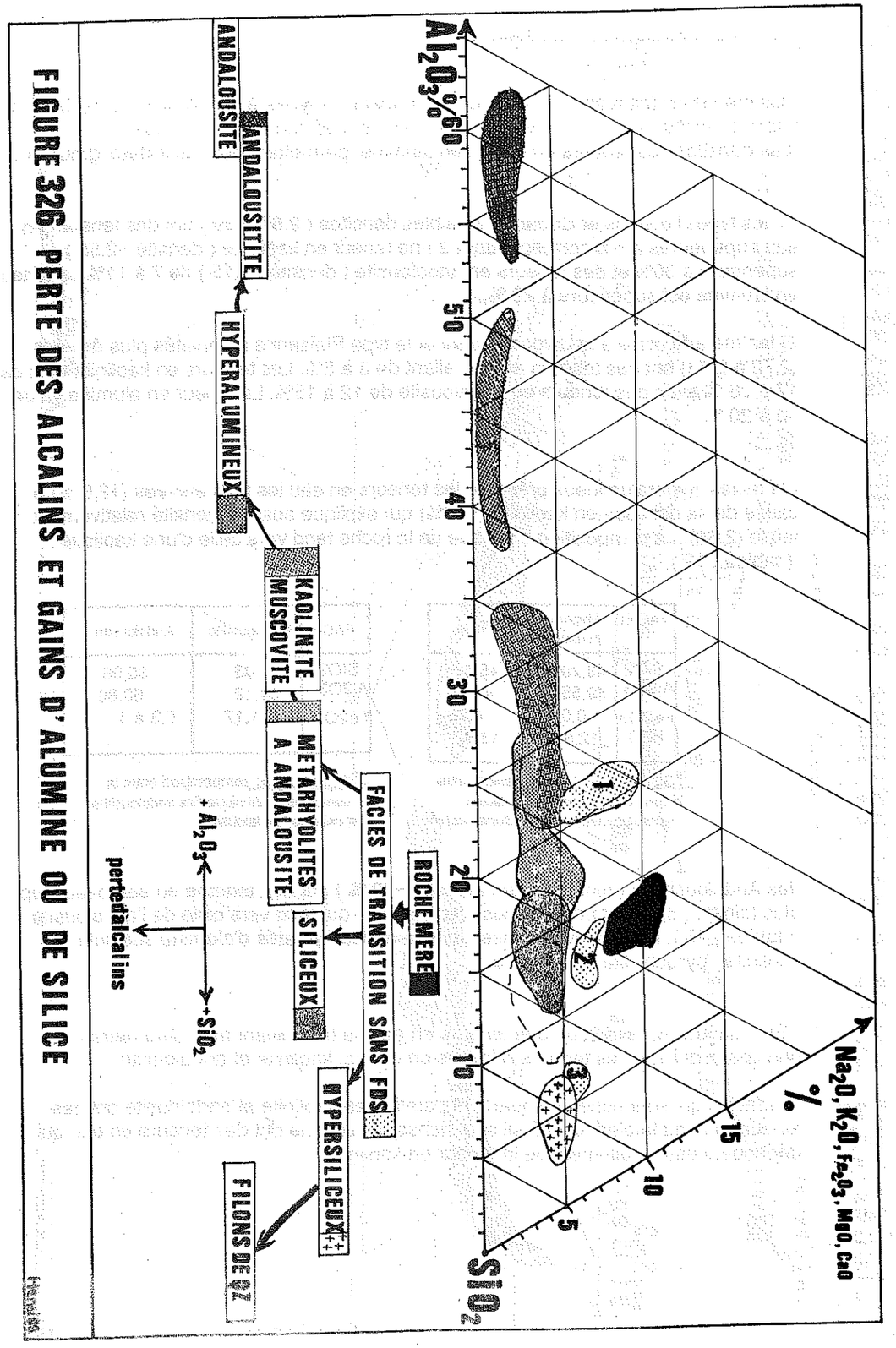


FIGURE 326 PERTE DES ALCALINS ET GAINS D'ALUMINE OU DE SILICE

B - Les teneurs en alcalins (fig.326).

L'altération de la roche originelle (métarhyolite) se traduit aussi par une baisse importante de la teneur en alcalins et dans une moindre mesure en ferromagnésiens.

Les faciès des métarhyolites sériciteuses, siliceuses, sans feldspath et de transition ont été regroupés sous le terme général de " faciès de transition sans feldspath". Ces faciès présentent encore des caractères particuliers à la métarhyolite non altérée. Ils ont des teneurs en alcalins plus basses que la roche mère qui s'expliquent par la disparition plus ou moins complète du microcline.

En ce qui concerne les métarhyolites sériciteuses la perte du microcline est compensée par le développement exceptionel de la muscovite (52%) qui se traduit par un enrichissement en K_2O. Ces faciès se localisent dans la partie haute du "nuage" 1 (teneurs en alcalins voisines de 10%).

La partie basse de ce nuage correspond au faciès de transition où la perte des feldspaths est accompagnée de la cristallisation d'andalousite et d'une baisse de la teneur en séricite relativement à la roche mère.

La silicification des métarhyolites (métarhyolite siliceuses) conduit aussi à une baisse de teneurs en alcalins visualisée par les nuages 2 et 3. Ce phénomène s'accentue pour le faciès hypersiliceux : leur taux d'alcalins ne descend toutefois pas au dessous de 4% à cause de la persistance de la muscovite (15%).

Le faciès siliceux, les métarhyolites à andalousite et le type à kaolinite contiennent encore moins d'alcalins ce qui correspond à des teneurs en muscovite généralement plus faibles.

Les faciès riches en alumine (andalousitite et hyperalumineux) ont des teneurs en alcalins très faibles. Ces faciès sont riches en silicates et hydrates d'alumine qui sont des phases ne contenant que des quantités négligeables d'alcalins. De plus ils ne contiennent pas de muscovite.

La teneur en alcalins est principalement liéà la présence ou non de microcline ainsi qu'à la quantité de muscovite présente dans la roche.

CONCLUSION

L'altération de la roche originelle - riche en alcalins (~10%) et dont les principaux constituants sont : silice ~76% , alumine ~13%, eau ~1,5%- a conduit à une série de faciès dont les compositions se répartissent entre les pôles silice et alumine.

Le pôle alumineux se caractérise par des teneurs en eau importantes et des teneurs en alcalins négligeables alors que le pôle siliceux correspond à des teneurs en eau négligeables et des teneurs en alcalins moyennes.

Cette différenciation en deux pôles de composition dans le secteur altéré s'effectue essentiellement par :

- 1) une altération des feldspaths en muscovite avec départ des alcalins (sodium) vers les zones péryphériques .

- 2) par une silicification de la roche encaissante et par la cristallisation de filons de quartz en bordure des secteurs alumineux.

- 3) par une cristallisation d'andalousite à partir de la muscovite et ultérieurement, dans les parties les plus alumineuses, par la cristallisation d'hydrates d'alumine à partir de l'andalousite.

Les éléments qui ont été les plus mobiles au cours de l'altération sont évidemment d'une part l'eau et d'autre part la silice et les alcalins.

Le report des teneurs brutes en silice et alumine des faciès d'altération (fig. 327) sur un graphique montre qu'il existe une corrélation (négative) quasi linéaire entre le taux de silice et d'alumine. De plus une teneur en alumine voisine de 0 correspond à une teneur en silice proche de 100%. Cette observation est typique des profils d'altération classiques ou la silice est lessivée et la teneur en alumine corrélativement augmentée (Moody et Sykes 1978).

Les teneurs en fer baissent de la périphérie vers la zone centrale d'altération (tableau 11) et les faciès de bordure (faciès tourmalinisés) sont caractérisés par un enrichissement en bore (tableau 7) .
Les teneurs en strontium peuvent êtres localement très élevées dans les altérites (tableau 8 et 9).

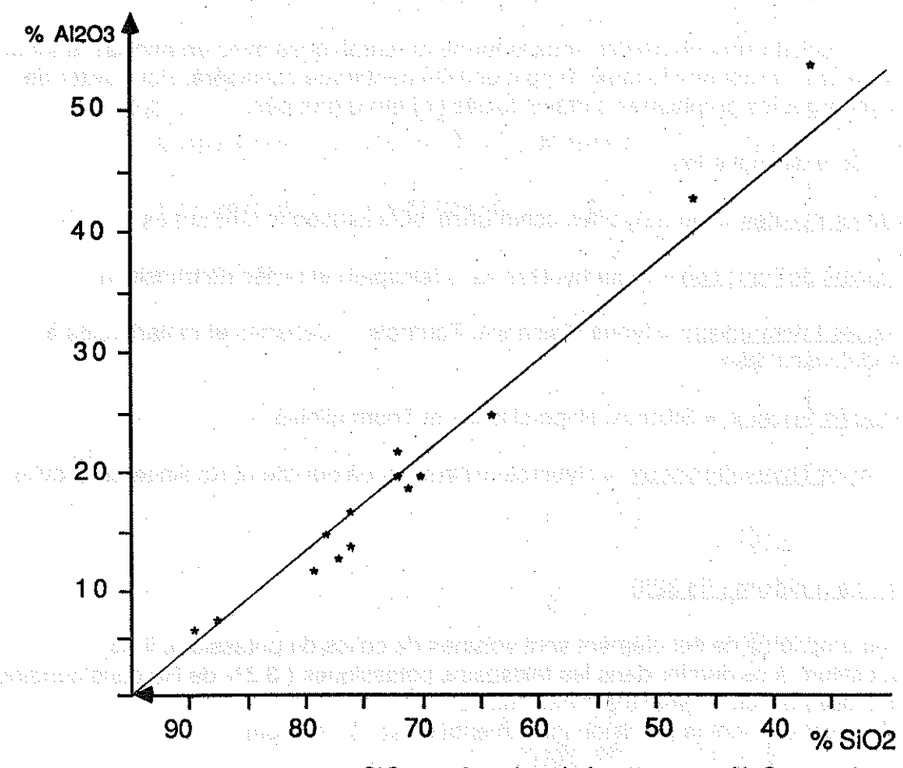


FIGURE 327 : teneur en SiO_2 en fonction de la teneur en Al_2O_3 pour les différent faciès altérés.

III) COMPORTEMENT DES ELEMENTS TRACES AU COURS DE L'ALTERATION.

Les teneurs en éléments traces figurent sur les tableaux des annexes ainsi que sur les tableau 8 et 9 .

Les résultats sont présentés sous la forme de graphiques avec en abcisse la teneur en silice et en ordonnée le taux en ppm de l'élément trace considéré. Pour éviter de surcharger les graphiques certains faciès ont été regroupés.

On a distingué les :

- Métarhyolites = métarhyolites communes, sériciteuses et siliceuses

- faciès deTransition = métarhyolites sans feldspath et faciès de transition.

-faciès Intermédiaire = types Plaisance, Tournols, Cabanes et métarhyolite à andalousite rose.

- faciès Siliceux = Siliceux, Hypersiliceux et Tourmalinisé.

- faciès Hyperalumineux = Hyperalumineux, Andalousitite et Kaolinite-Muscovite.

A - Le rubidium (fig.328)

Les propriétés de cet élément sont voisines de celles du potassium, il se substitue à ce dernier dans les feldspaths potassiques (3,3% de Rb dans certains microclines des pegmatites) et les micas.
Pour cet élément la précision instrumentale est de ± 5 ppm.

La figure 328 peut se diviser en cinq domaines:

- domaine 1: les fortes teneurs en rubidium (~300ppm) dans les métarhyolites sériciteuses sont directement liées à leur composition minéralogique. Ces roches contiennent ~52% de muscovite et ~3% de microcline.

-domaine 2 : (130 à 270 ppm) il correspond à la roche non altérée qui contient en moyenne ~30% de muscovite et ~14% de microcline.

- domaine 3 : (90 à 130 ppm). Ces teneurs intermédiaires correspondent au métarhyolites siliceuses, sans feldspath et au faciès de transition. Les fourchettes de composition sont de 0 à 6 % pour le microcline et de 16 à 28 % pour la muscovite.

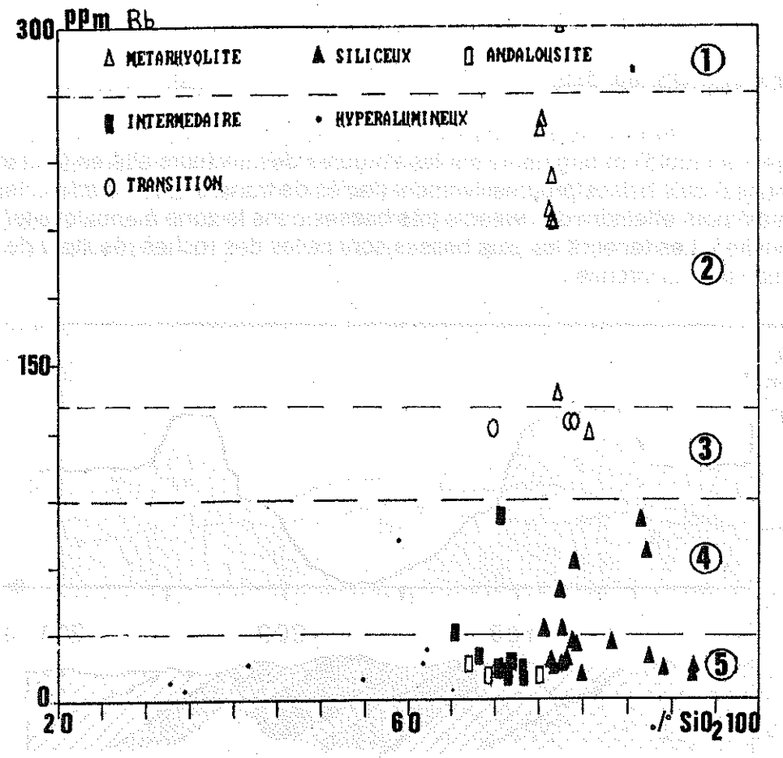


FIGURE 328 : diagramme de Harker du rubidium.

-domaine 4 : (30 à 90 ppm) La teneur en muscovite de ces faciès siliceux(sans feldspath)varie entre 6 et 10 % à l'exception d'un point qui correspond au type à kaolinite et qui contient de l'ordre de 20% de muscovite.

-domaine 5 : (5 à 30 ppm). On rencontre dans ce groupe les faciès à teneur en muscovite comprise entre 0 et 15 %. Les teneurs en rubidium les plus basses sont celles des andalousitites et du type hyperalumineux. Ces deux faciès ne contiennent pas de muscovite.

CONCLUSION (fig. 329)

La teneur en rubidium augmente sur les bordures des secteurs altérés (métarhyolites sériciteuses) puis baisse progressivement (faciès de transition et métarhyolites siliceuses) pour atteindre des valeurs très basses dans la zone à andalousite(faciès à andalousite). Les teneurs les plus basses sont celles des roches résultant de l'altération la plus intense .

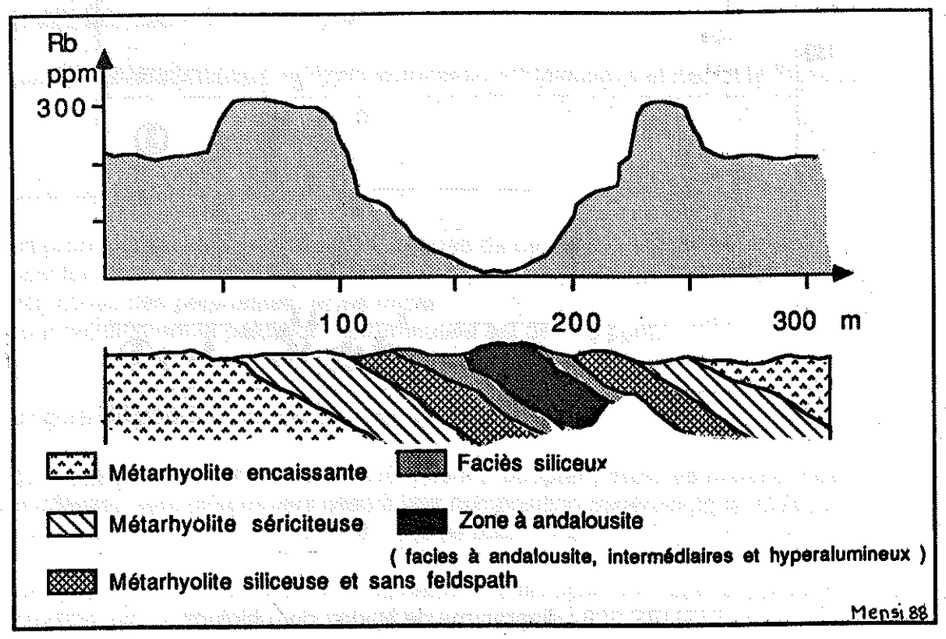


FIGURE 329 : relation entre la teneur en rubidium et la zonalité des secteurs d'altération.

B - Le niobium (fig.330).

Les propriétés chimiques de cet élément sont très voisines de celles du tantale et du titane. Il peut se substituer au titane dans le rutile ou au zirconium dans les zircons.
La précision analytique pour cet élément est de l'ordre de 10 ppm.
Les teneurs en niobium sont comparables dans la roche mère et les altérites.

CONCLUSION : cet élément a été inerte au cours de l'altération et on le trouve donc en quantité équivalente dans la métarhyolite et dans les altérites. Ceci est un argument supplémentaire confirmant le lien génétique entre les altérites et la métarhyolite originelle.

C - Le zirconium (fig.331).

Cet élément se trouve principalement concentré dans les roches granitiques où il s'exprime sous forme de zircon microscopique.
Pour cet élément trace la précision analytique est d'environ 6 ppm.
L'écart des teneurs entre roche mère et altérite est considérable puisqu'il peut atteindre plus de quinze fois la précision analytique de l'appareil.

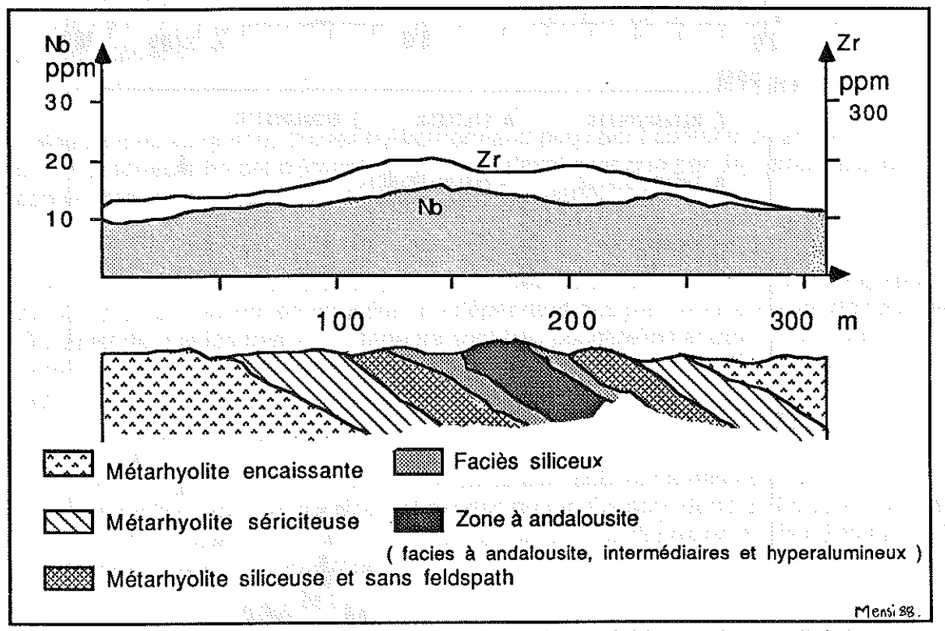
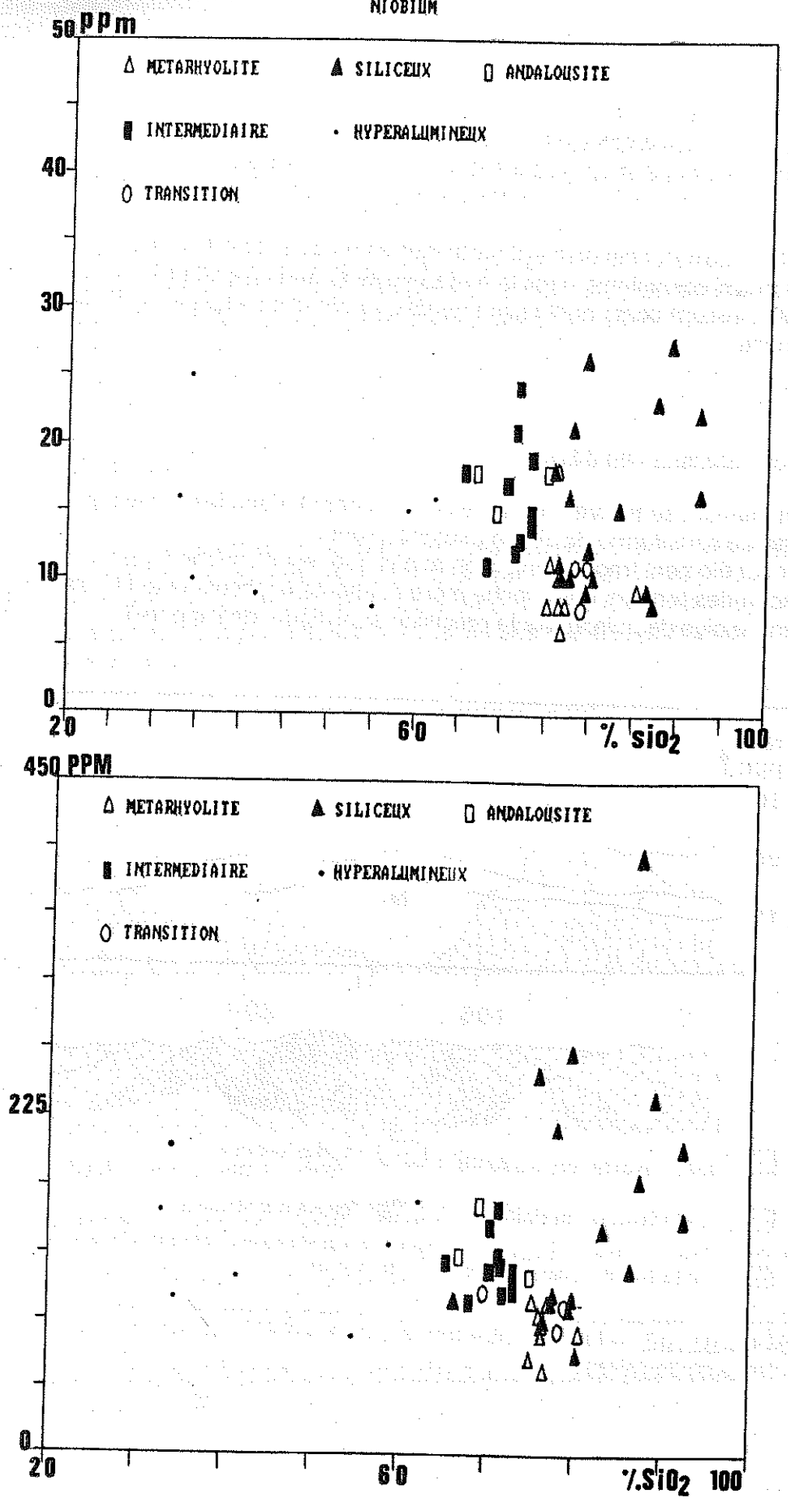


TABLEAU 332 : relations entre teneurs en zirconium -niobium et la zonalité des secteurs d'altération



FIGURES 330 ET 331 : diagrames de Harker du niobium et du zirconium.

D - le strontium (fig.333)

Cet élément a un rayon ionique intermédiaire entre celui du calcium (0,99 A) et celui du barium (1,34 A). Il peut donc entrer en substitution dans certaines aragoniteset surtout dans la barytine.

Dans les métarhyolitesles teneurs en strontium sont inférieures à 100 ppm alors que dans les métarhyolites à andalousite elles peuvent atteindre de l'ordre de 10.000 ppm.

Au-delà de 700 ppm les teneurs en strontium sont approximatives car on se situe en dehors de la courbe d'étalonnage de l'appareil. La précision analytique pour cet élément est en gros de 5 ppm. Par conséquent on constate que les altérites sont très enrichies en strontium.

La barytine est un minéral accidentel rare dans les roches étudiées qui ne peut pas expliquer un tel enrichissement. La Hinsdalite peut contenir jusqu'à 3 % de strontium (tableau 6) mais se trouve en quantité négligeables.
De toute façon, une forte teneur en ce minéral se traduirait chimiquement par des teneurs en P_2O_5 élevées. Les analyses ne donnent que de faibles teneurs pour ce dernier élément.

Nous avons vu que les fluides hydrothermaux pouvaient contenir du strontium mais de telles teneurs en cet élément ne peuvent s'expliquer que par des processus de concentration secondaire liés à l'altération supergène.

Le report des résultats obtenus pour le site des Cabanes sur une carte topographique montre que les teneurs en strontium ne dépendent pas pas de la zonation des altérites. On constate que les très fortes teneurs sont très ponctuelles et que de manière générale les teneurs sont plus faibles dans l'entaille du ravin (à l'Est des deux bergeries).

Les teneurs les plus fortes correspondent le plus souvent à des faciès riches en argiles (kaolinite mais aussi illite) et oxydes de fer. Ce sont donc principalement les métarhyolites à andalousite et les andalousitites (faciès riches en argiles d'altération) qui sont les plus riches en strontium.

Les métarhyolites ont toujours des teneurs faibles.

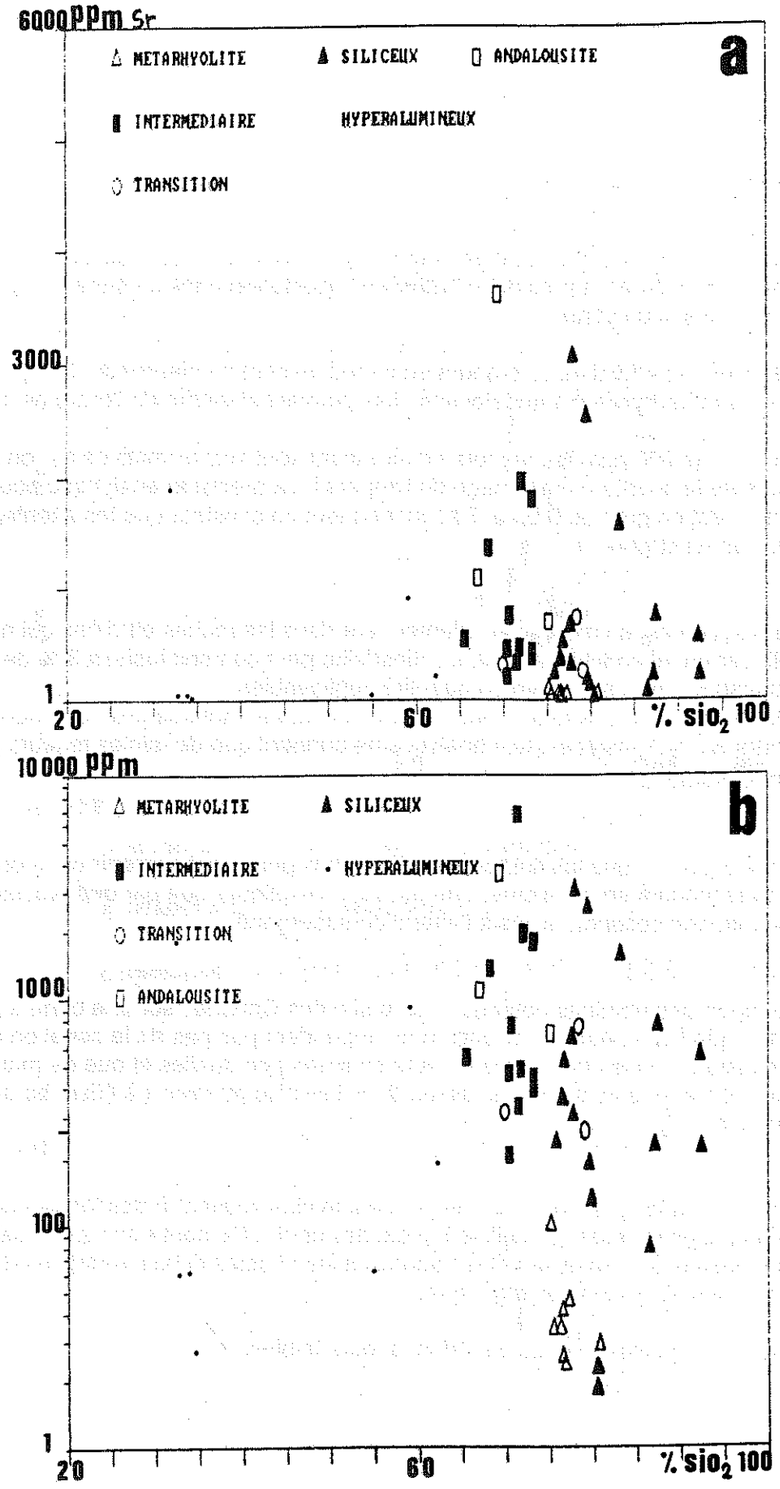


FIGURE 333 : diagrammes de Harker dustrontium. A arithmétique et B logarithmique.

Ces observations ont permis de réaliser un schéma avec une coupe idéalisée montrant les relations entre zone d'altération superficielle (antéstéphanienne), nature de la roche et teneurs en strontium (fig.335).

CONCLUSION :

Le nombre de données est très insuffisant et l'hydrothermalisme seul ne peut pas expliquer de telles concentrations en strontium dans les altérites. On peut avancer l'hypothèse que les concentrations en strontium sont liées en partie à la circulation des fluides hydrothermaux contenant ce dernier élément, mais surtout .à la proximité de la surface d'érosion et d'altération antéstéphanienne.

L'altération des roches et les oscillations du niveau piézométrique dans la première centaine de mètres sous la surface ont provoqué une concentration en strontium suivant un horizon situer à une profondeur qui peut varier de quelques dizaines de mètres.

E - Le plomb (fig.334).

Dans les roches silicatées la majeure partie du plomb est substituée au potassium dans les feldspaths. Il peut aussi se substituer au calcium et sera présent en particulier dans les apatites ou dans la wilkéite.

Les métarhyolites qui sont riches en microcline et muscovite ont des teneurs plus basses que les faciès où ces minéraux sont absents. La comparaison des figures 333 a. et 334 permet de constater que leur allure est similaire.

Le plomb a tendance à accompagner le strontium lors de l'altération supergène, ceci se traduit dans les résultats par le fait que pour chaque échantillon une forte teneur en strontium se traduit par une forte teneur en plomb (voir annexe 3).

CONCLUSION:

L'origine de cet élément trace est vraisemblablement hydrothermale mais les très fortes teneurs résultent d'une concentration secondaire. En effet le plomb, comme le strontium se concentre préférentiellement dans les argiles et oxydes formés au cours de l'altération antéstéphanienne.

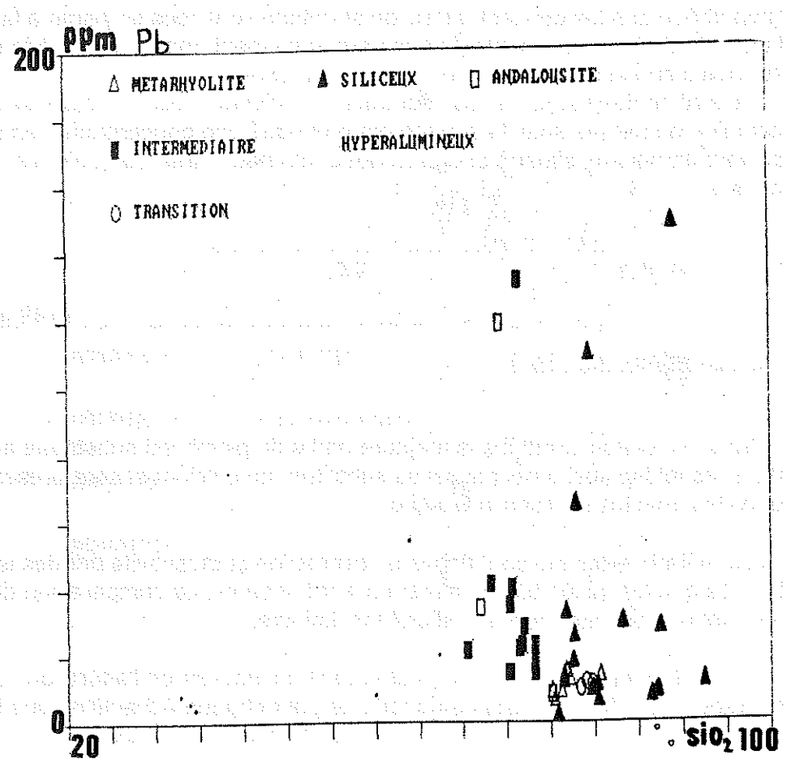


FIGURE 334 : diagramme de Harker du plomb.

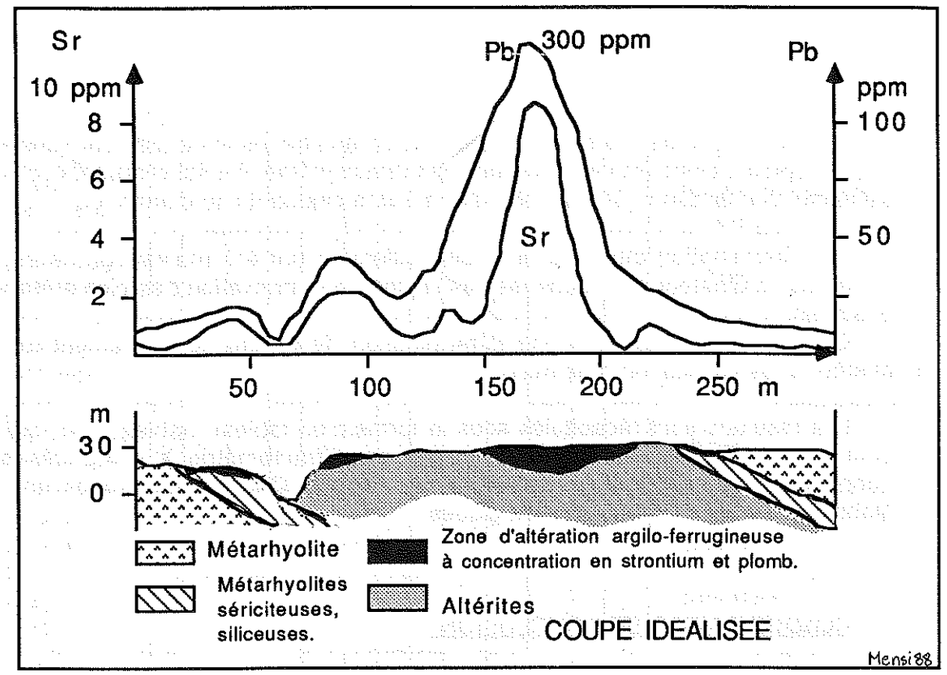


FIGURE 335: relations entre teneurs en strontium -plomb, pétrographie et horizons d'altération superficielle antéstéphaniens.

CONCLUSION

Les éléments traces ont eu des comportements variables au cours des processus d'altération hydrothermale de la métarhyolite ou de l'altération supergène des roches.

Le niobium est un élément inerte qui n'a pas été mobilisé et dont les teneurs constantes dans la métarhyolite et les altérites sont un indice supplémentaire en faveur de la parenté entre métarhyolite (roche mère) et altérites (roches dérivées).

Le rubidium est un élément qui a été très mobile au cours des processus de transformation de la roche mère en altérite. C'est un élément marqueur qui permet de préciser la zonation des altérites en fonction de l'intensité de l'altération hydrothermale.

Le strontium et le plomb ont été en partie apportés par les fluides hydrothermaux mais leur répartition est liée à des phénomènes d'altération supergènes (ainsi qu'à l'oscillation du niveau piezométrique) antéstéphaniens.

3) LES PHASES MINERALES DES ROCHES ALUMINEUSES.

I) RECAPITULATION DES DONNEES DE DIFFRACTOMETRIE X.

Il n'a pas toujours été facile de déterminer les phases minérales par l'observation microscopique. Dans les cas difficiles une diffractométrie X a été réalisée*, ceci sur une trentaine d'échantillons ce qui correspond à une cinquantaine d'analyses.

La détermination des pics et le dépouillement ont été réalisés grâce au fichier ASTM de l'ordinateur sauf dans les cas litigieux où l'indexation des pics a été vérifiée à la main.
Celà a été le cas pour une détermination de dickite qui finalement a dû être rejetée après vérification "à la main".

Les résultats sont récapitulés sous la forme d'un tableau (tableau 14) qui donne pour chaque faciès les résultats obtenus en diffractométrie X complètés par les données de l'observation à l'oeil et au microscope. Ceci permet d'avoir une vision globale des compositions minéralogiques.

COMMENTAIRES ET CONCLUSION.

En ce qui concerne les différentes phases minérales des informations détaillées figurent en hors-texte (annexe 5).

La leuchtenbergite est une variété peu ferreuse de clinochlore et l'eylettersite est un phosphate d'alumine riche en thorium (~10%). Ce dernier minéral a été déterminé pardiffractométrie X. La leuchtenbergite a été déterminée au laboratoire de l'usine Rhône-Poulenc de Salindres à la demande de Mr Lefebvre au cours de l'été 1981.
La pyrite, la barytine et les phosphates (eylettersite, scorzalite, wilkéite et hinsdalite) sont des minéraux accidentels.

La pyrite apparait dans les faciès de bordure peu transformés qui parfois contiennent encore quelques feldspaths mais où les silicates et hydrates d'alumine autres que la kaolinite sont absents.

Les phosphates se disposent dans des faciès sans feldspath contenant de l'andalousite et de la pyrophyllite et la plupart du temps du diaspore.
Ce sont des faciès très transformés correspondants à la zone centrale d'altération.

La muscovite est omniprésente. Elle a deux origines: 1) métamorphique, elle est dans ce cas finement cristallisée (séricite). 2) Hydrothermale, dans ce dernier cas les cristaux sont beaucoup plus gros.

La kaolinite, l'hématite et la goehtite se rencontrent dans tous les faciès car ils résultent en partie de phases tardives d'altération.

* L'essentiel des déterminations (DiffX) des minéraux des roches alumineuses a été effectué par M. Thiry du centre de géologie minière de l'Ens des Mines de Paris en 1981.

FACIES	Quartz	Microcline	Albite-oligo.	Muscovite	Kaolinite	Hématite	Goehtite	Rutile	Zircon	Andalousite	Pyrophyllite	Diaspore	Dravite	Phases minérales autres
Hypersiliceux	•			•	•	•	•	•	•	•	•		•	Topaze, ilménite et Chlorite
Métarhyolites sans feldspath	•			•	•	•	•	•	•					Pyrite
Faciès tourmalinisé	•			*	•	•	*						•	Barytine (accidentelle) Chlorite
Métarhyolites siliceuses	•	•		•	•	•	•		•					Pyrite
Métarhyolites communes	*	*	*	*	•	•	•	•	•					
Métarhyolites sériciteuses	•	•		•	•	•	•	•	•					Pyrite
Faciès de transition	•			*	•	•	•			•	•			Clinochlore
Faciès siliceux	•			•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Clinochlore barytine et topaze
Faciès Plaisance	*			*	*	*	•	•	•	*	*		*	Clinochlore et Boehmite Topaze et ilménite.
Type Cabanes	*			*	*	•	•	••	•	•	*		*	Illite, Boehmite, Clinochlore, Leuchtenbergite, Eylettersite, Hinsdalite Scorzalite.
Type Tournols	*			*	*	•	•	•	•		•	*	•	Wilkéite et Apatite
Métarhyolites à andalousite	*			*	*	•	•	•	•	*	*	•	•	Boehmite, Ilménorutile, Topaze, Anatase et Phosphates
Faciès à Kaolinite	*			*	*	•	•	•	•	*	*	•	•	Wilkéite et fluorapatite, Clinochlore, Topaze, Ilménite.
Faciès Hyperalumineux	*			*	*			•	•	*	*	*		Boehmite Topaze, Apatite.
Andalousitites	•			*	*	•	•		•	*	*	*	•	Boehmite, Illite

•* Topaze : phases déterminées macroscopiquement et au microscope.
* Boehmite : phases déterminées par diffractométrie X

TABLEAU 14 : Bilan des déterminations minéralogiques suivant les faciès.

I I) DESCRIPTION DE QUELQUES MINERAUX REMARQUABLES.

Les sites étudiés dans ce travail présentent des occurences de minéraux exceptionels par leur nature et leur taille (plurimillimètrique à centimètrique). Il s'agit de la pyrophyllite, du diaspore et de la scorzalite.

Des données supplémentaires concernant ces minéraux rarement signalés sur le territoire français figurent en annexe 5.

A - La Pyrophyllite (photo 14 et 17).

Ce minéral très ubiquiste se rencontre dans la plupart des faciès d'altération (tableau 14) sous forme de cristaux microscopiques isolés ou en gerbes. Ces cristaux lorsqu'ils sont abondants forment des masses blanches millimètriques qui rappellent l'aspect du talc.

Les plus beaux cristaux se disposent en gerbes ou en rosettes d'éclat nacré (diamètre de l'ordre du centimètre) sur les surfaces de clivage et les fissures des roches hyperalumineuses et des andalousitites. Ces fines baguettes de quelques dixièmes de millimètre d'épaisseur peuvent atteindre un centimètre de long.

Les rosettes se désagrègent facilement à l'ongle et l'altération leur confère parfois une teinte brunâtre (oxydes de fer).

Une mesure de densité (picnomètre Micromeritics 1305) a donné une valeur de 2,82 en accord avec la densité théorique calculée à partir des paramètres de la maille de la pyrophyllite donnés (Moody et Sykes, 1983).

B - Le Diaspore.

Les cristaux de diaspore se présentent comme des prismes tabulaires allongés blanc-verdâtres à rosâtres.

Dans le faciès hyperalumineux ces derniers dépassent rarement le centimètre et apparaissent souvent comme des baguettes "prises" dans les plages d'andalousite, le microscope permet de constater que le diaspore cristallise dans des fractures. Ce dernier n'a pas été trouvé dans les échantillons de Serviès et du Lissobre.

Dans les andalousitites les cristaux de diaspore épitaxiques peuvent atteindre le décimètre (photo 15)

La densité des cristaux est de 3,28 (mesure au picnomètre).

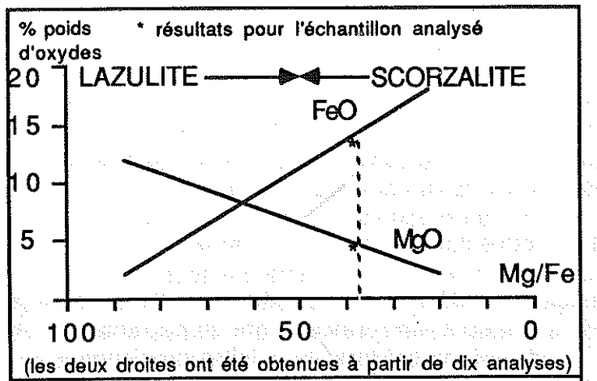


FIGURE 336 : rapport magnésium sur fer en fonction du pourcentage pondéral d'oxydes pour la série isomorphe lazulite-scorzalite d'après Pecora et Fahey 1950

C - La scorzalite (photo 18).

Ce minéral se rencontre rarement sous sa forme automorphe bipyramidée. Dans les altérites il apparait sous forme de masses irrégulières bleu sombre pouvant atteindre plusieurs centimètres. Il est associé à du quartz et correspond à des remplissages de fissures.

La détermination de ce minéral a été réalisée à l'Ecole des mines de Paris (diffractométrie X) à la demande de Lefebvre.

Le dépouillement du spectre obtenu à l'Ecole des Mines d'Alès ne permettant pas de trancher entre la lazulite et la scorzalite une analyse par spectrométrie infrarouge, (S.A.A Perkin Elmer, ICP 5000) du fer et du magnésium a été réalisée.

Cette analyse confirme que le minéral est bien une scorzalite puisque le rapport Mg/ Fe est d'environ 40/100 (fig.336).

Conclusion.

Ce paragraphe souligne la relation qui existe entre la zonalité de chaque site et la répartition des espèces minérales.

La pyrophyllite, le diaspore et la scorzalite rarement signalés en France devraient êtres étudiés plus en détail par des analyses géochimiques ainsi que la détermination de leurs paramètres cristallographiques.

Le rutile et le zircon sont des minéraux accessoires reliques de la roche mère. Il faut tout de même noter que les altérites sont beaucoup plus riches en rutile que la métarhyolite et les faciès peu transformés. Certains rutiles sont d'origine hydrothermale (voir ch. IV 1).

La dravite se trouve dans deux types de faciès:

- dans le faciès tourmalinisé qui se dispose en auréole autour des secteurs d'altération. Les teneurs en dravite sont importantes et l'on peut avoir des tourmalinites. Nous verrons par la suite qu'elles proviennent de la phase d'altération précoce des rhyolites.

- dans les faciès très altérés (alumineux ou siliceux) qui correspondent à la zone centrale d'altération. Les teneurs en dravite sont faibles (< 1 %) et les cristaux très disséminés sont postérieurs à ceux des zones de bordure.

La barytine est un minéral accidentel pour lequel il est difficile de faire des commentaires car en l'absence de recherches systématiques sa présence a pu passer inaperçue.

La boehmite est un minéral qui se trouve seulement dans les altérites mais n'a pas été déterminée à Serviès. Elle n'a pas été déterminée dans le type Tournols et le faciès à kaolinite mais sa présence n'y est pas exclue.

CONCLUSION DU CHAPITRE III.

Les estimations modales ont permis de constater que les faciès de bordure contiennent beaucoup moins de feldspath en moyenne que la roche encaissante et que la séricite y est abondante. Les faciès de la zone interne (altérites sensu-stricto) contiennent des hydrates et silicates d'alumines (andalousite, kaolinite, pyrophyllite et diaspore), le quartz et surtout la muscovite sont peu abondant

Les analyses géochimiques montrent que les altérites sont composées à 97% de silice, d'alumine et d'eau. De plus, il existe une corrélation inverse entre la teneur en alumine et celle en silice qui est typique des profils d'altération où cette dernière est lessivée avec un enrichissement relatif de alumine peu mobile.

La variation des teneurs en rubidium qui se concentre dans la muscovite et les feldspaths, est liée à l'intensité de la transformation de la métarhyolite. En effet la zone interne est très pauvre en rubidium alors que la bordure des sites est enrichie en cet élément.
Les teneurs constantes en niobium soulignent le lien génétique qui existe entre les altérites et la roche encaissante.

Il existe donc une relation nette entre la composition minéralogique des faciès et leur disposition structurale.

La transformation de la roche mère s'est faite, selon toute vraisemblance de manière polyphasée (ch. 3) et l'observation microscopique des roches montre qu'il existe des critères chronologiques
(inclusions, cristaux engrenés, fractures recoupantes...) permettant de discriminer les minéraux en paragenèses.

Par conséquent les différents faciès doivent résulter de la superposition de plusieurs épisodes d'altération (circulations de fluides) expliquant les zonations minéralogiques observées.

C'est l'étude pétrogénétique (ch. IV) qui apporte des explications sur ce sujet.

PHOTO 13 (éch. 10-6 de Tournols)

Faciès hyperalumineux.

Sur cette roche très claire apparait une grande plage d'andalousite rétromorphosée en kaolinite dans une matrice de kaolinite et de pyrophyllite.

PHOTO 14 (même échantillon en cassure)

Faciès hyperalumineux.

Cristaux de pyrophyllite qui cristallisent en rosette.

PHOTO 15 (éch. 67-1, Cabanes)

Andalousitite.

La surface sciée recoupe suivant leur épaisseur des tabules de diaspore qui se diposent dans les clivages de la roche (aspect de gerbes). La mésostase est essentiellement constitué d'andalousite et de quartz.

PHOTO 16 (éch. 10-6, Tournols)

Type hyperalumineux

Réseau de fractures à pyrophyllite recoupant une plage d'andalousite et de kaolinite.

PHOTO 17 (éch. de Serviès)

Remplissage de fracture.

Détail vu à la loupe binoculaire montrant une rosette de pyrophyllite qui a cristallisé entre des cristaux de quartz automorphes.

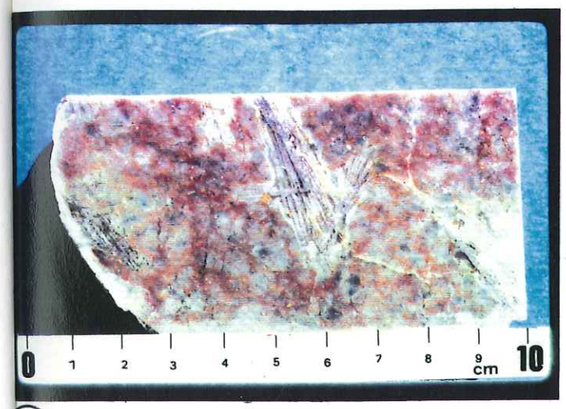
PHOTO 18 (Cabanes Sud)

Scorzalite

Les cristaux xénomorphes ont une couleur bleu marine et sont associés à du quartz.

13

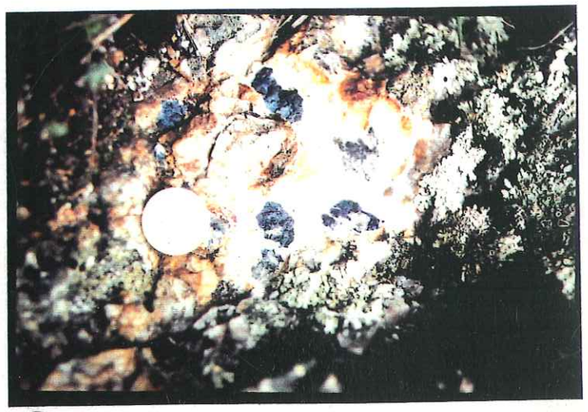
14



15

16 0 2 mm

17 0 0,5 cm



18

CHAPITRE IV

CHAPITRE IV) HISTOIRE DES PARAGENESES ET CONTEXTE GEOLOGIQUE.

INTRODUCTION.

Le double but fixé pour ce chapitre est :

1) de caractériser l'ordre et la nature des phénomènes qui ont conduit par une évolution localement différente de celle de la roche encaissante aux faciès très diversifiés des secteurs d'altération.

2) d'intégrer l'histoire pétrogénétique ainsi définie dans l'histoire géologique régionale.

Le premier paragraphe s'appuyant aussi bien sur les données de terrain aux différentes échelles (ensemble géologique, unité, affleurement et échantillon), que celles de laboratoire (microscopie et analyses) présente une discrimination des minéraux en paragenèses.

Le second paragraphe précise l'influence des paramètres physico-chimiques sur la stabilité des associations minérales. Il présente une étude du système silice-alumine-eau complétée par les différentes relations d'équilibres et les domaines de stabilité minéralogiques correspondants.

Le troisième paragraphe en s'appuyant sur les données du précédent reprend les paragenèses successives définies dans le premier paragraphe en définissant les réactions d'équilibres correspondantes.

Enfin, le dernier paragraphe en s'appuyant sur les informations du chapitre 1 esquisse une intégration de l'évolution des paragenèses dans le contexte géologique régional.

1) CLASSIFICATION DES MINERAUX EN PARAGENESES.

Les paragenèses seront présentées dans l'ordre chronologique de leur formation avec pour chacune d'elles l' argumentation correspondante basée sur les observations de terrain et surtout sur celle des lames minces. L'histoire des paragenèse sera par la suite affinée grâce aux données de minéralogie et de pétrologie expérimentale.

I) LA PARAGENESE RHYOLITIQUE ORIGINELLE.

C'est bien sûr l'observation de la roche encaissante (métarhyolite) non transformée qui apporte le plus d'arguments à ce sujet car on y différencie aisément les minéraux reliques de ceux de néoformation métamorphique.

COMPOSITION: quartz, microcline, albite, microperthite, zircon, apatite et un peu de rutile

Les phénocristaux de quartz à bords nets lorsqu'ils sont peu resilicifiés, à micro-inclusions fluides et parfois à golfes de corrosion spectaculaires sont des reliques de la rhyolite originelle. Ces derniers sont moulés par la séricite et montrent des ombres de pression, ceci atteste de leur origine antétectonique.

On trouve beaucoup plus rarement des échardes de quartz.

Les feldspaths, brisés et resilicifiés sont clairement antémétamorphiques.

Les zircons, l'apatite et le rutile sont des minéraux accessoires typiques des rhyolites.

Les métarhyolites sont dans leur ensemble des niveaux volcaniques interstratifiés dans des horizons volcano-sédimentaires (voir ch. 1) et l'on trouve des cinérites à leur base ainsi qu'à certains endroits à leur sommet. Le chimisme (ch. 3), relativement homogène, est celui d'une rhyolite.

Ces roches qui résultent donc vraisemblablement d'un dépot aérien alternant avec des dépots sédimentaires en eau peu profonde ont subi localement des transformations minéralogiques qui ne sont pas liées au métamorphisme.

I I) L'ASSEMBLAGE MINERALOGIQUE D'ALTERATION PRECOCE (1)* .

C'est dans les faciès peu transformés (faciès à tourmaline et métarhyolite sériciteuse) marquant le passage aux secteurs minéralisés qu'il est le mieux visible et le plus caractéristique.

COMPOSITION: quartz, tourmaline, muscovite, et lépidolite rutile et ilmémorutile, topaze et pyrite.

ARGUMENTATION.

On trouve des cristaux de tourmaline et de quartz automorphes en inclusions dans l'andalousite.

La tourmaline, présente en petites quantités dans la plupart des faciès devient plus abondante dans les faciès de bordure et se dispose suivant des directions privilègiées marquant parfois d'anciennes fractures resilicifiées. La tourmaline peut être tardive relativement à la muscovite puisque dans le secteur de Cabanes Nord une tourmalinite recoupe les métarhyolites sériciteuses.

Au microscope on voit que les cristaux de tourmaline sont repris dans une déformation fluidale qui les réoriente suivant des petits replis marqués par la séricite et les quartz métamorphiques.

On peut observer des amandes de damourite (fantômes de feldspaths) dans les métarhyolite sans feldspath . La damourite est constituée (diffractométrie X) de muscovite et de lépidolite.

L'andalousite contient des inclusions de topaze automorphe. Cette dernière est associée à de la muscovite dans les fractures des quartz rhyolitiques.

Les oxydes de titane et le fer titané sont des minéraux typiques des altérations hydrothermales. Les rutiles souvent corrodés sont antémétamorphiques.

La pyrite apparait en quantité importante (fantômes ou cristaux très altérés) dans les métarhyolites schistosées et en plus faible quantité dans les faciès de bordure. Elle se rencontre beaucoup plus rarement dans les secteurs alumineux (boxwerk dans le type Plaisance).

Les fantômes de pyrite sont déformés et présentent des ombres de pression visibles aussi bien à l'oeil qu'au microscope. De plus l'axe d'étirement de ces cristaux est parallèle à la linéation hercynienne.

Ces observations montrent que ces minéraux sont bien antérieurs au métamorphisme et à la cristallisation d'andalousite.

* Le numéro entre parenthèses renvoie au tableau 15 où les paragenèses sont situées dans le contexte géologique régional.

L'analyse géochimique montre une baisse de la teneur en alcalins et l'analyse modale une disparition plus ou moins complète des feldspaths. On a donc ici l'expression d'une altération précoce de la rhyolite qui se traduit par une rétromorphose des feldspaths en muscovite avec l'apparition tardive de tourmaline (apport de bore), en quantité plus ou moins grande. Il y a aussi une cristallisation de quartz associé à de la topaze et à une pyritisation.

I I I) LA PHASE MAJEURE DE REMOBILISATION DE L'ALUMINE (2)*.

Les altérites ont été peu affectées par le métamorphisme hercynien mise à part de manière localisé (type Plaisance) ou dans les secteurs de Plaisance ou du Lissobre. Ce sont donc les faciès riches en quartz métamorphique comme le type Plaisance qui vont permettre de les situer relativement au métamorphisme.

A - Phase initiale.

COMPOSITION: andalousite, quartz, tourmaline et ilménite.

ARGUMENTATION.

Des cristaux d'andalousite à contour irrégulier ou en aggrégats xénoblastiques sont moulés par la séricite (fig. 38) et les petits quartz engrenés. On observe parfois des ombres de pression et les cristaux peuvent être engrenés avec des quartz xénomorphes et de la tourmaline. En lame mince on observe (fig. 41) une relique de fracture à andalousite reprise dans une phase de silicification ultérieure.

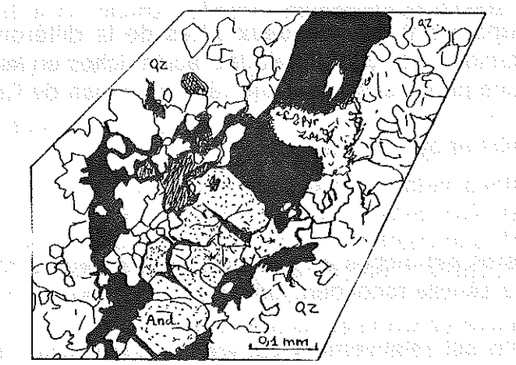


FIGURE 41 : andalousite dans relique de fracture silicifiée.Lame (1020), éch.18-3 Cabanes Sud.

* Le numéro entre parenthèses renvoie au tableau 15 où les paragenèses sont situées dans le contexte géologique régional.

Sur le terrain on observe des filons de quartz, parfois très contournés (fig.225), à grands quartz xénomorphes blancs laiteux resilicifiés en petits quartz à joints triples sur leur bordure. Ces filons qui n'affectent pas la roche encaissante contiennent de la tourmaline ou de l'andalousite.

Ceci nous permet d'avancer l'hypothèse d'une altération précoce qui se manifeste par une fracturation intense de la roche déjà appauvrie en alcalins avec, essentiellement, une cristallisation de quartz et d'andalousite.

B - La phase intermédiaire à scorzalite.

COMPOSITION : scorzalite et quartz.

ARGUMENTATION.

Sur le terrain (Cabanes sud), on observe une relique de fracture à andalousite et scorzalite associée, resilicifiée. Ces deux minéraux sont rarements associés, de plus dans la lame mince 1051 la scorzalite engrenée avec des quartz associés à l'andalousite (fig.318) recoupe localement une plage d'andalousite.

L'andalousite présente des fractures silicifiées qui sont cachetées par des petits quartz métamorphiques.

Ces éléments signalent donc l'existence d'une phase très voisine de la phase alumineuse mais clairement différenciée et semblant postérieure à cette dernière.

C - La phase tardive à kaolinite.

Nous avions vu auparavant que les deux pôles de la différenciation en faciès siliceux et alumineux (tableau 10) comportait des faciès riches en kaolinite.

Cette dernière résulte principalement d'une rétromorphose de l'andalousite.

COMPOSITION : kaolinite et pyrophyllite.

ARGUMENTATION.

Dans les faciès altérés, peu riches en kaolinite, des fractures à kaolinite cachetées par les petits quartz et la séricite recoupent les cristaux d'andalousite.

Le faciès à kaolinite est relativement pauvre en andalousite mais présente de grandes plages kaolinisées qui sont des fantômes d'andalousite (voir fig.319).

Il semble que l'on ait de la pyrophyllite précoce, dans certaines fractures de l'andalousite, cachetées par des quartz métamorphiques (fig. 42). L'observation se faisant sur un plan , il est difficile d'être affirmatif.
De toute façon ce ne serait dans ce cas (voir 3)) que des reliques peu stables. Nous retiendrons donc que cet épisode d'altération se traduit par une rétromorphose de l'andalousite en kaolinite.
Ce processus sera précisé plus loin grâce aux données de la pétrologie.

FIGURE 42 : fracture à pyrophyllite dans l'andalousite qui semble cachetée par la séricite. Lame 1116 Plaisance.

I V) LA PARAGENESE DU METAMORPHISME SCHISTE-VERT (3)*.

Les minéraux du métamorphisme schiste-vert ont surtout été caractérisés dans la roche encaissante et dans les faciès pas trop transformés des altérites. Le métamorphisme a provoqué la foliation des rhyolites en transformant la matrice vitreuse en quartz et en séricite (métarhyolites).

L'influence du métamorphisme est en général très marquée, elle se manifeste par la cristallisation néogénétique des minéraux cités ci-dessous ou par une remobilisation des minéraux anciens tels que la tourmaline. Le métamorphisme peut aussi avoir un effet physique sur les minéraux (bandes d'extinction des quartz rhyolitiques).

COMPOSITION: quartz, séricite, muscovite et chlorite.

ARGUMENTATION.

- Les minéraux néogénétiques.

Les petits quartz engrenés à joints triples cristallisent avec de la séricite en resilicifiant les bordures, voir la totalité, des reliques rhyolitiques. Ces derniers resilicifient les fractures de l'andalousite et forment parfois des ombres de pression sur les cotés des quartz reliques ou des fragments d'andalousite.

La séricite moule les quartz reliques et l'andalousite (fig.38).

* Le numéro entre parenthèses renvoie au tableau 15 où les paragenèses sont situées dans le contexte géologique régional.

Des cristaux de muscovite - plages stéatiteuses des métarhyolites silicifiées bleues de Cabanes Nord ou lamelles millimètriques plus ou moins abondantes des faciès alumineux- peuvent donner une foliation aux échantillons en moulant des plages plus siliceuses suivant des surfaces parallèles.

La chlorite engrenée dans les quartz peut être orientée.

- Effets du métamorphisme sur les minéraux antérieurs.

Il y a une cataclase du quartz et de l'andalousite avec pour les faciès extrêmes une resilicification complète de la roche.

Les cristaux de tourmaline sont réorientés (zones de bordure) suivant des replis de flux et l'andalousite est brisée en clastes polycristallins qui s'orientent parfois suivant la schistosité de flux S1.

Plus rarement l'andalousite est fracturée et silicifiée en bandes qui donnent un rubannement à la roche (éch.76-3 de la Serre des Comilles).

Le rubanement métamorphique est bien visible à Serviès.

V) LES MINERAUX D'ALTERATION POST- METAMORPHIQUE.

A - Les minéraux argileux et les oxydes de fer (4)*.

COMPOSITION: kaolinite, boehmite, illite et hématite.

ARGUMENTATION.

Les argiles citées ci-dessus se disposent en fractures, en liserés d'altération de l'andalousite (fig. 43) ou en plages post-métamorphiques qui sont recoupées par des fractures plus tardives à pyrophyllite.

Dans le faciès hyperalumineux la plus grande partie de l'andalousite a été transformée en kaolinite et boehmite suivant un réseau serré de fractures.

* Le numéro entre parenthèses renvoie au tableau 15 où les paragenèses sont situées dans le contexte géologique régional.

L'observation de l'andalousite rose, des andalousitites et des métarhyolites à andalousite, suggère que la couleur de cette dernière provient d'une pigmentation de granules d'hématite se disposant suivant un système de microfractures très serrées. Ce réseau est recoupé par des fractures à pyrophyllite.

Le problème de l'existence d'andalousite rose ou bleu-pâle sera discuté dans le détail par la suite.

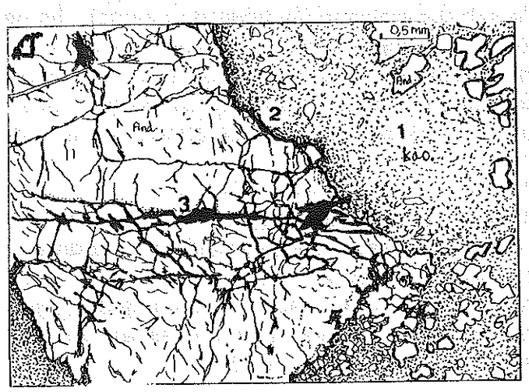


FIGURE 43 : rétromorphose de l'andalousite en kaolinite,
1 complète, 2 en liseré et 3 suivant un réseau de fractures.
Lame 1080, 58-1 du Lissobre.

B - Le diaspore (5A)*.

Ce minéral très caractéristique (ch.III, 3) se dispose dans les clivages de l'andalousite en tablettes automorphes (fig.321) mêlées à des argiles (illite et boehmite) ou dans des fractures en aggrégats microcristallins.

* Le numéro entre parenthèses renvoie au tableau 15 où les paragenèses sont situées dans le contexte géologique régional.

V I) LA PHASE TARDIVE DE REMOBILISATION DE L'ALUMINE (5 B)*.

COMPOSITION: quartz, pyrophyllite, tourmaline et hématite.

ARGUMENTATION.

On peut voir sur le terrain (ch.2) des filons de quartz tardifs qui emballent parfois des fragments de schiste (volcanodétritique du Layrac). Ils ne sont pas contournés et recoupent la silicification métamorphique. Ces filons de quartz qui reprennent des fragments métamorphisés sont donc postérieurs au métamorphisme.

Ceci est confirmé par l'observation microscopique sous la forme de filonnets de quartz recoupant la matrice siliceuse et brisés suivant des cassures tardives à kaolinite.

La pyrophyllite est abondante dans le faciès hyperalumineux qui se dispose en masses lenticulaires dans des zones de silicification tardives (filons). Ce minéral peut être directement associé aux cristaux de quartz filoniens (photo 17).

Dans les andalousitites du secteur ouest des Cabanes et à la carrière de Plaisance la pyrophyllite se trouve dans un réseau de fractures (phase saalienne) recoupant l'ensemble de la roche (ch. II, 4).

La tourmaline est associée aux filons de quartz tardifs et se dispose dans certaines fractures à pyrophyllite (Plaisance).

Des grands cristaux lamellaires d'hématite apparaissent dans les masses siliceuses et les filons de quartz tardifs (surtout aux Cabanes).

V I I) LA PARAGENESE PHOSPHATEE DE BASSE TEMPERATURE ET LA BARYTINE (6)*.

COMPOSITION: wilkéite, hinsdalite, fluorapatite et barytine.

ARGUMENTATION. Ces minéraux associés à la scorzalite résultent d'une altération de cette dernière. Ce sont des minéraux supergènes (annexe 5) et compte tenu de l'évolution de la couverture (ch. 1) il semble logique de les placer si tardivement.
A Tournols la barytine se trouve sur un accident tardif (ch. II 3).

* Le numéro entre parenthèses renvoie au tableau 15 où les paragenèses sont situées dans le contexte géologique régional.

V I I I) LES ALTERATIONS TARDIVES(7)*.

A - La kaolinite et la chlorite.

ARGUMENTATION.

Cette association à kaolinite largement dominante se manifeste par un réseau de fractures relié à des fantômes d'andalousite où l'on décelle des traces de fractures à kaolinite plus anciennes (fig.39).

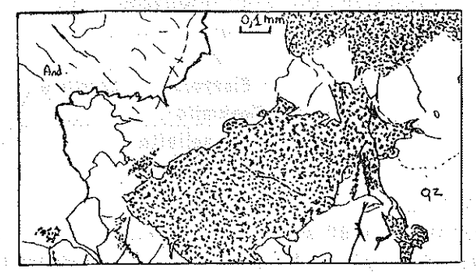


FIGURE 44 : plages de goethite. Lame 989.
éch. 05-3 de Tournols.

B - La limonite et la goethite.

ARGUMENTATION.

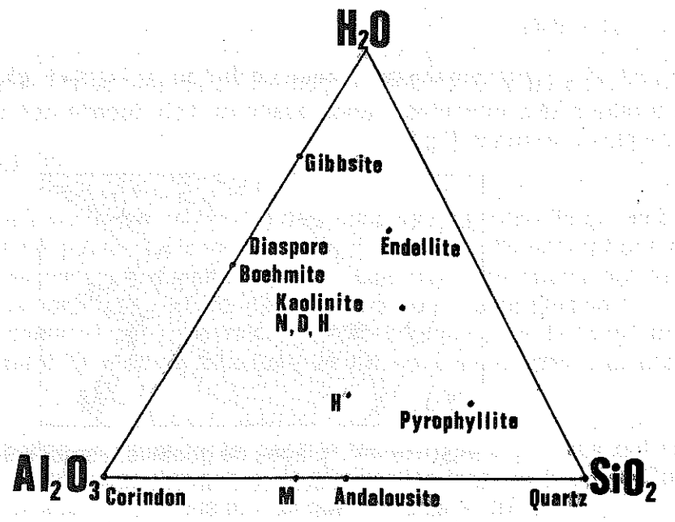
Ces minéraux résultent de l'altération sub-actuelle des roches, ils apparaissent en grains dans les fractures ou entre les plages de quartz (fig. 44), en poches plurimillimètriques mêlées aux argiles ou en enduits de diaclases. Ils sont parfois mêlés à la kaolinite.

CONCLUSION.

Nous voyons maintenant avec plus de clarté la succession des phénomènes qui ont conduit à une telle diversité minéralogique et à des teneurs en alumine plus élevées (faciès alumineux) que celles de la roche encaissante.

Le dépouillement des analyses géochimiques (ch.3) à permis de constater que la composition des altérites se réduit pour l'essentiel à de la silice, de l'alumine et de l'eau. L'étude détaillée du système silice-alumine-eau va nous permettre de préciser les paramètres physiques (température et pression) ainsi que chimiques (équilibres de phases, métastabilité et ph) qui ont controlé ces phénomènes.

* Le numéro entre parenthèses renvoie au tableau 15 où les paragenèses sont situées dans le contexte géologique régional.



L' Hydralsite et la Mullite sont des phases expérimentales

COMPOSITION DU SYSTEME Al_2O_3-SiO_2-H_2O

RELATIONS DE PHASES H_2O-Al_2O_3 P atm.

$$2\,Al(OH)_3 \xrightarrow[20°C]{130°C} 2\,AlO(OH) + 2H_2O \quad (\text{en milieu réducteur})$$

Gibbsite → Boehmite $\xrightarrow{20°C}$ Diaspore $\xrightarrow{220°C}$ $Al_2O_3 + H_2O$ Corindon

Kaolinite, Nacrite, Dickite, Halloysite $\xrightarrow{405°C\ 10Kb}$ Hydralsite

figure 45

d'après Roy et Osborn 54

2) LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DE L'ALTERATION.

1)LE SYSTEME Al_2O_3-SiO_2-H_2O.

Les roches étudiées dans ce travail se composant à 95 voire 98% de silice d'alumine et d'eau, la connaissance des relations d'équilibre et des domaines de stabilité de ce système va nous permettre d'expliquer la plupart des assemblages minéraux observés. Pour ce qui est des phosphates, de la topaze et de la tourmaline nous ne présenterons pas les systèmes correspondants -voir à ce sujet la bibliographie générale et surtout les annexes.

A- Composition du système Al_2O_3-SiO_2-H_2O. (fig.45).

C'est un système ternaire (3 constituants) comportant 8 phases minérales naturelles principales. Ces dernières peuvent se rencontrer dans des conditions hydrothermales. L'hydralsite et la mullite sont des phases seulement obtenues en laboratoire alors que l'endellite peut se former par l'altération superficielle et rapide des feldspaths -Sand 1952 dans Roy et Osborn 1954- L'halloysite est un minéral transitoire de l'altération des matériaux volcaniques en milieu acide -Auboin et Al. 1975 -

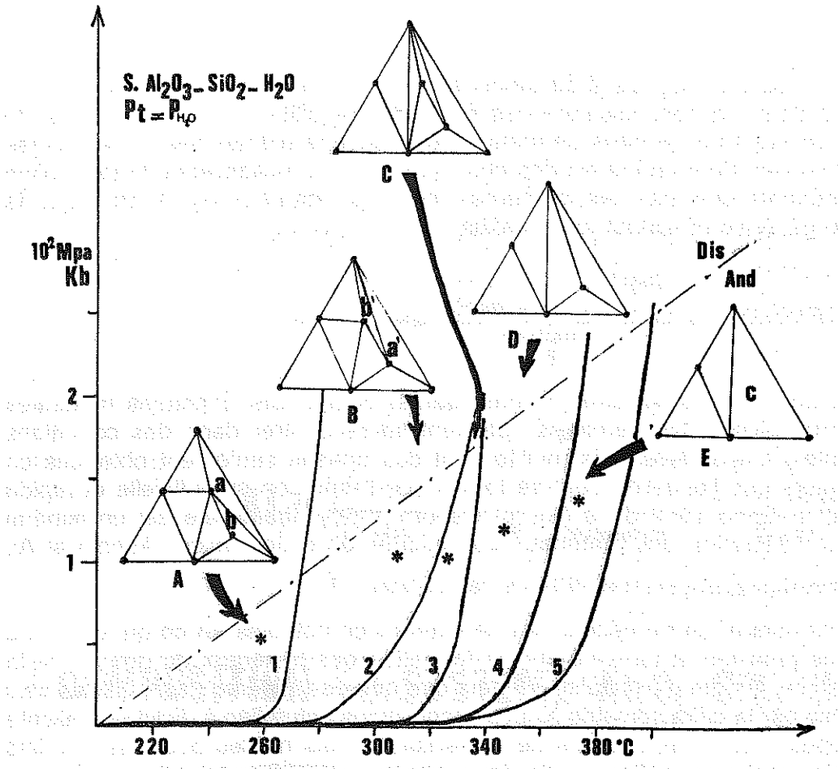
En laboratoire, on ne décèle pas de différences notables en ce qui concerne les conditions pression et température de formation des minéraux du groupe de la kaolinite -Nacrite, Dickite et Hydralsite. Il faut dire que ces minéraux sont difficilement différenciables par la diffractométrie X. Les associations naturelles à dickite ou nacrite laissent supposer des températures de cristallisation plus hautes pour ces derniers minéraux (Roy et Osborn 1954) - voir aussi dickite et nacrite dans les annexes-

B - Relations de phases H_2O-Al_2O_3(sous conditions superficielles)

Les réactions entre gibbsite, boehmite et diaspore ont donné lieu à beaucoup de controverses (fig.45). Les "cristaux expérimentaux" sont de petites tailles et difficilement identifiables -à basse température on identifie le plus souvent de la boehmite- On a donc longtemps considéré que le diaspore ne pouvait cristalliser qu'à des températures de 200 à 250°C.

Le diaspore présente des formes souvent bien cristallisées et de tailles parfois pluricentimétriques. Il a une densité plus forte que les autres hydrates d'alumine et reste stable à des températures plus élevées (Day 1976). Il peut souvent cristalliser dans des conditions supergènes empiétant alors sur les"domaines" de la boehmite et de la gibbsite (voir annexe diaspore) Des minéraux- la goethite- ou des éléments- le gadolinium (Hill et Osborn 1952)- favorisent la cristallisation supergène du diaspore (in Roy et Osborn, 1954).

FIGURE 46

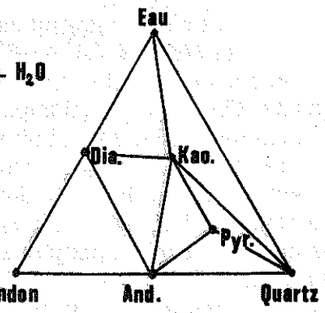


PRINCIPALES RELATIONS D'EQUILIBRE ET DOMAINES DE STABILITE °C/Mpa
d'après Haas 1973, Hemley 1980 et Day 1976

Mensi 88

1) Kao. + 2Qz ⟹ Pyr. + H_2O
2) Kao. + Dia. ⟹ 2And.
3) 3Kao. ⟹ Pyr. + 2And. + $5H_2O$
4) Pyr. ⟹ And. + 3Qz. + H_2O
5) 2Dia. ⟹ Cor. + H_2O

— pour la kaolinite et la pyrophyllite les formules structurales ont été divisées par deux —



Triangles de compatibilité A (T < 273° pour P=1 Kb)

I I) LES RELATIONS D'EQUILIBRES ET LES DOMAINES DE STABILITE.

La normalisation des techniques expérimentales et la multiplication des travaux dans les divers domaines de température et de pression ont permis une connaissance précise des paramètres régissant les réactions entre phases minérales dans ce système.

La figure 46 résume les données essentielles à ce sujet entre 240° et 380°C et entre 0,1 Mpa et 200 Mpa. Les réactions 1) à 5) ainsi que la limite Andalousite-Disthène permettent de définir 5 domaines(A à E).
Ces derniers sont caractérisés par les assemblages minéraux en équilibre les composant (triangles de compatibilité). Ces derniers sont modifiés quand on franchit une courbe de réaction.

Ex : dans le diagramme ternaire A on voit que la kaolinite, le quartz et l'eau (triangle a) ne sont pas en équilibre avec la kaolinite la pyrophyllite et le quartz (triangle b).
Ceci traduit simplement le fait que kaolinite et quartz vont pouvoir réagir (réaction1) si la température augmente pour donner de la pyrophyllite.

On raisonne maintenant avec le diagrame B et l'on voit que l'on a deux nouveaux triangles a' et b' correspondants à deux nouveaux assemblages de minéraux en équilibres dans le domaine B.

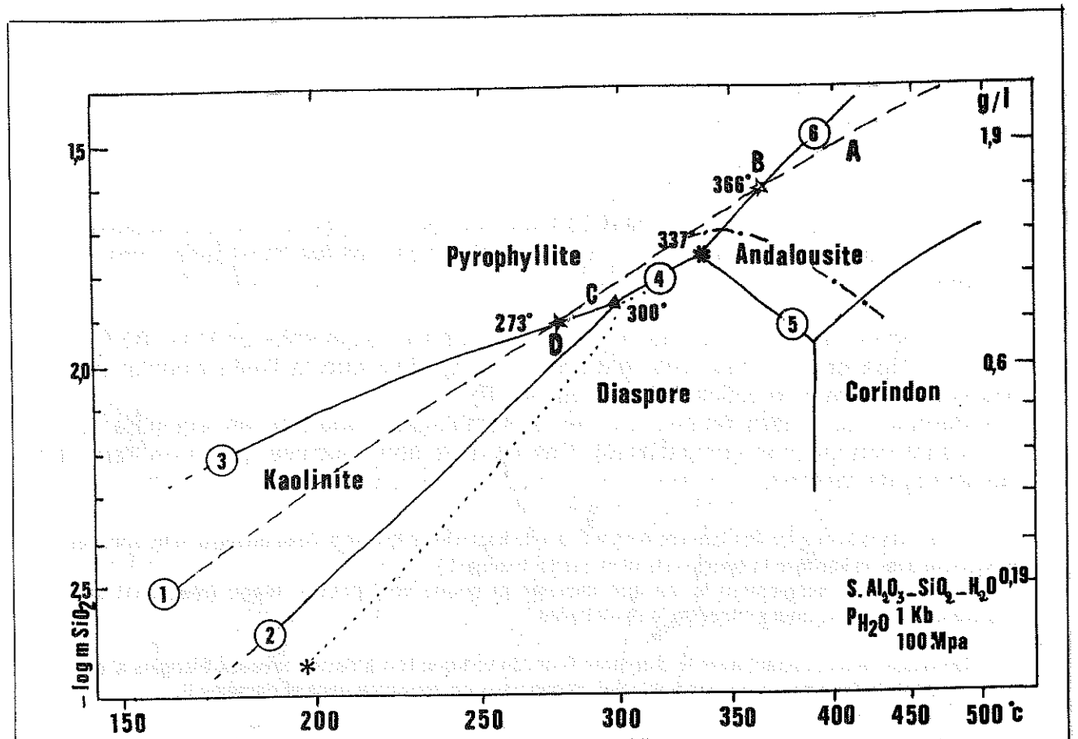
A - Limites de stabilité des phases minérales.

Le cas des hydrates d'alumine a été vu auparavant.

La limite de stabilité supérieure de la kaolinite qui peut apparaître dans des conditions supergènes est donnée par la courbe 3) (fig.46). A 100 Mpa elle est de 337°C ±10°C. En fait , la kaolinite est métastable entre 273°C (courbe 1)) et 337°C. Dans la plupart des circonstances géologiques la kaolinite reste stable jusqu'à environ 330°C.

On voit qu' à basse pression les courbes 1) à 5) de la figure 46 deviennent tangentes à l'axe des températures.
Il en découle des limites de métastabilité et de stabilité à la pression atmosphèrique très inférieures à celles correspondant à des pressions supérieures à 30 Mpa.Pour la kaolinite, on a respectivement 145°C(métastabilité) et 190°C-limite de stabilité-
La limite inférieure de stabilité de la pyrophyllite correspond à celle de métastabilité de la kaolinite (réaction1) soit 273°C.

Les premiers résultats expérimentaux obtenus à partir de gels alumineux, sur de trop courtes durées et de manière irréversible donnaient des valeurs de températures beaucoup trop hautes en désaccord avec la thermodynamique (Reed et Hemley, 1966)En réalisant l'expérience sur un an pour la réaction 1), Tsuzuki et Mizutani ont obtenu de la pyrophyllite avec une pression de 100 Mpa et une température de 300°C.En présence d'acides forts(HCl = 5N) la réaction se fait avec la même pression à 275°C-Althaus 1966- in Papezik et Keats (1976).



RELATIONS DE STABILITE A 1Kb TEMP./C^tration en SiO_2 —d'après Hemley 1980—
—·—· courbe de saturation en silice à 50 Mpa en trajet rétrograde(Steefel 1984)

REACTIONS CORRESPONDANTES UTILES

① $Qz + 2H_2O = H_4SiO_4$

② $Kao + 3H_2O = 2Dia. + 2H_4SiO_4$

③ $Pyr + 5H_2O = Kao. + 2H_4SiO_4$

④ $Pyr + 8H_2O = 2Dia. + 4H_4SiO_4$

⑤ $And. + 3H_2O = 2Dia. + H_4SiO_4$

⑥ $Pyr. + 5H_2O = And. + 3H_4SiO_4$

① et ③ ★ $Kao. + 2Qz = Pyr. + H_2O$

① et ⑥ ☆ $Pyr. = And. + 3Qz + H_2O$

④ et ② ▸ $2\,Kao. = Pyr. + 2Dia. + 2H_2O$

④ et ⑤ ❋ $Pyr. + 6Dia. = 4And. + 4H_2O$

Qz: SiO_2
Kao: $Si_2O_5(OH)_4Al_2$
Pyr: $Si_4O_{10}(OH)_2Al_2$
Dia: $O(OH)Al$
And: $SiO_2Al_2O_3$

* Limite(métastabilité?)Boehmite

Les solutions sont très diluées :
Molarité[moles/Kg] = molalité[moles/l]

$[SiO_2] = 10^{-\log m SiO_2} \times 60$ g/l

figure47

Mensi 88

La limite supérieure correspond à la réaction 4) de la figure 46 soit à 100 Mpa 366°C-à 0,1 Mpa 195°C-

La limite supérieure de stabilité du diaspore est donnée par la réaction 5), elle est de 385°C à 100 Mpa et de 220°C à la pression atmosphèrique (0,1 Mpa).

B - Influence de la solubilité du quartz sur les réactions.

On peut visualiser les domaines de stabilité des différentes phases en prenant en compte la quantité de silice en solution aux différentes températures (Hemley, 1980) Ceci conduit à la réalisation de diagrammes à pression donnée où l'on représente les limites de stabilité en fonction de la concentration en silice dans la phase aqueuse et de la température (fig.47)*.

De telles représentations sont très intéressantes pour la compréhension des processus de type hydrothermal qui supposent généralement l'action de solutions sursaturées en silice. En effet la matérialisation de la courbe de solubilité du quartz (réaction 1) va permettre de raisonner en termes de trajets progrades ou rétrogrades le long de cette dernière.
Pour un trajet rétrograde, par exemple, on descent le long de la courbe de solubilité du quartz. En A et jusqu'à B l'andalousite et le quartz peuvent cristalliser et en B si l'eau n'est pas entièrement consommée (réaction 1 et 6) l'andalousite et le quartz donnent de la pyrophyllite.

Quand l'équilibre est réalisé on se déplace vers le point triple de basse température C où la pyrophyllite donne de la kaolinite et du quartz jusqu'à réalisation de l'équilibre. Le quartz cristallise en continu ce qui fait que la silice aqueuse diminue sans cesse au cours du trajet. Notons que si les conditions de sursaturation en silice acqueuse ne sont plus vérifiées on peut avoir cristallisation de diaspore.

CONCLUSION.

Ces informations vont permettre de préciser les paramètres physico-chimiques correspondant aux paragenèses déduites des observations macroscopiques et microscopiques. On pourra définir pour l'ensemble des faciès une histoire de l'évolution des paramètres physico-chimiques (température, pression et pH).

* La figure 47 est donnée pour une pression d'eau de 100 Mpa alors que nous serons conduit à envisager des pressions de 50 Mpa. Il sera tout de même possible de raisonner sur la figure 47 car les différents domaines de stabilité sont peu modifiés avec les variations de pression. Pour obtenir les températures de changement de phase minéralogique il suffira de se reporter à la figure 46.

3) LES PARAGENESES ET LES PARAMETRES PHYSICO - CHIMIQUES.

L'histoire pétrogénétique relatée ici commence juste après le dépot -aérien ou sub-aquatique - des rhyolites qui localement pouvaient avoir un caractère de dépot explosif puisqu'on trouve à la base et au sommet des métarhyolites des horizons à affinités cinéritiques (voir chapitreII) . Au microscope on peut voir quelques rares échardes de quartz. Une dévitrication précoce de ces dernières a pu se produire-cristallisation de quartz qui peut se faire sous l'action des fumerolles- De toute façon leur chimisme n'a pas subi de variation (voir chapitre II).

L'absence de disthène et la présence d'andalousite permet de situer l'ensemble des paragenèses dans le domaine inférieur à la limite disthène-andalousite (fig.46).

Les assemblages minéralogiques correspondent donc à des conditions de presssion relativement peu élevées.

I) L'ALTERATION SERICITIQUE PRECOCE DES RHYOLITES.

Elle correspond à l'assemblage muscovite, dravite, topaze quartz, pyrite. On a une association séricitique (Barnes 1979) accompagnée de quartz et de pyrite. C'est le type le plus répandu d'altération des roches acides (voir chapitre V), il s'accompagne d'une libération de silice qui recristallise sous forme de quartz. Le sodium est lessivé et il peut y avoir des apports plus ou moins importants de bore (tourmaline), de soufre et de fer (pyrite) et surtout de potassium (muscovite)-Boyle 1970-

La muscovite provient de l'hydrolyse des feldspaths par des eaux acides. Le plagioclase se décompose habituellement le premier (Pampura 1970). La solubilité des aluminosilicates de sodium est toujours plus forte que celle de leurs équivalents potassiques (Sokolova et Khodakovskiy, 1977).

On a donc: $3NaSi_3AlO_8 + 2H^+ + K^+ \longrightarrow KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3Na^+ + 6SiO_2$ (1)

albite-oligoclase muscovite (lessivé) quartz

Le sodium peut jouer le rôle de catalyseur dans l'hydrolyse du microcline:

$$3KSi_3AlO_8 + 2H^+ \longrightarrow KAL_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 2K^+ + 6SiO_2 \qquad (2)$$

Dans l'Est des Monts Krusnéhory Pampura considère que la séricitisation a pu se produire jusqu'à environ 1600m de profondeur. On peut donc supposer ici une pression maximale d'environ 50 Mpa que nous vérifierons avec les connaissances stratigraphiques régionales.

La dravite (voir annexe n° 5) résulte de l'action du bore sur les feldspaths à un stade pneumatolytique soit une température comprise entre 400° et 500°C.

L'étude du système SiO_2- Al_2O_3- K_2O- H_2O- HCl permet de calculer à P= 100 Mpa les domaines de stabilité de la muscovite relativement au feldspath potassique (Fig.48 A) et (Lemière B. et al, 1986) On peut donc ainsi estimer les valeurs pH et T: pH d'environ 4 pour une température de 400°C.

La séricitisation consomme des ions H^+ ce qui tend à faire baisser l'acidité de la solution et à libérer les sulfures: il en résulte une cristallisation de pyrite surtout marquée en bordure des zones séricitisées.

CONCLUSION

Les processus chimiques présentés ci-dessus expliquent bien la présence en bordure des secteurs minéralisés des métarhyolites pyriteuses devenant séricitеuses ou siliceuses ainsi que l'existence de dravite en quantité plus ou moins grande -on a des tourmalinites quand les feldspaths ont été complètements remplacés-

Les réactions montrent la liaison entre la diminution de la teneur en feldspaths et l'augmentation corrélative de la teneur en silice (quartz) et en Potassium (muscovite).

La baisse des teneurs en sodium des métarhyolites siliceuses et séricitеuses s'explique par la disparition précoce des plagioclases (réaction 1). Les métarhyolites silicifiées ont des teneurs en potassium relativement élevées car le feldspath résiduel est le microcline.

Par la suite, l'oxydation de la pyrite va conduire à une augmentation de l'acidité des fluides...

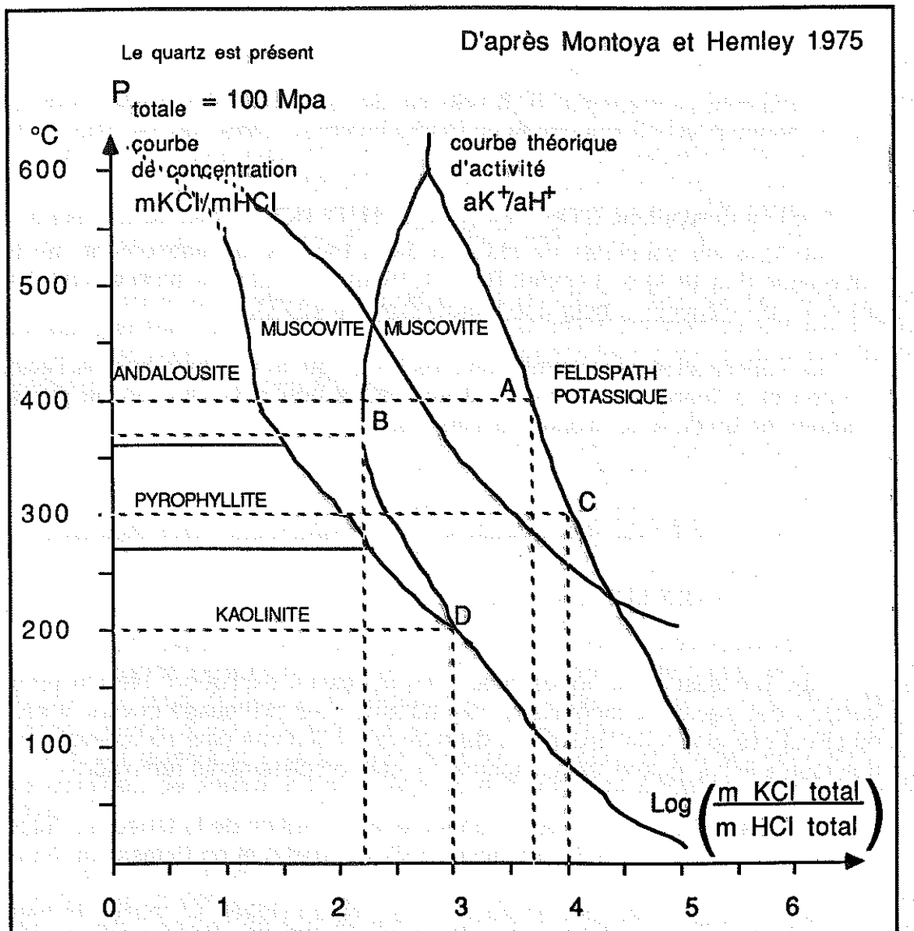


FIGURE 48 : courbe de concentration mKCl / mHCl et courbe d'activité aK^+ / aH^+ dans le système K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Les points A à D renvoient au paragraphe 3 du chapitre IV.

En se basant sur les données de Montoya et Hemley (1975), il est possible d'effectuer un calcul approché du pH à partir des températures déduites des assemblages minéraux (fig. 46) et de la figure ci-dessus.

Le pH ou potentiel hydrogène est défini de la manière suivante: $pH = - \log a H^+$

- $a H^+$ étant l'activité des ions hydrogène dans la solution considérée.

Pour estimer les pH on utilisera donc la courbe théorique d'activité $a k^+ / a H^+$.

A haute température les coefficients d'activité des ions ont des valeurs proches de l'unité.

$$2,5 < \log (a K^+ / a H^+) < 6 \qquad \text{(voir fig.48)}$$

$$a K^+ >> a H^+$$

$$[K^+] >> [H^+] \qquad (1) \qquad [\ ] \text{ concentration}$$

L'équation d'électroneutralité permet d'écrire:

$$[K^+] + [H^+] = [Cl^-] + [OH^-]$$

Le milieu est acide:

$$[H^+] >> [OH^-] \qquad (2)$$

$$[K^+] = [Cl^-] \qquad (1) \text{ et } (2)$$

$$[KCl] = [K^+]^2$$

Application:

1) **point A** . Pour une température de **400°C** :

$$\log a KCl = \log a K^{+2} = -1 \qquad \text{(Montoya et Hemley 1975)}$$

$$a K^+ = \sqrt{10^{-1}}$$

on a donc pour le point A :

$$\log (\sqrt{10^{-1}} / a H^+) \sim 3,6$$

$$\textbf{- log a H+ ~ 4}$$

2) **point B**. Pour une température de **370°C** :

-en procédant de la même manière on trouve un **pH équivalent voisin de 3.**

3) **point C.** Pour une température de **300°C.** A cette température l'activité de l'ion potassium est égale à 0,1 et l'on trouve un **pH équivalent voisin de 4.**

4) **point D.** Pour une température de **200°C** : le calcul permet d'estimer le **pH à 3.**

II) LA PHASE D'ALTERATION MAJEURE.

A - Initiale : association à andalousite, quartz, ... dravite et topaze.

La présence d'andalousite et l'absence de corindon ainsi que de pyrophyllite permet de situer la paragenèse dans le domaine E (triangle a, And.-Qz.-H_2O) de la figure 46. Nous verrons que les terrains de couverture permettent d'envisager une pression de 50 Mpa, ce qui dans le domaine E donne un intervalle de température allant de 360° à 425°C.

L'andalousite et le quartz résultent d'une altération de la séricite formée dans la phase précoce ou d'une transformation du microcline résiduel.

Ce processus se traduit par les réactions suivantes:

$$2 \text{ muscovites} + 2H^+ \longrightarrow \underset{\text{fissurales}}{3 \text{ andalousites}} + \underset{\substack{\text{silicification} \\ \text{et filons précoces}}}{3 \text{ quartz}} + 3\,H_2O + \underset{\text{lessivage.}}{2K^+} \quad (3)$$

$$2 \text{ microclines} \longrightarrow \text{andalousite} + 5 \text{ quartz} + K_2O. \quad (4)$$

La figure (48 B) permet de préciser les valeurs de la température et du pH. La température minimum est donnée par la limite d'apparition de la pyrophyllite soit : Tm ~ 360°C.

On a donc, compte tenu de la limite d'apparition du corindon 360°C < T < 425°C, ce qui correspond à un pH d'environ 3.

Ces conditions sont compatibles avec la présence de dravite, de topaze ainsi que de rutile (annexe 5).

Un apport de fluor au système Al_2O_3-SiO_2-H_2O peut conduire à la cristallisation de topaze (Barton ,1982).

CONCLUSION

Lors de la phase d'altération majeure les conditions sont rétrogrades (température en baisse) alors que l'acidité très marquée avec un apport de bore et de fluor explique l'association andalousite-topaze-quartz avec de la dravite et de l'ilménorutile. Le lessivage du potassium résultant de la cristallisation d'andalousite explique avec les très faibles quantité de dravite la quasi absence d'alcalins dans les faciès d'altération non sériciteux.

B - La phase intermédiaire à quartz et scorzalite.

Le quartz des fractures de l'andalousite et les parties silicifiées correspondent à la cristallisation de solutions tardives sursaturées en silice [fig 47, réaction 1]. On a des températures inférieures à 360°C avec cristallisation d'un phosphate d'alumine contenant du fer : la scorzalite.

La scorzalite (voir annexes) est associée à l'andalousite dans des reliques de fractures (à Cabanes Sud par ex.) mais en lame mince elle est parfois recoupante sur l'andalousite.

"Les phosphates d'alumine en présence d'acide phosphorique sont beaucoup plus stables que n'importe quel autre silicate" (Wise et Spencer ,1976).

Ceci nous permet d'envisager une attaque de l'andalousite ou de la muscovite résiduelle par l'acide phosphorique donnant de la scorzalite.

CONCLUSION:

Lors de la phase intermédiaire des solutions et des gaz riches en phosphore accompagnent les fluides siliceux alors que la température continue de baisser (P ~ 50 Mpa et T < 360°C).

C - La phase tardive à kaolinite .

Les conditions d'altération sont rétrogrades et les solutions acides sont sursaturées en quartz.

La kaolinite résulte, comme nous l'avons vu plus haut, d'une rétromorphose de l'andalousite.

La figure 47 montre que la baisse de température peut conduire en dessous de 360°C à l'apparition de pyrophyllite. Dans notre cas il n'y a pas eu, ou très peu, de cristallisation de pyrophyllite. Celà nous conduit à supposer que l'on est passé directement à la kaolinite.

En combinant les réactions des points B et D de la fig.47, on obtient la réaction suivante:

andalousite + quartz + $2H_2O$ ------> kaolinite (5)

Cette réaction pouvant se faire en conditions supergènes, tout ce que nous pouvons dire c'est que la température a continué de baisser pour atteindre à la fin un minimum qui est d'environ 80°C (compte tenu de la couverture de l'ordre de 1400 m avec un gradient évalué à 50°C/ Km).

Ces premières associations minérales résultant de fluides minéralisateurs et de réactions métasomatiques avec l'encaissant vont être soumises à l'action du métamorphisme schiste-vert qui de manière générale les affectera peu relativement à la roche mère (rhyolite).

Les effets seront décrits en commençant par les faciès les plus transformés pour aller vers les moins affectés par le métamorphisme.

I I I) LE METAMORPHISME SCHISTE-VERT.

Association quartz-séricite-chlorite.

Dans la rhyolite la matrice siliceuse mal cristallisée est recristallisée en petits quartz à joints triples. De la séricite orientée suivant des replis de flux cristallise à partir des feldspaths (albite-oligoclase) en donnant une foliation à la roche dont la plupart des feldspaths non transformés sont des microclines.

Au voisinage des zones hydrothermales fracturées la foliation est plus accentuée (métarhyolites schistosées) et il y a cataclase des quartz rhyolitiques et hydrothermaux.

Tout ce passe comme si le secteur altéré massif (faciès siliceux et alumineux) se comportait en corps dur "incompétent" pris dans une matrice schistosée (la rhyolite) beaucoup plus "compétente".

Les altérites enregistrent le métamorphisme schiste-vert surtout par une orientation de la tourmaline et de la muscovite. L'andalousite est silicifiée et parfois elle s'oriente (fragments allongés) perpendiculairement aux contraintes (voir ch. II et ch. III). De la séricite et un peu de chlorite ont cristallisé à partir de feldspaths résiduels dans des "blocs" de roche mère partiellement altérés au cours de l'hydrothermalisme.

Les données du chapitre I et l' estimation de l'épaisseur de la couverture permettent d'envisager une pression voisine de 100 Mpa.

Nous avions vu dans le paragraphe précédent que la kaolinite était métastable jusqu'à environ 337°C à 100 Mpa. Ceci laisse supposer que la température n'a pas dépassé 337°C au cours du métamorphisme car dans le cas contraire la kaolinite aurait été transformée en pyrophyllite et diaspore (fig. 47 réaction 4 et 2). Il n'est pas exclu qu'il y ait eu apparition de pyrophyllite au cours de cet épisode -ceci pourra être vérifié à la microsonde électronique-

La figure 48 C nous permet d'estimer le pH équivalent pour la cristallisation de séricite (muscovite) à partir du microcline.

On obtient un pH estimé à 4.

I V) L'ALTERATION ANTESTEPHANIENNE.

C'est un épisode d'altération superficielle qui affecte les altérites situées près de, ou sur, la surface d'érosion antéhouillère. L'action des eaux météoriques, à travers les fractures et microfractures, plus particulièrement sur les cristaux d'andalousite conduit à la genèse des minéraux suivant :

kaolinite, boehmite, illite et granules d'hématite.

La réaction de formation de la kaolinite à partir de l'andalousite a déjà été présentée auparavant (5). L'hydratation de la kaolinite peut conduire à l'apparition de boehmite ce qui se traduit par la réaction suivante:

$$Si_2O_5(OH)_4Al_2 + 3H_2O \text{ -----> } 2\,AlO(OH) + 2\,H_4SiO_4 \quad (6)$$

Nous ne détaillerons pas l'ensemble des réactions d'hydratation qui aboutissent aussi à la genèse d'illite. Il n'est pas exclu que de la gibbsite ait pu se former dans les zones les moins superficielles (voir annexe 5).

Pour ce qui est de l'hématite (granules) - elle se trouve dans les faciès à andalousite rose (voir annexe and. et ch. III)- la libération du fer ferreux du réseau et son oxydation a dû se faire uniquement dans les niveaux proches de la surface. La profondeur du passage entre zone oxydée et milieu réducteur devait varier en fonction des paramètres physico-chimiques locaux. Les analyses (voir annexe 3) donnent des teneurs en fer total similaires pour les faciès à andalousite rose et ceux à andalousite bleu.

CONCLUSION

Les transformations qui viennent d'être relatées apportent une explication au fait que l'on trouve parfois dans les mêmes secteurs les deux types d'andalousite.

Cet épisode d'altération explique aussi que dans les parties situées à une trentaine de mètres sous la surface d'érosion antéstéphanienne (ravin sud des Cabanes, ch. II) on ne trouve que de l'andalousite bleu.

Elles justifient aussi le fait que la boehmite et l'illite soient associées aux occurences d'andalousite rose. On a donc eu une phase de bauxitisation antérieure voir contemporaine du Stéphanien qui a pu se produire en bordure du bassin sur un escarpement de faille (voir ch.I 3).

Une phase prograde va suivre l'épisode d'altération supergène, elle va conduire à l'apparition de nouvelles paragenèses surtout exprimées dans les faciès riches en alumine (voir ch. III).

V) LA PHASE HYDROTHERMALE TARDIVE.

A - Le diaspore (dans les diaclases des roches à andalousite et dans les clivages de l'andalousite).

Les cristaux de diaspore signalés par Keller (1977) -voir annexe 5 - sont de très petite taille et résultent de recristallisations à la surface de cristaux primaires contrairement à ceux de la Montagne Noire qui sont souvent centimètriques et se disposent dans des fractures.

On peut donc conclure que leur origine n'est pas supergène et qu'elle est liée à des circulations fluides sous couverture.

Nous verrons en recalant cette histoire pétrogénétique sur l'évolution stratigraphique que l'on est amené à envisager une épaisseur de recouvrement ne dépassant guère la centaine de mètres pour le Houiller ce qui donne des pressions résultantes très faibles et des températures équivalentes (G = 5°C/ 100M) guère supérieures à la température ambiante.

Une partie de la boehmite métastable s'est transformée en diaspore (réaction 2 fig. 45) . La réaction à pu être favorisée par la présence de gaz réducteurs liés à la maturation de la matière organique du Houiller. Un milieu réducteur favorise la déstabilisation de la boehmite à basse température.

De toute façon, compte tenu de la taille des cristaux la température devait être voisine de 100°C.

B - La muscovite, la pyrophyllite,le quartz, la dravite et l'hématite.

B1 La muscovite tardive (associée à de la kaolinite et du quartz).

Elle a pu apparaitre à des températures allant de 50 à 270°C * maximum avec un pH variant du neutre à l'acide (pH ~2) (voir fig.48) par la réaction qui suit :

$$\text{kaolinite} + 2K^+ \text{ ----> muscovite} + 3H_2O + 2H^+ \quad (7)$$

* Le maximum correspond à la réaction d'apparition de la pyrophyllite (fig. 46 réaction 1).

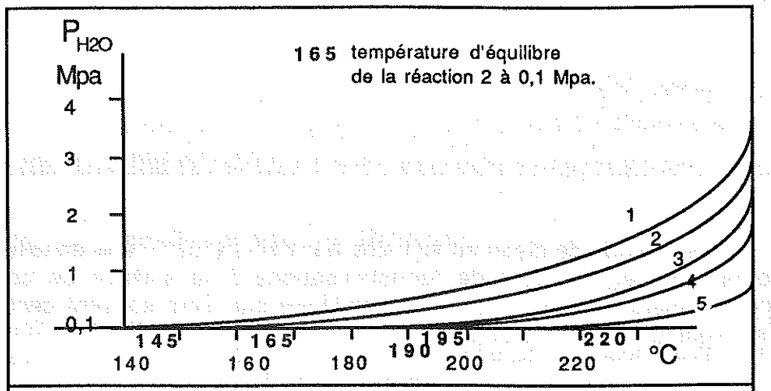


FIGURE 49 : courbes théoriques pression-température dans le système Al2O3-SiO2-H2O à faible pression d'eau. Les numéros 1 à 5 renvoient aux réactions de la figure 46. D'après HEMLEY et al 1980.

B2 La pyrophyllite réactionelle (en liserés autour du quartz, fig.313).

Elle s'est formée au cours du régime prograde au contact des grands cristaux de quartz et de la kaolinite (figure 46, réaction 1) par la réaction suivante :

Kaolinite + 2Qz --> Pyr. + H_2O (8)

La température est estimée à environ 265°C -équivalente à P= 30 Mpa- Il faut noter ici un résultat important obtenu par Hemley et al 1980 (Fig.49 réaction 1): à savoir que la réaction ci-dessus peut s'effectuer théoriquement à une température minimale de 145°C et ceci à la pression atmosphérique.

B3 La pyrophyllite (dans les diaclases des roches à andalousite, fig.410)

Elle s'est formée par la circulation d'eaux chargées en silice dont la température décroissait (régime rétrograde) ; ces dernières ont réagi avec l'andalousite en donnant de la pyrophyllite (réaction 4 fig.46) :

And. + 3Qz + H2O ---> Pyr. (9)

FIGURE 410: pyrophyllite dans une fracture de l'andalousite. (lame 118)

La remarque faite pour la réaction précédente est valable ici: cette réaction peut s'effectuer pour des pressions voisines des conditions ambiantes à une température de 195°C (fig. 411).

Cette réaction (9) explique aussi l'origine des liserés de pyrophyllite autour des quartz "inclus" dans l'andalousite.

L'intégration dans le contexte géologique régional (paragraphe 4) permet de supposer que la température n'a guère dépassé 200 à 250°C ce qui correspond pour la réaction (9) à un intervalle de pH allant de 2,5 à 3 (fig. 49).

B4 La tourmaline et l'hématite.

Les conditions physico-chimiques d'apparition de ces minéraux (voir annexe 5) sont compatibles avec celles définies pour la muscovite et la pyrophyllite.

V I)LES PHOSPHATES TARDIFS(wilkéite, fluorapatite et hinsdalite) ET LA BARYTINE.
(en bordure des cristaux de scorzalite).

Nous ne détaillerons pas les mécanismes d'apparition de ces minéraux, pour plus de précision, le lecteur est renvoyé à l' annexe 5 .

La wilkéite, la fluorapatite et l'hinsdalite ont cristallisé à partir de solutions résiduelles enrichies en phosphore, alumine et fer résultant de la dissolution de la pyrite et de la corrosion des tourmalines .

La barytine résulte de la circulation de fluides enrichis en baryum.

Les conditions d'altération sont hypogènes (T < 100°C) avec des pH neutres à acides.

V I) ALTERATION SUB-ACTUELLE A KAOLINITE, LIMONITE ET GOETHITE.
(dans les fractures tardives et fantômes d'andalousite).

Les conditions sont superficielles, le fer provient essentiellement de la dravite, du clinochlore, des phosphates, de l'ilménorutile et surtout des fantômes de pyrite.

CONCLUSION.

Les roches à andalousite sont constituées d'assemblages minéralogiques en déséquilibre résultant de leur histoire complexe.

Les réactions déterminées pour les différentes paragenèses complètent en les explicitant les données de terrain – zonations; disparition des feldspaths, tourmaline filons de quartz – et sont en accord avec les analyses chimiques.

L'andalousite a cristallisé à une température voisine de 370°C alors que le diaspore se place dans les triangles And.-Kao.-Dia. des zones A et B (voir fig. 46), c'est un minéral de basse température: 100°C < T < 200°et de faible pression.

Par contre la pyrophyllite est une phase de plus haute température correspondant aux secteurs B C D de la figure 2: 195°C < T < 250°C. L'histoire relativement complexe de ces assemblages en déséquilibre est résumée par le tableau 15.

L'assemblage à diaspore et pyrophyllite suppose des fluides très acides (Hemley 1980) avec un apport de fer, de bore et de magnésium. L'estimation des températures correspondant aux différentes paragenèses a permis d'évaluer les valeurs de pH . On vérifie ainsi que les conditions d'altération sont nettement acides.

Les paramètres physico-chimiques étudiés dans ce paragraphe ont permis d'étayer les arguments de terrain et de laboratoire. Le paragraphe suivant esquisse une intégration de l'évolution des paragenèses dans l'histoire géologique régionale.

4) CALAGE DE L'HISTOIRE PETROGENETIQUE DES ALTERITES SUR LE CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL (tableau 15).

Le but de ce paragraphe est de situer les diverses phases d'altération par rapport à l'évolution de la couverture des métarhyolites et aux faits marquants de l'histoire régionale.

Le dépot des rhyolites est daté de manière relative, il est antérieur au dépot du volcanodétritique du Layrac.

Ces manifestations volcaniques sont incluses dans une série volcanosédimentaire correspondant à un volcanisme d'affinité calco-alcaline (disposition en rides et bassin, voir ch. I).

I) L'ALTERATION SERICITIQUE PRECOCE DES RHYOLITES.

Cette phase de séricitisation associée à des phénomènes de silicification, tourmalinisation et pyritisation s'est effectuée à une température voisine de 400°C avec un pH voisin de 4.

La circulation des fluides a pu se produire à la faveur de zones de fracturation et de réchauffement proches de cheminées volcaniques liées à l'intrusion du granite du Mendic (ch.I).

En bordure des zones d'altération les schistes du Layrac contiennent des cristaux de pyrite déformés et de la tourmaline (ch. II).

Par conséquent, il est possible de situer cet épisode d'altération au début du Cambrien inférieur (fig 411 B) d'autant que l'ensemble de la Montagne Noire est soumis à un régime tectonique distensif à cette époque (ch I). La puissance maximale de couverture retenue correspond à celle du volcanodétritique du Layrac et des alternances gréso-carbonatées (tableau 1); soit de l'ordre de 550 m ce qui donne une pression correspondante de l'ordre de 20 Mpa (27,5 Mpa / km, in Winkler, 1974).

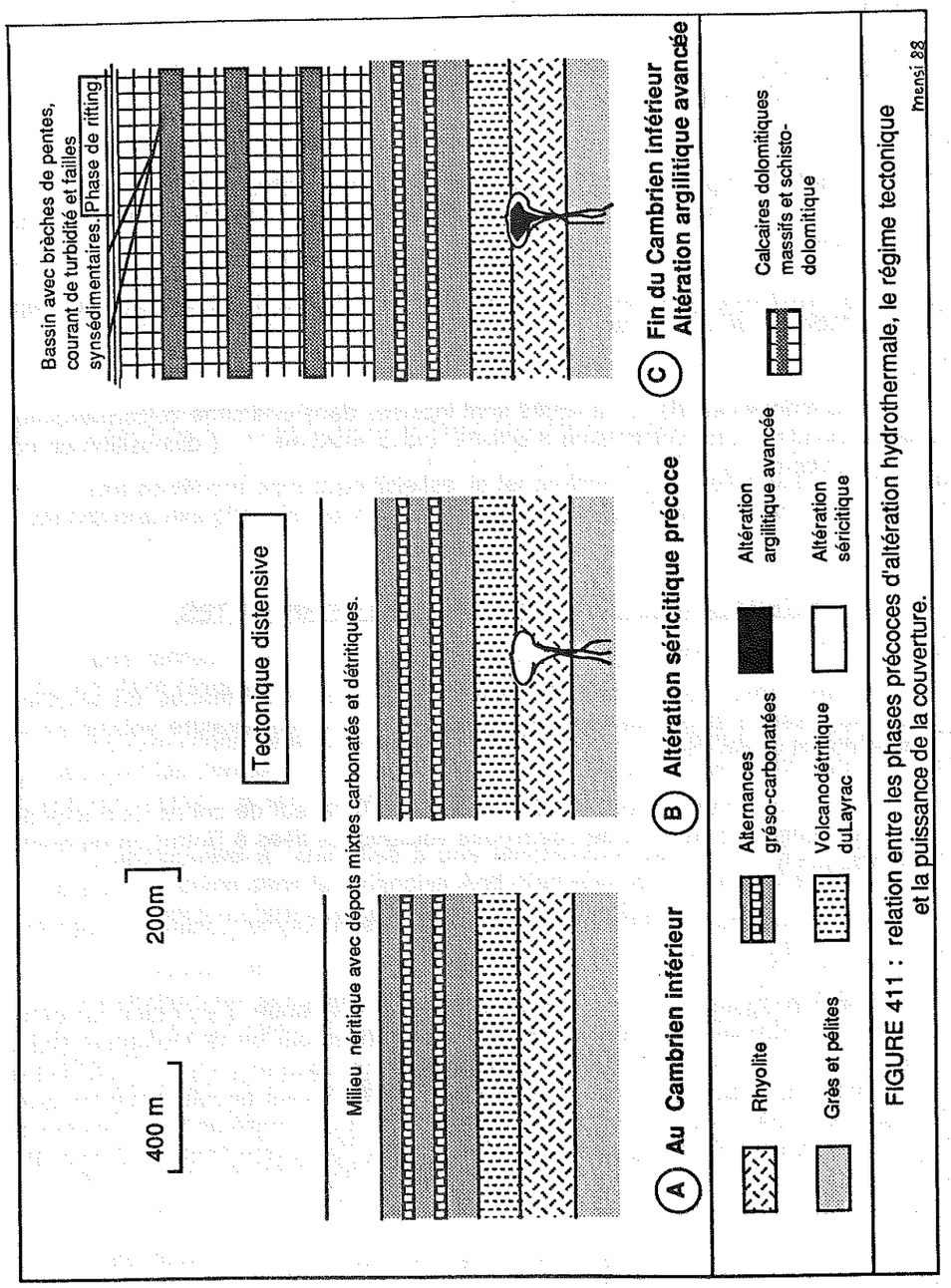


FIGURE 411 : relation entre les phases précoces d'altération hydrothermale, le régime tectonique et la puissance de la couverture.

II) LA PHASE D'ALTERATION MAJEURE.

Elle correspond à une altération de type argilitique avancée (ch. V 1) qui s'effectue en régime rétrograde. La température baisse progressivement et l'acidité des fluides augmente.

A - Initiale.

Elle se caractérise essentiellement par la cristallisation d'andalousite, de quartz et de dravite à une température d'environ 370°C et un pH voisin de 3. Il y a un apport de bore et de fluor avec un lessivage du potassium.

B - Intermédiaire.

Il y a cristallisation de quartz et de scorzalite à une température proche de 360°C. Il y a, cette fois apport de phosphore*.

C - Tardive.

L'andalousite est rétromorphosée en kaolinite avec une température qui continue de baisser pour atteindre un minimum, compte tenu de la couverture, d'environ 75°C.

L'étude pétrogénétique a montré que cette phase est antérieure au métamorphisme - l'andalousite est antérieure à la foliation S1 des métarhyolites - et postérieure à la précédente. Il n'y a pas d'arguments supplémentaires pour situer cette phase mais l'on peut raisonnablement supposer que l'ensemble des transformations hydrothermales 1) et 2) se sont produites sur un laps de temps n'excédant guère une dizaine de millions d'années. (l'âge des porphyres les plus récents étant d'environ un million d'années).

Nous situerons donc de manière très grossière et indicative la phase II) entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen (fig. 411C) d'autant que cette époque est une phase de rifting (ch.I 3) dans l'ensemble de la Montagne Noire. Ceci nous conduit à une estimation de couverture de l'ordre de 1600 m.

*Dans l'écaille de Brusque, située au Nord-ouest, on trouve des phosphorites cambriennes qui se sont déposées dans un milieu sédimentaire peu profond où la sédimentation calcaréo-phosphatée était fréquemment et temporairement interrompue par des manifestations volcaniques et explosives (Priand, 1979).

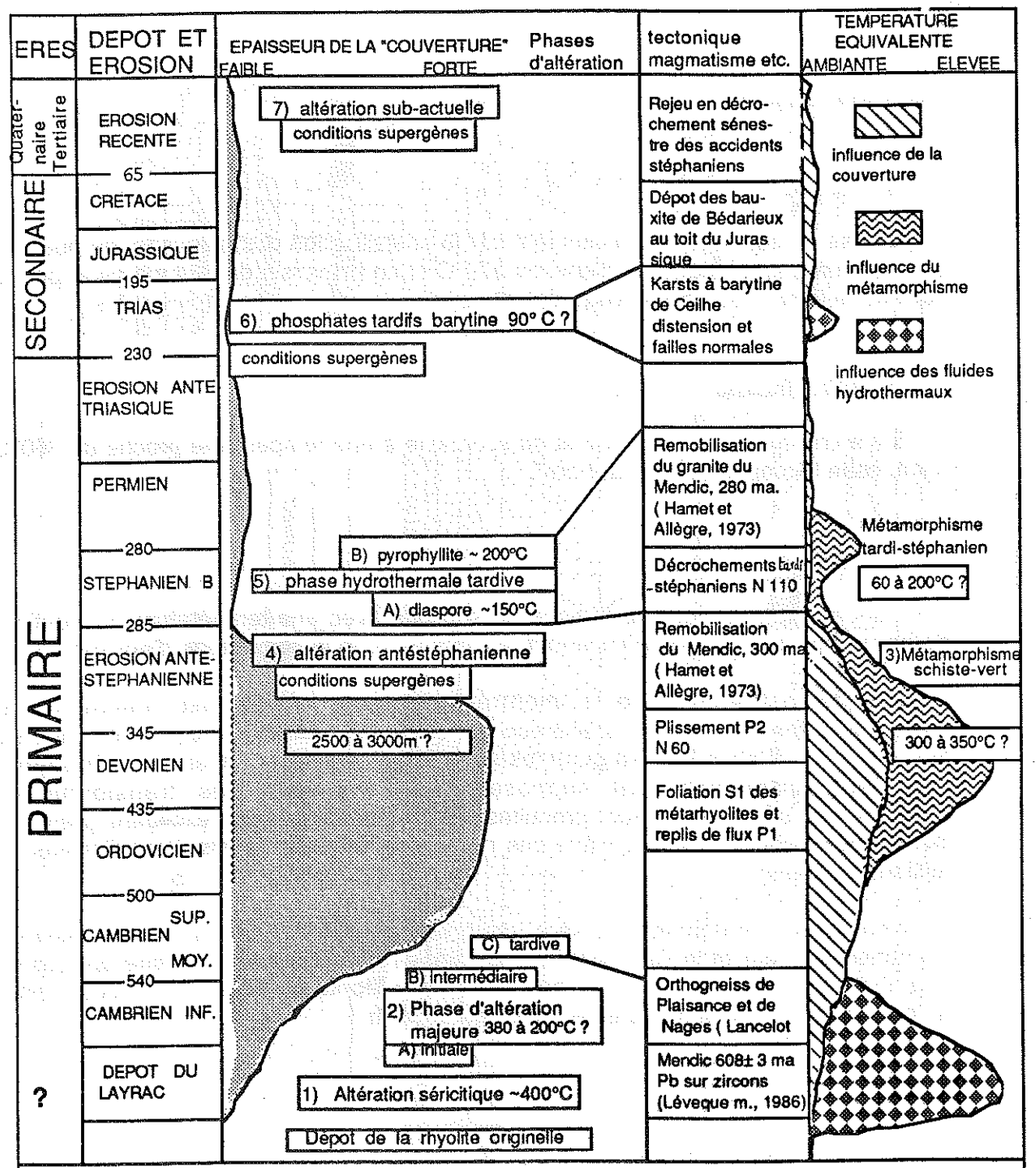


TABLEAU 15 : Calage des phases d'altération par rapport à la sédimentation et au métamorphisme avec les principaux évènements tectoniques.

Mensi 88

III) LE METAMORPHISME SCHISTE-VERT.

L'âge de ce métamorphisme n'est pas établi pour l'unité I d'Avène mais en se basant sur les résultats obtenus pour la zone axiale de la Montagne-Noire (Hamet, 1975), il peut être estimé à 345 ou 350 millions d'années. Les altérites ont été étirées (fig. 412) au cours de cette phase ce qui explique en partie leur faible puissance et leur allure stratiforme actuelle.

IV) L'ALTERATION ANTESTEPHANIENNE.

Les données de terrain (proximité de la surface d'érosion antéstéphanienne (ch.II), de diffractométrie X (boehmite, illite, ch.III), d'analyses (Fe_2O_3 dans les andalousites roses et bleus, ch III et IV) et d'observation au microscope permettent de situer cette phase après le plissement P2 du Mendic et juste avant les premiers dépots du Houiller (fig. 413 et 414 A).

V) LA PHASE HYDROTHERMALE TARDIVE.

L'étude des lames minces a montré que le diaspore est antérieur à la pyrophyllite et l'étude pétrogénétique (fig. 411) permet d'estimer la température minimale Tm de cristallisation de ce dernier minéral dans les fractures de l'andalousite à 195 °C.

Le diaspore provient (ch IV) de la transformation de la boehmite sous faible couverture. La transformation de la boehmite en diaspore a pu être favorisée par les gaz réducteurs du Houiller.

Le diaspore se serait formé sous faible couverture à une température voisine de 100°C alors que la pyrophyllite résulterait de circulations d'eaux chaudes (~ 200°C) sous couverture un peu plus importante.

Tout ce qui précède nous conduit à placer la phase hydrothermale tardive entre le début du Stéphanien et les décrochements de la fin du Stéphanien (fig. 414).

Ceci est tout à fait en accord avec le contexte géologique local puisqu'à la même époque les charbons ont enregistré un épisode thermique qui a atteint 250°C environ à Plaisance et environ 60° C dans le secteur des Cabanes. (ch. I et tableau 1).

La température enregistrée par les charbons proches des Cabanes ne suffit pas à expliquer la cristallisation de la pyrophyllite mais l'étude de Becq-Giraudon et Gonzales (1986) a montré que les isothermes les plus hautes se moulent sur les accidents méridiens tardistéphaniens.

Par conséquent les températures pouvaient être beaucoup plus élevées (~ 200°C) dans ce secteur très accidenté et fracturé (ch. II, Cabanes) qui de plus se trouvait sous couverture houillère.

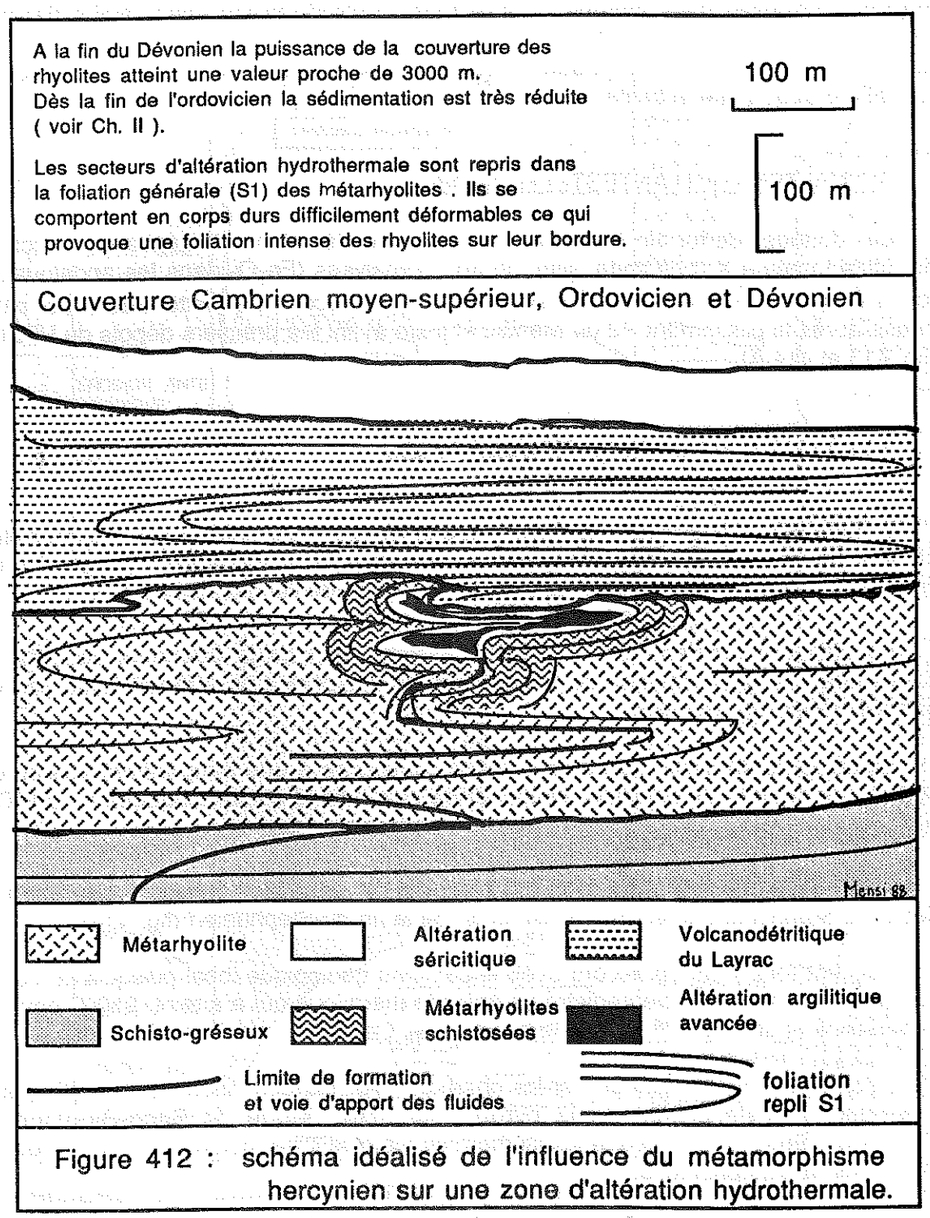


Figure 412 : schéma idéalisé de l'influence du métamorphisme hercynien sur une zone d'altération hydrothermale.

VI) LES PHOSPHATES TARDIFS ET LA BARYTINE (fig.415A).

L'étude bibliographique (annexe 5) a montré que l'hinsdalite, la wilkéite et la fluorapatite sont des phosphates d'altération supergène.

Il se disposent en auréole d'altération autour des cristaux de scorzalite.

La barytine n'a pas pu être correctement située relativement aux autres minéraux à cause du manque d'échantillon.

Dans la région du Folat ont trouve des filons à quartz et barytine sur la surface d'érosion antétriasique. A Ceilhes, il existe des karsts triasiques à barytine.

Cette phase tardive peut donc se placer entre la fin et le début du Trias d'autant que des circulations hydrothermales se sont produites en divers point de la région à cette époque (Ceilhes, le Folat, Lodève...).

VII) L'ALTERATION SUB-ACTUELLE A KAOLINITE, LIMONITE ET GOETHITE (fig.415 B).

La région a été émergée à partir du Crétacé et les roches placées en conditions d'altération superficielles.

CONCLUSION.

Les différentes phases d'altération sont maintenant intégrées de manière relative dans l'histoire géologique régionale. Les paramètres pression, température et pH sont compatibles avec l'évolution de la couverture et les épisodes de réchauffement connus (métamorphisme).

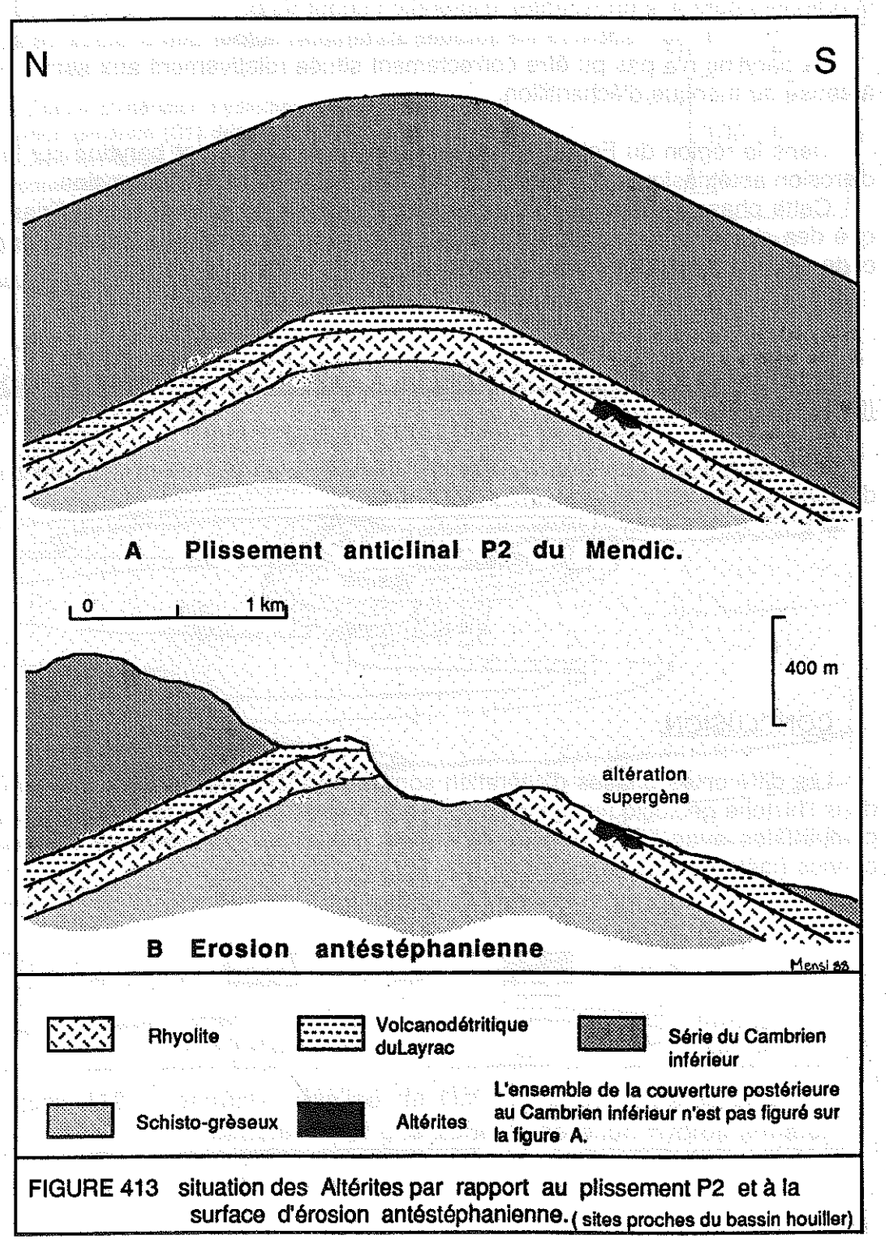


FIGURE 413 situation des Altérites par rapport au plissement P2 et à la surface d'érosion antéstéphanienne. (sites proches du bassin houiller)

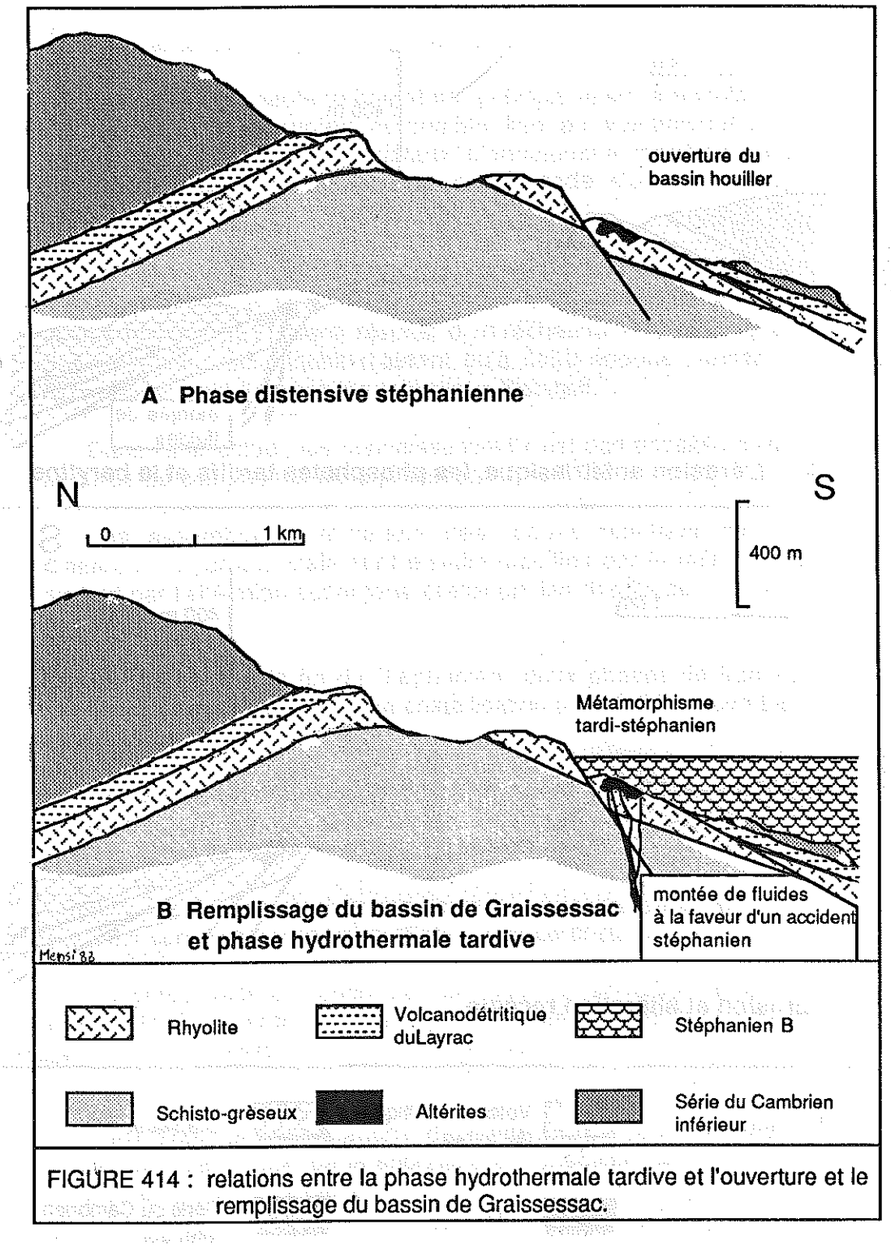


FIGURE 414 : relations entre la phase hydrothermale tardive et l'ouverture et le remplissage du bassin de Graissessac.

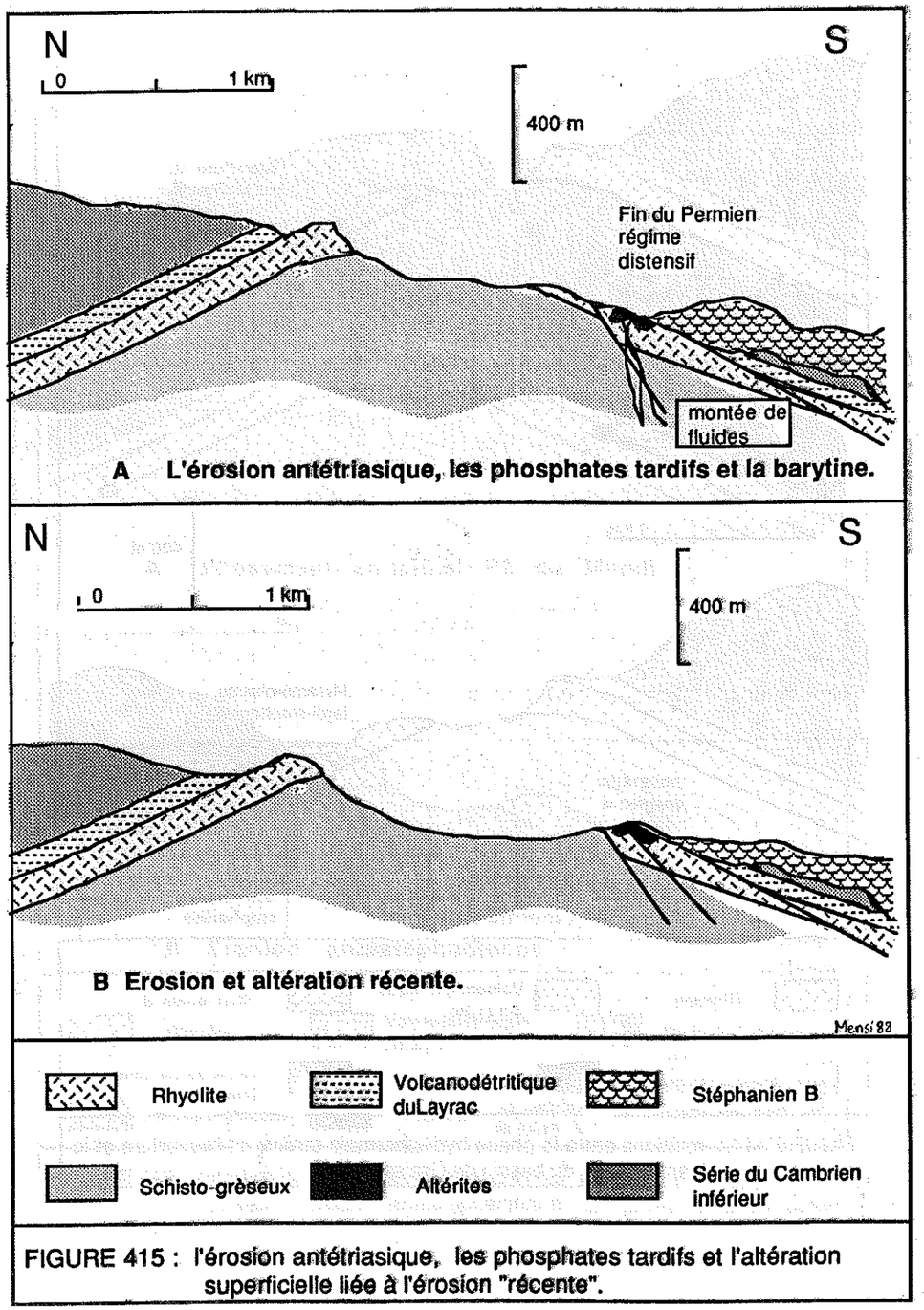


FIGURE 415 : l'érosion antétriasique, les phosphates tardifs et l'altération superficielle liée à l'érosion "récente".

CONCLUSION DU CHAPITRE IV.

Les minéraux constituant les altérites ont été regroupés en paragenèses correspondant chacunes à des conditions physicochimiques particulières ;

L'altération de la rhyolite originelle s'est faite au cours de trois phases principales:

-1) la première de haute température, principalement à andalousite est antérieure au métamorphisme hercynien et semble liée au volcanisme cambrien de marge continentale (ch. I). Les cristaux d'andalousite montrent des "caractéristiques fissurales" laissant supposer que cet épisode s'est accompagné d'une intense fracturation.

L'Unité I d'Avène aurait donc été soumise à des circulations hydrothermales entre le Précambrien et le début du Cambrien moyen. Ces eaux chaudes (~300-400°C) et acides (pH 3-4) pourraient résulter d'un réchauffement lié au granite du Mendic ou à des appareils volcaniques d'autant qu'à cette époque l'ensemble de la Montagne Noire est soumis à un régime tectonique distensif.

Dans l'état actuel des connaissances il n'est pas possible d'estimer avec précision la durée de ces phénomènes précoces.

Les assemblages minéraux des roches résultant de ce premier épisode d'altération hydrothermale sont ensuite modifiés par le métamorphisme hercynien et surtout par l'altération supergène précédant les dépôts du Houiller.

-2) Au début et à la fin du Stéphanien deux phases de fracturation et d'altération conduisent respectivement à la cristallisation sous faible couverture de diaspore et de pyrophyllite.

Cet épisode est beaucoup moins important en volume que le premier puisque les minéraux correspondants se mettent en place dans des fractures ou forment des masses lenticulaires pluridécimètriques (ch.II. et III).

La cristallisation du diaspore serait liée à la maturation de la couverture houillère. Ceci est confirmé par le fait qu'il n'y a pas de cristaux macroscopiques de diaspore à Serviès et au Lissobre (ch. III).

La pyrophyllite se rencontre dans tous les sites. Son apparition semble liée au métamorphisme tardistéphanien qui est contemporain d'une phase de réchauffement général (remobilisation du Mendic, tableau 15).

-3) Au Trias, des circulations de fluides supergènes ou sous faible couverture provoquent l'altération de la scorzalite en hinsdalite, wilkéite et fluorapatite ainsi que la mise en place de barytine.

CHAPITRE V

CHAPITRE V) L'ALTERATION HYDROTHERMALE DES ROCHES ALUMINOSILICATEES ET LA ZONALITE DES ALTERITES.

INTRODUCTION.

Le but de ce chapitre est de préciser les relations qui peuvent exister entre la zonalité des faciès d'altération et les paramètres controlant l'altération hydrothermale des roches acides.

Un premier paragraphe traitant de l'altération hydrothermale des roches aluminosilicatées présente en s'appuyant sur des exemples concrets les divers faciès d'altération en fonction de l'intensité des transformations.

Le second paragraphe présente une méthode tenant compte des variations de densité entre la roche mère et les faciès d'altération dans les estimations de transferts de matière. Il s'agit de la méthode de Gresens, cette dernière permet d'esquisser une classification des éléments en fonction de leur mobilité relative.

Le troisième paragraphe établi un parallèle entre les phases d'altération suuccessives caractérisées dans le chapitre IV, la mobilité des divers éléments et les zonalités observées sur le terrain.

Pour finir, le dernier paragraphe présente quelques sites mondiaux à paragenèses alumineuses ayant des caractéristiques similaires à celles qui ont été déterminées dans ce travail.

1) L'ALTERATION HYDROTHERMALE DES ROCHES ALUMINOSILICATEES.

INTRODUCTION.

L'altération hydrothermale d'une roche résulte de l'action et de la circulation de fluides à température largement supérieure à la température ambiante. Un fluide hydrothermal est une solution aqueuse contenant comme éléments majeurs du sodium, du potassium, du calcium et du chlore.

D'autres éléments peuvent êtres présents en plus ou moins grande quantité; il s'agit principalement du magnésium, du brome, du bore, des sulfures et du strontium.

Les processus métasomatiques mis en jeu supposent la mobilisation d'une importante quantité de fluides, ce qui demande une perméabilité des roches considérable et un temps très long. Les fluides, en déséquilibre constant avec l'encaissant, provoquent des transferts de chaleur et de constituants chimiques à des distances plus ou moins grandes.

La composition des paragenèses hydrothermales dépend principalement des paramètres suivant:

- de la composition chimique et minéralogique de la roche altérée.

- des caractéristiques du fluide minéralisateur, c'est à dire de la nature et de la concentration des éléments en solution ainsi que de la température, du pH et de la pression.

- du rapport entre la pression des fluides et la pression totale (pression lithostatique).

I) LES PRINCIPAUX PARAMETRES DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE.

A - La température et la pression des fluides.

La température joue un rôle de premier ordre dans l'équilibre des phases minérales soumises à l'action de fluides hydrothermaux. En effet les domaines de stabilité des assemblages minéraux varient considérablement avec la température alors que l'effet des variations de pression sur ces domaines est beaucoup moins marqué.

La circulation des fluides se fait par un phénomène d'hydrofracturation lié à l'élévation de leur température qui peut résulter de la mise en place d'un batholite ou bien avoir une origine tectonique (shear zone).

Dans des conditions de température et de pression élevées, l'eau a une action catalytique sur les réactions. Elle permet, par l'action du proton H^+ de l'ion hydroxyle OH^-, la coupure des liaisons des silicates et tectosilicates ce qui provoque leur mise en solution bien au-dessous de leur point de fusion (Wyart 1975).

B - La profondeur et le pH.

Le pH d'une solution hydrothermale est suceptible de varier au cours du temps ce qui entraine dans certains cas une succession de faciès emboités.

Dans une étude génétique des gisements de type Kuruko au Japon (Urabe,1974) montre qu'ils peuvent se classer en trois types et que la différence des paragenèses d'altération s'explique essentiellement par la variation de pH des fluides hydrothermaux qui transitent à travers les tufs.

Les gisements Kuruko à kaolinite, pyrophyllite et diaspore se sont par exemple formés dans des conditions de PH faible alors que ceux contenant de la séricite, de la chlorite et des carbonates résultent de l'action de fluides à pH élévé.

Au cours de l'ascension d'une solution sa température baisse alors que les potentiels chimiques du soufre et de l'oxygène augmentent, ceci tend à faire passer le pH du pôle alcalin au pôle acide (Radanova et Velinov 1970). Cet effet est en partie compensé par la baisse de la solubilité du quartz (baisse de l'acidité de la solution) au cours de la montée des fluides.

Dans certain cas on observera une zonation verticale des faciès; alcalins en profondeur, neutres puis acides dans les dernières centaines de mètre sous la surface.

C - L'hydrofracturation et la circulation des fluides.

L'abondance des phases hydrothermales dépend de l'importance des circulations de fluides et donc de l'hydrofracturation des roches. Ce dernier phénomène est lié à la température des fluides mais aussi aux caractéristiques pétrographiques et physiques (cohésion, porosité...) de la roche encaissante ainsi qu'à la pression lithostatique.

Au-delà de 1000 à 2500 m de profondeur, l'augmentation de pression serait due à la transition entre les roches à porosité et fissuration importantes communicant avec la surface ($P_{H2O} < P_t$) et celles compactes à pression hydrostatique élévée ($P_{H2O} = P_t$) Ivanov (1970). A une profondeur d'environ 4000 m la porosité des roches est déjà voisine de 0 et au-delà la migration des solutions dans les espaces intergranulaires est théoriquement rendue impossible par la densité de la roche.

Les réactions hydrothermales ne pourront donc se faire que dans les niveaux structuraux situés au-dessus de 4000 m de profondeur.

II) LES FACIES D'ALTERATION HYDROTHERMALE.

Dans la plupart des altérations hydrothermales les circulations centrifuges de fluides entrainent la création de zones d'altération concentriques, chacune étant caractérisée par un minéral dominant ou une paragenèse particulière.

La zonation peu aussi provenir de plusieurs phases de circulation de fluides emboitées. L'exemple qui suit (fig. 51) permet de constater que l'on ne peut pas toujours trancher en ce qui concerne l'origine des zonations observées.

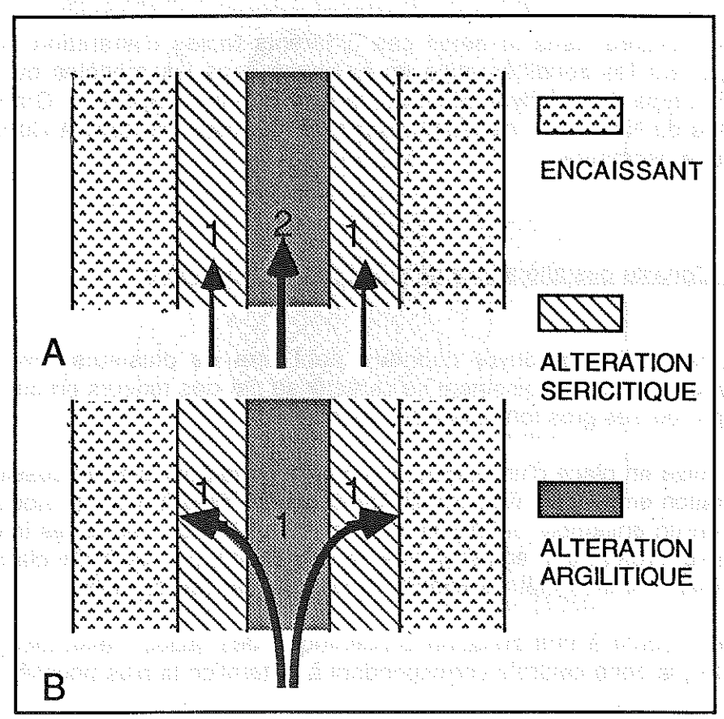


FIGURE 51 : hypothèses sur la genèse de la zonation observé dans une zone d'altération hydrothermale d'après Stremprok (1970).

Dans le secteur d'altération hydrothermale de Srednogorian (Bulgarie) des roches à quartz, andalousite et dickite sont bordées par une bande de roches à quartz séricite Stremprok (1970). Une telle disposition peut s'expliquer par deux modèles génétiques:

- on peut avoir (fig. 51A) deux phases d'altération emboitées, la première étant une séricitisation des feldspaths et la seconde une transformation de la muscovite en andalousite dans la zone centrale.

- la zonation observée peu aussi résulter (fig. 51B) d'une seule phase hydrothermale avec un effet de circulation centrifuge des fluides et migration différentielle des éléments.

Les faciès d'altération des roches silico-alumineuses peuvent se classer suivant un ordre d'intensité d'altération croissante (Rose et Burt, 1979 dans Sexauer, 1983). On distingue successivement les faciès propylitique, argilitique, séricitique, argilitique avancé, potassique et pour finir la silicification. L'altération séricitique et la silicification peuvent êtres accompanées de tourmalinisation et de pyritisation.

La figure 55 permet de situer les principaux types d'altération en fonction de la température et des activités relatives du potassium et de l'hydrogène.

Pour décrire dans le détail ces différents faciès d'altération nous allons nous appuyer sur les zonalités mise en évidence dans les modèles ou gites suivant: la zonation type du porphyre cuprifère, le dépot de pyrophyllite de Grandville County en Caroline du Nord, la zone d'altération hydrothermale de Zaza à Cuba et la zonation dans une pegmatite.

A - Zonalité des altérations dans un porphyre cuprifère.

La taille d'un porphyre cuprifère peut être de plusieurs Km^2 (1 à 10 km de diamètre), ce type de gisement se caractérise par des teneurs en cuivre très faibles et donc par de très gros tonnages de minerai traité.

La mise en place d'un porphyre cuprifère se fait par une succession de phases de fracturation emboitées avec circulation de fluides liées à des intrusions plutoniques. Un drain ou un ensemble de drains hydrothermaux zonés, liés à des intrusions multiples de faible profondeur entraine une multiplication par cent du clarke du cuivre ou localement d'autres métaux comme le molybdène, l'étain ou l'or.

Ceci aboutit à une zonation concentrique des faciès d'altération,(Routhier, 1980) (fig. 52)*, la zone centrale correspondant à l'altération la plus poussée.

*La figure présentée est inspirée de Lowell et Guilbert, le modèle établi par ces auteurs se base sur le gisement de San Manuel-Kalamazoo en Arizona et est complété à partir de la synthèse des données concernant la zonation de 27 gisements du type porphyre cuprifère. C'est donc le modèle de référence pour la zonation des gisements de ce type. Le modèle est statistique et ne montre pas la progression, dans l'espace et dans le temps, du drain hydrothermal et des altérations qui peuvent se succéder et se recouvrir.

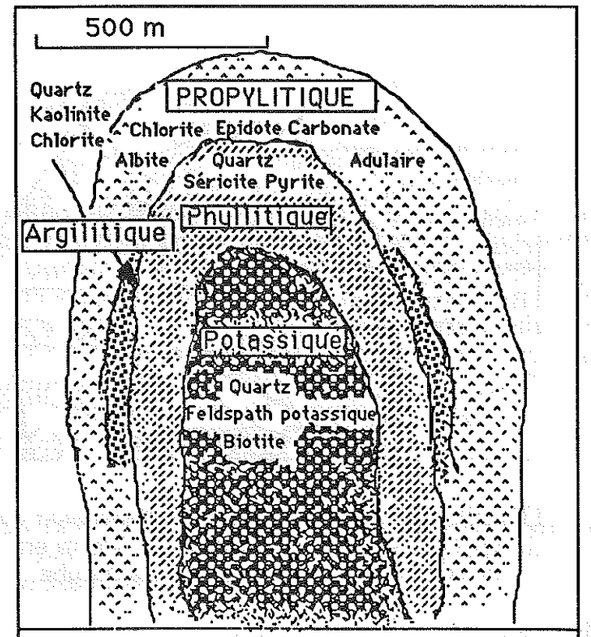


FIGURE 52: modèle type de la zonation minéralogique de l'altération pour un porphyre cuprifère. D'après Lowell et Guilbert dans Routhier (1980).

B - Zonalités du dépot de pyrophyllite de Grandville County et des quartzites de la zone Zaza à Cuba.

La zonation du dépot de pyrophyllite de Grandville County en Caroline du Nord, (fig. 53 A) est extraite de la thèse de Sexauer (1983). Les différents faciès observés proviennent de l'altération de volcanites acides par des circulations de fluides hydrothermaux.

Le second schéma, (fig.53 B) a été établi grâce aux données de Velinov et Al (1983). Ces auteurs ont étudié l'altération hydrothermale de roches rhyolitiques du crétacé sur plusieurs sites de la zone Zaza à Cuba.

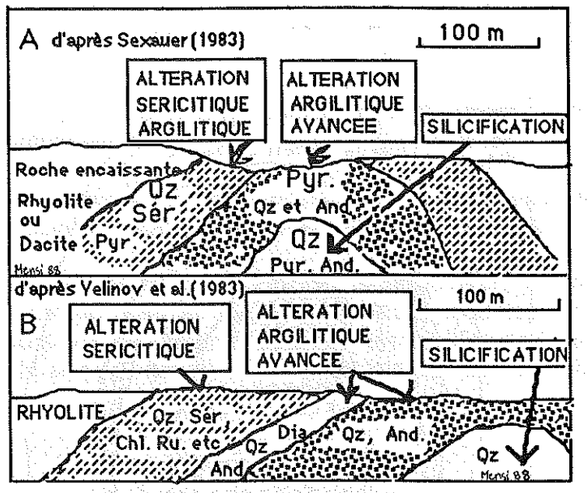


FIGURE 53 : zonation des faciès d'altération du dépot de pyrophyllite de Grandville County en Caroline du Nord et de la zone Zaza à Cuba.

C - Zonalités dans une pegmatite.

L'exemple retenu (fig.54) est celui de la lentille d'Angarf-Sud située dans l'Anti-Atlas Marocain (Routhier 1963). Sur les autres figures les zonations sont présentées en coupe alors que pour la pegmatite la représentation des faciès d'altération se fait sur en plan.

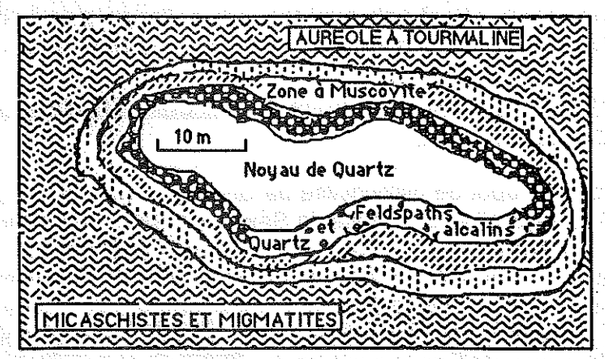


FIGURE 54 ; zonalité schématique de la lentille de pegmatite d'Angarf-Sud d'après Routhier (1963).

Dans les figures 52, 53 et 54 les figurés choisis montrent l'équivalence des faciès d'altération entre le modèle du porphyre cuprifère et les autres types retenus. La zone d'altération phyllitique correspond aux zones sériciticques de la figure 53 et à la zone à muscovite dans le cas de la pegmatite.

D - Description des faciès d'altération..

Les différent faciès d'altération sont décrit en s'appuyant sur la classification de Meyer et Hemley (1967) figurant dans l'ouvrage "Hydrothermals rocks" de Barnes (1979). La classification établie par ces auteurs est complétée par la description de types d'altération supplémentaires comme les phénomènes de tourmalinisation et de silicification. Le lecteur est renvoyé aux modèles d'altération présentés auparavant chaque fois qu' il est nécessaire de situer les différentes dénominations.

a) L'altération propylitique.

Elle se manifeste dans l'enveloppe externe des porphyres cuprifère (fig.52) en affectant des volumes de roche considérables. Ce type d'altération n'est pas exprimé dans la zonation des autres modèles présentés.

Le faciès propylitique se caractérise par la présence d'épidote ou de chlorite avec parfois des apports importants d'eau, de CO_2 et de sulfures. Dans certains secteurs une partie de la silice peut être lessivée avec le sodium et le potassium (Gustafson et Hunt,1975).

A El Salvador (porphyre cuprifère) le faciès contient du quartz , du plagioclase, de la chlorite et de la calcite.

b) L'altération argilitique.

L'altération argilitique n'est pas toujours clairement exprimée dans les porphyres cuprifères. Dans le gite de pyrophyllite de Grandville County ce type d'altération ne peut pas se différencier de l'altération séricitique qui est largement dominante.

La muscovite et la quartz, insensibles à l'argilitisation sont avec la kaolinite les phases typiques de ce type d'altération . Les plagioclases sont en grande partie altérés en kaolinite avec des petites quantités de montmorillonite et d'argiles amorphes. Le feldspath potassique est métastable, il n'est pas altéré.

c) L'altération séricitique.

Ce type d'altération correspond à la zone d'altération phyllitique des porphyres cuprifère (fig. 52) et à l'enveloppe externe des monoquartzites de Zaza à Cuba (fig. 53 b), on le retrouve dans la zone à muscovite des pegmatites.

C'est le type d'altération le plus fréquent, il conduit au développement de mica potassique (séricite ou hydromuscovite) par hydratation des feldspaths. La muscovite peu aussi résulter, dans le cas de roches très altérées, de la remobilisation du potassium, de la silice et de l'aluminium des zones internes. On peut trouver un peu de kaolinite, de chlorite et de tourmaline ce qui rapelle la zonation d'une pegmatite (fig. 54). En effet la zone à muscovite (séricitique) est entourée d'une auréole à tourmaline.

d) La tourmalinisation.

Ce processus qui est souvent associé aux réactions de silicification se traduit par des apports de quantités variables de bore et d'eau ainsi que des pertes en alcalins (Li, Rb, Cs, et K) et en alcalino-terreux (Ba, Sr).

Une étude statistique des associations à tourmaline dans les pegmatites granitiques a montré qu'elle est généralement associée au quartz et qu'on la trouve plus souvent avec la muscovite (fig.54) qu'avec la biotite.

Dans le stade pneumatolytique de l'altération la tourmalinisation peut se faire par introduction de bore qui attaque les minéraux granitiques. Le remplacement complet de la biotite et des feldspaths par de la tourmaline conduit à une roche à quartz et tourmaline.

e) L'altération argilitique avancée.

C'est une altération argilitique complète, c'est à dire que tous les feldspaths sont transformés en kaolinite, dickite, pyrophyllite, diaspore et andalousite.

Les fluides sont très acides et leur tranche de température détermine la paragenèse dominante. En effet, si la température est inférieure à 360°C la kaolinite et la dickite sont dominantes alors que au-dessus de cette valeur la pyrophyllite et l'andalousite sont les phases principales.

L'altération argilitique avancée peut se manifester localement dans certains porphyres cuprifères comme à El Salvador où l'on trouve de l'andalousite près de la zone d'altération séricitique. Dans d'autre cas on peut avoir de la pyrophyllite et du diaspore dans la zone argilitique d'un porphyre cuprifère. Ce faciès est représenté à Granville County et à Cuba (fig. 53).

Les gites à pyrophyllite, kaolinite et muscovite de type Roseki au Japon résultent de l'altération argilitique avancée d'une rhyolite. Au voisinages des secteurs altérés la roche encaissante devient plus dure et plus compacte à cause de la silicification, les phénocristaux de plagioclase sont altérés en mica blanc et calcite (Sudo 1970).

f) L'altération potassique.

Elle se localise dans la zone interne (bord interne de la concentration en cuivre) des porphyres cuprifères qui équivaut à la zone à feldspaths alcalins des pegmatites.

Les plagioclases et minéraux mafiques sont altérés en phénocristaux de feldspath potassique et biotite. Dans les porphyres cuprifères de Butte (Montana), El Salvador (Chili) et North Sulawesi (Indonésie) des petits cristaux d'andalousite accessoire apparaissent dans la zone d'altération potassique.

C'est aussi le cas dans le district d'Elkhorn (Montana) où l'observation microscopique suggère que le feldspath potassique a été altéré en muscovite et que cette dernière s'est transformé en andalousite (Steefel et al 1984).

g) Les processus de silicification.

Dans la pegmatite, à Cuba et à Grandville County la zone la plus silicifiée occupe le coeur du complexe d'altération.

La partie centrale du site (pegmatite, fig. 54) ou des modèles (Grandville County et Cuba, fig.53) correspond à une intense circulation de fluides enrichis en silice. Cette dernière peut être apportée par les fluides mais provient surtout de l'altération séricitique des feldspaths. Le lessivage de la silice est plus intense en profondeur mais près de la surface la solubilité du quartz baisse, ceci provoque une cristallisation intense de ce dernier minéral.

La silice est très mobile, elle peut donc migrer vers les zones périphériques d'altération où elle se manifeste sous forme de filon de quartz plus ou moins serrés.

h) La pyritisation.

Elle consiste dans le développement de pyrite disséminée, le soufre étant apportés par les fluides hydrothermaux et le fer provenant des silicates et oxydes de fer. Ce minéral est du reste commun à tous les sites altérés de par le monde. Dans les porphyres cuprifères il peut représenter plusieurs pourcents des zones argilitiques et séricitiques.

i) La greisenitisation.

C'est un type d'altération voisin des faciès argilitique avancé ou phyllitique qui provoque la cristallisation de plus grandes quantité de muscovite. La différence essentielle est l'absence de pyrophyllite.

Il peut conduire à des zones ultra micacées, quasi mono-minérales fréquentes dans les "pegmatites fertiles" et dans les zones réactionnelles entre certains granites et leur encaissant.

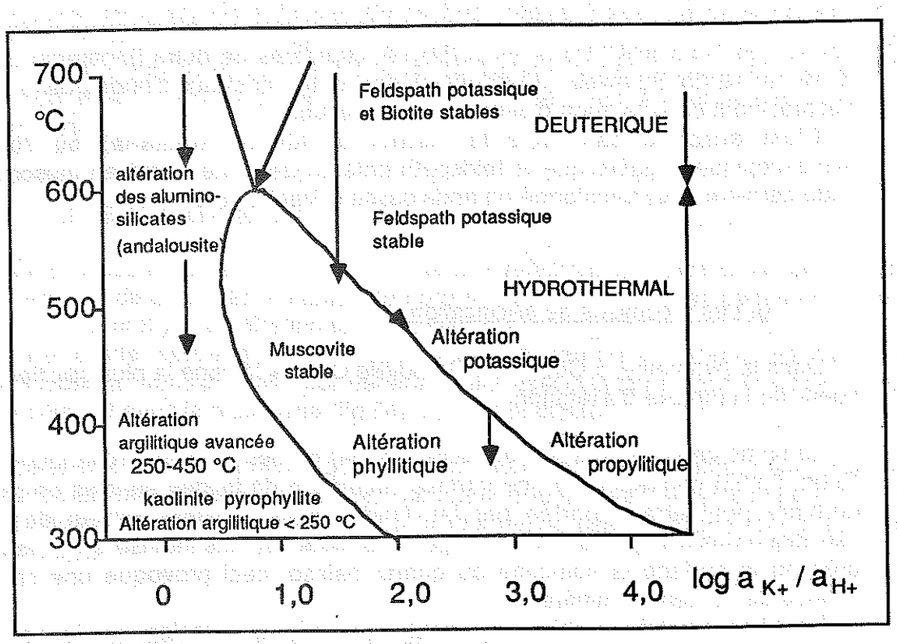


FIGURE 55 : localisation des dfifférents types d'altération en fonction de la température et des activités relatives du potassium et de l'hydro-en solution dans les fluides d'après Guilbert et Park (1986).

CONCLUSION.

Les circulations hydrothermales dans les roches acides conduisent à des faciès d'altération qui se disposent généralement de manière concentrique autour du secteur d'apport majeur des fluides. L'intensité des transformations chimicominéralogiques diminue vers les régions périphériques et l'on passe en général progressivement à la roche encaissante non altérée.

La disposition en faciès d'altération concentriques peut s'expliquer:

- 1) par plusieurs phases de fracturation et de circulation de fluides emboitées: c'est le modèle génétique du porphyre cuprifère.
- 2) par un seul épisode de circulation de fluide centrifuge dont la température baisse lorsque l'on s'éloigne de la zone d'apport profond. La composition du fluide varie du centre vers les zones externes à cause de la migration différentielle des éléments et des altération-cristallisations successives.C'est la seconde hypothèse présenté dans l'exemple du site Srednogorian.

Nous avons montré dans le paragraphe f) que l'on trouvait de l'andalousite comme minéral accessoire dans certains porphyres cuprifères. Il est donc possible de faire un parallèle entre la zone centrale à andalousite et quartz (silicification) de Grandville County et la zone d'altération potassique de certains Porphyres.

Les gites à pyrophyllite et les roches de la zone Zaza à Cuba présentent des types d'altération et de zonalité proches de ceux des Porphyres. La différence minéralogique majeure est l'absence des feldspaths , Comme dans les pegmatites "fertiles" la partie centrale est silicifiée.

Les modèles et exemples d'altération présentés dans ce paragraphe vont servir de guide pour établir le modèle génétique des roches étudiée dans ce travail.

Les sites hautement alumineux de l'unité I d'Avène sont constitués d'une enveloppe d'altération séricitique silicifiée et tourmalinisée bordant une zone interne d'altération argilitique avancée.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

2) APPLICATION DE LA METHODE DE GRESENS ET ESQUISSE D'UNE CLASSIFICATION DES ELEMENTS EN FONCTION DE LEUR MOBILITE RELATIVE.

INTRODUCTION.

Les processus métasomatiques ne peuvent pas être étudiés seulement par la comparaison des pourcentages en oxydes entre la roche mère et les différentes altérites. Le lessivage des éléments mobiles au cours de l'altération augmente le pourcentage relatif des éléments inertes et se traduit par une perte de masse.

Les variations de densité peuvent êtres importantes entre la roche mère et les altérites. On a par exemple une variation de densité de + 9,2 % entre la métarhyolite et l'andalousitite.

Pour comparer des faciès métasomatiques il faut donc tenir compte de leur densité respective et classer les éléments constituant la roche en fonction de leur mobilité relative. Ceci permet une approche quantitative des transferts de masse qui ont conduit de la roche mère aux altérites.

I) MOBILITE RELATIVE DES ELEMENTS.

Les éléments peuvent être classés en fonction de leur mobilité relative, l'eau et le gaz carbonique étant dans tous les cas les éléments les plus mobiles.

Les sulfures, le chlore, le potassium, le sodium et le bore sont très mobiles dans la plupart des phénomènes métasomatiques.

La mobilité du calcium, du magnésium, du silicium et du fer est fortement dépendante de la température, de la profondeur et de la composition de la roche.

Les composants les moins mobiles sont le phosphore, le titane et l'aluminium. La mobilité de l'aluminium dans un système hydrothermal augmente de manière considérable avec la température, elle dépend du rapport d'activité a_{K+} / a_{H+} et a_{Na+} / a_{H+}.

Beaucoup de chercheurs ont écrit les équations métasomatiques en considérant l'aluminium comme un élément inerte, en fait cet élément est mobile dans une grande variété de processus métasomatiques. Au cours du remplacement de la séricite par l'andalousite, l'alumine est apportée par les solutions percolantes. Dans les réactions de greisenisation et de silicification l'aluminium est évacué par les fluides (Sokolova et Khodakovskiy, 1977).

I I) LES EQUATIONS DE GRESENS.

L'équation générale de Gresens (1967) reprise par Avison (1986) dans l'étude des phénomènes métasomatiques des rhyolites de Lough Guitane en Irlande est présentée ci-dessous.

Soit une roche initiale de densité ∂_0 et une roche transformée de densité ∂_1, la perte ou le gain en grammes Δn d'un composant n peut s'exprimer par l'équation suivante :

$$\Delta n = m\left[(K_V . n^1) . \partial_1 / \partial_0 - n^0 \right] \qquad (1)$$

m : masse de l'échantillon.

K_V : rapport du volume final sur le volume initial.

n^0 : fraction en masse de l'oxyde n dans la roche initiale.

n^1 : fraction en masse de l'oxyde n dans la roche transformée.

Si m est pris égal à 100g Δ n devient un pourcentage et l'équation s'écrit:

$$\Delta n = (K_V . n^1 . K_\partial) - n^0 \quad (2) \qquad \text{avec } K_\partial = \partial_1 / \partial_0$$

Le résultat obtenu exprime un gain ou une perte qui tient compte des variations de densité observées. Ceci permet de déterminer les éléments qui ont été réellement mobiles au cours de l'altération.

A - Application de la méthode de Gresens.

En pratique pour le calcul on considère pour chaque élément deux hypothèses:

- 1) l'élément est inerte ou très peu mobile, dans ce cas la perte ou le gain Δ n sont apparents et sont liés à une variation de volume qui résulte de la perte ou du gain en éléments mobiles.

L'équation (2) permet de calculer K_V en posant $\Delta n = 0$.

$$K_V = n^0 / n^1 . K_\partial \qquad (3)$$

$$\text{avec } K_\partial = \partial_1 / \partial_0$$

- 2) l'élément est mobile, dans ce cas la perte ou le gain Δ n sont réels et ne correspondent pas à une variation de volume. la valeur de K_V est voisine de l'unité.

On peut donc calculer Δ n à partir de l'équation (2) en posant $K_V = 1$.

$$\Delta n(\%) = n^1 . K_\partial - n^0 \qquad (4)$$

Dans le but de comparer les valeurs Δn obtenues pour des éléments différents on effectue pour chaque élément une normalisation relativement à la roche mère en calculant Δ f n.

$$\Delta fn = \Delta n(\%) / n^0(\%) \qquad (5)$$

En première approche les éléments ayant des valeurs de K_V proches de l'unité sont ceux qui ont été les plus mobiles au cours de l'altération.

Les éléments d'un faciès donné qui ont des valeurs de Δ fn voisines sont ceux qui ont été peu mobiles. En effet celà signifie que les pertes ou gains pour ces éléments sont apparentes et résultent du gain ou de la perte d'un élément mobile, la silice par exemple. A l'inverse les éléments ayant des K_V et des Δ f n différents ont été apportés de manière indépendante et par conséquent ils n'ont pas pu rester immobile au cours de l'altération.

L'application directe de la méthode n'a pas donné de résultats cohérents car il n'a pas été possible de déterminer les mobilités relatives des éléments. Les résultats obtenus pour le faciès hyperalumineux conduisaient à supposer les alcalins immobiles ce qui est en contradiction totale avec les observations de terrain et les données d'analyses brutes.

Ceci pourrait provenir du fait que l'altération de la roche mère s'est éffectuée de manière polyphasée.

Pour quantifier les transferts d'éléments dans les divers faciès d'altération il a fallu partir de l'hypothèse que l'alumine est un élément inerte.

Dans la réalité l'alumine à été mobile à l'échelle pluridécimètrique puisque l'andalousite xénomorphe a cristallisé dans des fractures et que la pyrophyllite se dispose dans un système de fractures recoupant les altérites.

TABLEAU 16 : bilan des transferts de matière entre la métarhyolite et les faciès de bordure.

	Métarhyolite		Kv= 1,10	Métarhyolite		Kv= 0,64	Métarhyolite		Kv= 2,06	Facies		Kv= 0,86
FACIES	siliceuse			sériciteuse			sans feldspaths			à tourmaline		
Roche mère		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn
métarhyolite	%	%		%	%		%	%		%	%	
% SiO2	79,43	11,54	**0,15**	66,73	-32,60	**-0,43**	86,47	100,99	**1,33**	75,76	-8,44	**-0,11**
Al2O3	11,82	0,00	0,00	19,99	0,00	0,00	6,37	0,00	0,00	14,6	0,00	0,00
Fe2O3	1,44	-0,47	-0,23	1,89	-0,83	-0,40	1,16	0,32	0,15	4,13	1,63	**0,79**
MgO	0,67	0,18	0,32	1,02	0,11	0,19	1,23	1,96	**3,50**	1,34	0,64	**1,14**
CaO	0,11	-0,30	-0,71	0,18	-0,30	**-0,72**	0,32	0,24	0,56	0,09	-0,34	**-0,81**
Na2O	1,18	-0,20	-0,13	0,25	-1,34	**-0,89**	1,50	1,57	**1,05**	0,74	-0,84	**-0,56**
K2O	3,15	-0,93	**-0,21**	5,81	-0,62	-0,14	1,32	-1,71	**-0,39**	0,72	-3,77	**-0,85**
TiO2	0,14	-0,01	-0,03	0,18	-0,04	-0,27	0,40	0,66	**4,12**	1	0,73	**4,59**
P2O5	0,08	-0,06	-0,41	0,14	-0,06	-0,39	0,10	0,05	0,37	0,09	-0,07	-0,46
P.F	1,9	0,58	0,38	3,06	0,48	0,31	1,04	0,61	0,40	1,8	0,09	0,06
densité mesurée	2,706			2,764			2,691			2,812		
ppm												
Rb	166	-34	-0,16	332	0	0,00	79	-55	**-0,25**	30	-190	**-0,88**
Sr	70	31	0,68	65	-4	-0,08	78	114	**2,47**	229	159	**3,45**
Zr	74	-5	-0,06	103	-20	**-0,23**	123	165	**1,90**	251	137	**1,58**
Nb	8	-2	-0,20	8	-6	-0,53	8	5	0,49	18	5	0,46
Pb	12	2	0,20	8	-6	-0,53	8	5	0,49	2	-9	-0,84

FACIES		Facies	Kv= 0,66		Facies	Kv= 2,30		Facies	Kv= 0,93		Facies	Kv= 0,79
Roche mère		de transition			hypersiliceux			Siliceux			"Plaisance	
métarhyolite		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn
	%	%		%	%		%	%		%	%	
SiO2	69,75	-30,14	**-0,40**	87,84	124,24	**1,63**	78,17	-4,12	**-0,05**	74,70	-17,04	**-0,22**
Al2O3	19,78	0,00	0,00	5,72	0,00	0,00	14,16	0,00	0,00	16,49	0,00	0,00
Fe2O3	1,14	-1,31	**-0,63**	0,85	-0,12	-0,06	1,03	-1,11	-0,54	2,51	-0,07	-0,04
MgO	0,52	-0,22	**-0,39**	1,24	2,27	**4,05**	0,67	0,06	0,10	0,48	-0,18	-0,32
CaO	0,08	-0,37	**-0,87**	0,37	0,42	**1,01**	0,06	-0,36	**-0,87**	0,07	-0,36	**-0,87**
Na2O	1,00	-0,84	**-0,56**	1,05	0,90	**0,60**	0,89	-0,68	-0,45	0,59	-1,03	**-0,69**
K2O	3,23	-2,28	**-0,52**	0,50	-3,27	-0,74	0,57	-3,88	-0,88	1,03	-3,59	**-0,82**
TiO2	0,22	-0,01	-0,09	0,35	0,64	**3,99**	0,21	0,03	0,21	0,15	-0,04	-0,26
P2O5	0,09	-0,09	-0,60	0,26	0,44	**2,95**	0,01	-0,14	-0,94	0,10	-0,07	-0,47
P.F	3,74	0,95	0,62	1,83	2,66	1,75	4,20	2,35	1,55	3,48	1,23	0,81
ppm												
Rb	122	-137	**-0,63**	26	-158	-0,73	31	-188	-0,87	57	-172	-0,79
Sr	311	159	**3,46**	2023	4569	**99,34**	704	603	**13,10**	719	523	**11,37**
Zr	110	-14	**-0,17**	234	447	**5,14**	122	25	0,29	101	-7	-0,08
Nb	11	-4	-0,34	22	39	**3,56**	14	2	0,17	15	1	0,08
Pb	11	-4	-0,34	253	566	**51,47**	34	20	**1,85**	17	2	0,22
densité mesurée		2,721			2,692			2,678			2,723	

TABLEAU 17 : bilan des transferts de matière entre la métarhyolite et les altérites.

A l'échelle de la zonation d'un site la mobilité de l'alumine est négligeable devant celle de la silice et des alcalins. L'enrichissement en alumine des altérites résulte donc du lessivage de la silice et des autres éléments mobiles (alcalins...). La perte des éléments mobiles correspond à une perte de masse et donc à une perte de volume Δ v.

Cette perte de volume a dû entretenir la perméabilité au cours des transferts de matière.

L'équation (3) permet de calculer le Kv de chaque faciès en supposant l'alumine inerte (Δ n = 0) . On calcule alors les Δ n des éléments autres que l'alumine, un Δ n positif correspondant à un enrichissement et à l'inverse un signe négatif exprimant un appauvrissement..

B - Exploitation des résultats et estimation de la mobilité relative des éléments.

La composition retenue pour la roche mère correspond à la moyenne (tableau 8) de dix analyses de métarhyolites (annexe 3 A). Les résultats des calculs par la méthode de Gresens (tableaux 16, 17 et 18) sont présentés de la manière suivante:

- pour chaque faciès d'altération la composition pondérale en oxydes et éléments traces ainsi que la densité sont figurées avec le Kv et les pertes ou gains (Δ n: absolus et Δ fn : relatifs) par rapport à la composition de la métarhyolite initiale.

Les valeurs de Kv inférieures à 1 expriment des diminutions de volume alors que celles qui sont supérieures à un traduisent des augmentations de volume. Un Kv de 0,64 équivaut par exemple à une baisse de volume Δ v de 36% alors qu'un Kv de 1,10 correspond à une augmentation de volume de 10%.

La teneur d'un élément très mobile comme la silice est très variable dans les différents faciès d'altération, ceci équivaut à des pertes ou gains relatifs (par rapport à la métarhyolite) importants. Les andalousitites (Δ fn = -0,88) et le faciès hypersiliceux (Δ fn = 1,63) sont les pôles extrêmes (ch.III) issus de la différenciation de la métarhyolite, ils correspondent respectivement à un lessivage de 88% de la silice originelle et à un apport représentant 63% de la quantité initiale de silice.

Le gain ou la perte relatifs Δ fn sont considérés comme significatifs si et seulement si les conditions suivantes sont vérifiées:

- il faut que la perte ou le gain absolu Δ n soit un résultat significatif, c'est à dire qu'il soit supérieur en valeur absolue à la précision analytique (tableau 19) pour l'élément considéré.

- il faut aussi puisque les analyses sont des moyennes, que la perte ou le gain relatif Δ fn soit supérieur au coefficient de variation C (tableau 19) qui correspond au rapport écart type sur moyenne (les écart types sont figurésdans les annexes). Le Coefficient de variation C a été calculé pour diverses populations correspondant chacune à un faciès pétrographique.

Roche mère									
Métarhyolite		Facies	Kv=0,64		Facies	Kv= 0,61	Métarhyolit		Kv= 0,66
FACIES		Cabanes		Tournols			à Andalousite		
		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn
%	%	%		%	%		%	%	
SiO2	70,16	-31,58	**-0,41**	70,77	-33,10	**-0,43**	72,39	-28,06	**-0,37**
Al2O3	20,54	0,00	0,00	21,45	0,00	0,00	19,64	0,00	0,00
Fe2O3	1,02	-1,41	**-0,69**	0,77	-1,59	**-0,77**	0,99	-1,40	**-0,68**
MgO	0,39	-0,31	**-0,56**	0,26	-0,40	-0,72	0,35	-0,33	-0,58
CaO	0,10	-0,36	**-0,85**	0,04	-0,40	**-0,94**	0,12	-0,34	**-0,81**
Na2O	0,93	-0,91	**-0,61**	0,85	-0,98	**-0,66**	0,74	-1,01	**-0,67**
K2O	0,28	-4,23	**-0,96**	0,16	-4,31	**-0,98**	0,17	-4,30	**-0,97**
TiO2	0,24	-0,01	-0,05	0,27	0,00	0,03	0,20	-0,03	-0,17
P2O5	0,02	-0,14	-0,92	0,00	-0,15	-1,00	0,12	-0,07	-0,47
P.F	5,94	2,25	1,48	5,32	1,72	1,13	5,08	1,86	1,22
ppm									
Rb	21	-204	**-0,94**	12	-210	**-0,97**	15	-207	**-0,95**
Sr	1305	783	**17,02**	333	157	**3,40**	2423	1564	**34,00**
Zr	114	-15	-0,17	148	3	0,03	141	7	0,08
Nb	16	-1	-0,08	18	0	0,00	16	0	-0,03
Pb	30	8	**0,73**	24	4	0,33	69	35	**3,17**
densité mesurée		2,672			2,692			2,735	
			Kv=0,22		Faciès	Kv= 0,53		Faciès	Kv= 0,40
FACIES	Andalousitite			à Kaolinite			Hyperalumineux		
		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn		Δn	ΔFn
%	%	%		%	%		%	%	
SiO2	37,03	-67,23	**-0,88**	64,82	-41,94	**-0,55**	46,20	-61,67	**-0,81**
Al2O3	54,12	0,00	0,00	24,72	0,00	0,00	41,60	0,00	0,00
Fe2O3	1,17	-1,78	**-0,86**	1,05	-1,51	**-0,73**	0,21	-1,99	**-0,97**
MgO	0,01	-0,56	-1,00	0,34	-0,38	-0,68	0,06	-0,54	**-0,97**
CaO	0,11	-0,39	-0,94	0,12	-0,36	**-0,85**	0,03	-0,41	**-0,98**
Na2O	0,34	-1,42	**-0,95**	0,60	-1,18	**-0,79**	0,01	-1,50	**-1,00**
K2O	0,21	-4,36	**-0,99**	1,84	-3,44	**-0,78**	0,10	-4,38	**-0,99**
TiO2	0,17	-0,12	-0,74	0,20	-0,05	-0,34	0,01	-0,16	**-0,98**
P2O5	0,26	-0,09	-0,58	0,05	-0,12	-0,82	0,00	-0,15	-1,00
P.F	6,48	0,04	0,03	6,06	1,68	1,10	12,60	2,43	1,60
ppm									
Rb	9	-215	**-0,99**	78	-176	**-0,81**	17	-212	**-0,98**
Sr	3363	765	**16,63**	837	396	**8,61**	125	-7	-0,15
Zr	144	-52	**-0,60**	133	-17	**-0,19**	124	-48	**-0,55**
Nb	18	-7	-0,61	16	-3	-0,23	16	-6	-0,54
Pb	104	14	1,28	47	14	**1,26**	20	-5	-0,43
densité mesurée		2,949			2,701			2,654	

TABLEAU 18 : bilan des transferts de matière entre la métarhyolite et les altérites.

Un élément pour lequel ces deux conditions ne sont pas vérifiées dans un faciès donné sera considéré comme inerte (Δ fn = 0).

Les valeurs de Δ fn significatives ont été figurées en gras sur les tableaux 16, 17 et 18.

Les éléments seront classés en fonction de leur mobilité relative par comparaison de leur Δ fn moyen obtenu à partir de la somme de leur Δ fn.

B1 Les éléments inertes ou très peu mobiles.

Ce sont les éléments pour lesquels la valeur Δ fn moyen n'est pas significative compte tenu de la précision instrumentale et des coefficients de variation. Pour les faciès où une seule analyse a été effectuée on prend en compte uniquement la précision analytique pour l'élément considéré. Dans ce dernier cas, pour être significative la valeur Δ n doit être au moins égale à deux fois la précision analytique*.

Le niobium et le phosphore ont une valeur moyenne de Δ fn respectivement de 0,25 et 0,21 qui sont dans la plupart des faciès inférieures au coéfficient de variation C (tableau 19). Par conséquent ces éléments seront considérés comme inertes.

L'alumine a été considérée comme inerte mais nous avons vu que cet élément est néanmoins mobile à l'échelle pluridécimètrique.

B2 Les éléments à mobilité élevée.

Les valeurs de Δ fn moyen obtenues permettent de classer ces élément par ordre de mobilité croissante. La succession est la suivante:

1) le fer, 2)la silice, 3) le potassium et le rubidium.

Ces deux derniers éléments ont des valeurs de Δ fn (tableau 18) identiques compte tenu des incertitudes ceci montre que leur comportement a été le même au cours de l'altération. Ceci provient du fait que le rubidium se substitue à une partie du potassium dans les minéraux potassiques.

Le soufre et le bore n'ont pas été analysés mais les roches riches en tourmaline (ch. III) et l'abondance de pyrite en bordure des secteurs d'altération (ch. IV) témoignent d'une mobilisation importante de ces deux éléments.

* En assimilant la précision analytique à l'écart type on choisit un intervalle de confiance de $\Delta \pm \Sigma$ avec un seuil de probabilité de 65,5%.

	FACIES	Métarhyolite		Métarhyolite		Faciès		Faciès		Faciès	
				silicéuse		Siliceux		hypersiliceux		Plaisance	
	précision	écart	C	écart	C	écart	C	écart	C	écart	C
%	analytique	type		type		type		type		type	
SiO2	0,57	1,51	0,02	1,62	0,02	1,33	0,02	3,29	0,04	2,02	0,03
Al2O3	0,49	0,81	0,06	0,70	0,06	1,41	0,10	2,57	0,45	3,20	0,19
Fe2O3	0,61	0,38	0,18	0,50	0,35	0,28	0,27	0,10	0,12	0,55	0,22
MgO	0,2	0,29	0,52	0,32	0,48	0,23	0,34	0,32	0,26	0,42	0,88
CaO	0,11	0,20	0,48	0,11	1,00	0,02	0,33	0,26	0,70	0,03	0,43
Na2O	0,38	0,76	0,51	0,52	0,44	0,32	0,36	0,23	0,22	0,28	0,47
K2O	0,13	0,97	0,22	0,25	0,08	0,68	1,19	0,54	1,08	1,41	1,37
TiO2	0,05	0,03	0,19	0,04	0,29	0,08	0,38	0,07	0,20	0,02	0,13
P2O5	0,11	0,07	0,47	0,10	1,25	0,03	3,00	0,37	1,42	0,03	0,30
ppm Rb	5	44	0,20	42	0,25	28	0,90	23	0,88	68	1,19
Sr	5	27	0,59	105	1,50	720	1,02	2852	1,41	735	1,02
Zr	6	14	0,16	17	0,23	53	0,43	96	0,41	13	0,13
Nb	10	4	0,36	2	0,25	6	0,43	5	0,23	3	0,20
Pb	6	2	0,18	2	0,17	30	0,88	375	1,48	7	0,41
nombre	d'analyses	10		5		14		5		4	

	FACIES	Faciès		Faciès		Métarhyolite		Andalousitite		Faciès à	
		Cabanes		Tournols		à andalousite				Kaolinite	
	précision	écart	C	écart	C	écart	C	écart	C	écart	C
	analytique	type		type		type		type		type	
%											
SiO2	0,57	4,15	0,06	0,56	0,01	3,91	0,05	3,56	0,10	8,22	0,13
Al2O3	0,49	3,29	0,16	1,51	0,07	3,26	0,17	5,36	0,10	6,56	0,27
Fe2O3	0,61	0,05	0,05	0,09	0,12	0,15	0,15	0,25	0,21	0,08	0,08
MgO	0,2	0,09	0,23	0,24	0,92	0,28	0,80	0,02	2,00	0,23	0,68
CaO	0,11	0,02	0,20	0,01	0,25	0,09	0,75	0,17	1,55	0,07	0,58
Na2O	0,38	0,27	0,29	0,10	0,12	0,14	0,19	0,33	0,97	0,20	0,33
K2O	0,13	0,15	0,54	0,08	0,50	0,03	0,18	0,13	0,62	0,06	0,03
TiO2	0,05	0,11	0,46	0,03	0,11	0,05	0,25	0,19	1,12	0,08	0,40
P2O5	0,11	0,02	1,00	0,00	DIV/0!	0,16	1,33	0,33	1,27	0,06	1,20
ppm Rb	5	6	0,29	2	0,17	5	0,33	6	0,67	8	0,10
Sr	5	582	0,45	132	0,40	2327	0,96	5748	1,71	112	0,13
Zr	6	12	0,11	21	0,14	31	0,22	55	0,38	13	0,10
Nb	10	4	0,25	2	0,11	2	0,13	11	0,61	1	0,06
Pb	6	8	0,27	10	0,42	52	0,75	171	1,64	10	0,21
nombre	d'analyses	4		3		6		4		2	

TABLEAU 19 : tableau des écarts types et des coefficients de variation
(C est égal au rapport de l'écart type sur la moyenne).

B3 Les éléments à mobilité très élevée.

En procédant de la même manière que ci-dessus on obtient la classification par mobilité croissante suivante:

1) le sodium, 2) le calcium, 3) le magnésium.

B4 Les éléments à mobilité extrêmement élevée.

Le strontium et le plomb ont des mobilités exceptionellement élevéesqui résultent d'un apport hydrothermal mais surtout d'une concentration secondaire supergène (Ch. III).

Le zirconium ne peut pas entrer dans cette classification car il a donné un résultat aberrants (Δ fn moyen 0,74) . Pour l'oxyde de titane la valeur de Δ fn = 0,98 obtenue semble anormalement forte bien que les altérites soient en moyenne beaucoup plus riches en rutile que la roche encaissante Ces résultats peu exploitables pourraient résulter d'un effet de pépite.

CONCLUSION.

L'ensemble de ces résultats est récapitulé sur le tableau 20 où figurent les principales phases porteuses des divers éléments.

La structuration actuelle en faciès d'altération est en partie lié aux différences de mobilité des éléments qui ont induit des phénomènes de migrations différentielles.

ELEMENT OU OXYDE	MOBILITE X= Δ fn moyen	PHASES PORTEUSES	CORRELATION	COMMENTAIRES
Sr , Pb	Extrêmement élevée. X > 5	Argiles d'altération et oxydes de fer.		Apport par les fluides et concentration supergène.
MgO CaO Na_2O	Très élevée 0,64 < x < 0,72	Clinochlore Dravite Fluorapatite Dravite, microcline, albite-oligoclase et muscovite.		Séricitisation (perte).
Rb	Elevée 0,56 < x < 0,61	Microcline et muscovite.	K_2O	Rb se substitue à K2O
K_2O		Microcline, muscovite albite-oligoclase et illite.	Rb Inverse	Le Rb et le K2O sont de bons marqueurs de l'altération.
SiO_2		Quartz et silicates	Al_2O_3	
Fe_2O_3		Clinochlore Dravite. Pyrite		Altération précoce altération superficielle
B_2O_3 S		Dravite, scorzalite, pyrite, hématite et goethite.	Fe_2O_3 , MgO	Tourmalinisation (gain) Pyritisation
Al_2O_3	Peu Elevée.	Aluminosilicates et hydrates d'alumine.	Inverse SiO_2	Argilitisation (perte en alcalins et en silice, gain relatif en alumine) (voir la figure 327)
Nb P_2O_5	nulle 0 < x < 0,25	Rutile et ilménite. Phosphates		Les teneurs en Nb constantes traduise nt le lien génétique entre les altérites et la roche mère.
Les mobilités relatives du zirconium et de l'oxyde de titane n'ont pas pu être estimées correctement sans doute à cause d'un effet de pépite. Mensi 88				

TABLEAU 20 : Mobilités relatives des éléments et oxydes composant les altérites.

3) RELATIONS ENTRE LA ZONALITE DES ALTERITES, LES PHASES D'ALTERATION ET LA MOBILITE RELATIVE DES ELEMENTS.

INTRODUCTION.

Les données de terrain et l'étude des paragenèses conduisent à expliquer la différenciation de la métarhyolite par l'existence de plusieurs phases d'altérations successives (ch. V).

La différenciation en faciès de bordure et altérites au sens strict (ch. II) résulte principalement de l'effet de deux épisodes emboités de circulation de fluides (fig. 51 A).

Compte tenu de cette hypothèse les zones de bordure des altérites sensu-stricto seraient les témoins de l'altération sericitique précoce des rhyolites alors que les zones internes à andalousite résulterait de la superposition de la seconde phase d'altération (phase d'altération majeure) à la phase précoce.

Le modèle génétique à plusieurs phases d'altération emboitées ne suffit pas à expliquer dans le détail toutes les zonalités observées. Il faut donc aussi dans une phase d'altération donnée raisonner en termes de mobilité des éléments.

I) LES FACIES DE BORDURE.

A - Type d'altération, zonalité et puissance.

Les faciès dit de bordure sont les métarhyolites sériciteuses, silicifiées, sans feldspath et le faciès à tourmaline. Le faciès hypersiliceux se rencontre aussi bien en bordure que dans la zone des altérites au sens strict.

Ces faciès sont les témoins de l'altération sericitique précoce des rhyolites qui est associée à des phénomènes de silicification, tourmalinisation et pyritisation.

Des solutions sursaturées en silice (pH = 4) contenant aussi du bore et du soufre, du fluor et du sodium, modifient considérablement la composition chimique de la rhyolite originelle.

L'altération s'effectue sous couverture peu importante (500 à 800 m), à pression peu élevée (30 à 50 Mpa) avec une température voisine de 400 °C.

La puissance totale des faciès de bordure varie de trois mètres (Tournols et le Serre des Comilles) à quarante mètres maximum sur le site des Cabanes.

La zonation des métarhyolites sans feldspath n'est pas toujours marquée mais lorsqu'elle est clairement visible ce faciès se dispose au contact des altérites.

Les métarhyolites siliceuses se disposent entre les métarhyolites sans feldspaths et le faciès sériciteux. dans lequel se rencontrent des faciès tourmalinisés qui peuvent se disposer en bande (Cabanes et Tournols). La puissance de la bande à tourmaline atteint trois à cinq mètres, elle est donc tout à fait comparable à la bordure tourmalinisée d'Angarf-Sud dans l'Anti-Atlas marocain (fig. 54).

Le faciès d'altération séricitique comme à Grandville County (Caroline du Nord) et dans la zone de zaza à Cuba (fig. 53) se dispose en bordure de la zone d'altération.

Le faciès hypersiliceux ne montre pas de zonation claire, il se rencontre sous la forme de zones silicifiées recoupantes ou de filons de quartz.

B -La zonalité des faciès de bordure et la mobilité des éléments.

Les métarhyolites sériciteuses résultent principalement d'une altération des feldspath accompagnée d'une cristallisation de muscovite - ch. IV 3 réactions (1) et (2)

Ces réactions conduisent (tableau 16) à un lessivage important de la silice (- 43%) qui cristallise sous forme de filons de quartz ou de cristaux disséminés dans les faciès siliceux (+ 15%) ou hypersiliceux (+ 230 %, tableau 17).

Le calcium et le sodium sont lessivés (-72 et -89%), ceci s'explique par une altération complète de l'albite-oligoclase et d'une grande partie du microcline (tableau 8). Le potassium est peu mobile dans ce faciès (- 14%) car il entre dans la composition de la muscovite qui résulte de la rétromorphose des feldspaths.

La mobilité du potassium est plus élevée dans les métarhyolites sans feldspath (-39%) où la disparition complète des feldspaths s'accompagne d'un lessivage du potassium vers les faciès périphériques. Ceci se traduit minéralogiquement par une baisse de la teneur en muscovite (tableau 8).

Le faciès hypersiliceux (SiO_2 +163 %) contient de la topaze ce qui suppose un apport de fluor. L'enrichissement en MgO (+405%) se traduit par la présence de clinochlore (2%, tableau 8) et l'apport de titane par la présence de rutile.

Le faciès tourmalinisé résulte d'un apport de bore (teneur =3,5%, voir tableau7), de fer (+79%) ,de Mgo (+114%) et de titane (+ 459%).

La disparition des feldspaths s'accompagne d'un lessivage intense du sodium et dans une moindre mesure de la silice.

Dans la zone centrale d'altération qui correspond à une intense fracturation une grande partie du potassium et du rubidium ont une mobilité qui se limite au voisinage immédiat des fractures.

Le potassium, le rubidium et l'alumine provenant de l'altération des feldspaths tendent à se concentrer dans les secteurs les plus fracturés où la muscovite cristallise en abondance.

De la pyrite disséminée cristallise dans tout les faciès de bordure et en plus grande abondance à la périphérie dans les métarhyolites schistosées qui marquent le passage à la roche encaissante. Ils résultent du lessivage du fer vers les zones périphériques par des solutions contenant du soufre.

CONCLUSION .

Les relations qui existent entre la disposition des faciès d'altération précoce et la mobilité des éléments au cours de cette phase sont présentées de manière synthétique sur la figure 56.

La composition chimique et minéralogique des faciès de bordure est liée à la composition chimique des fluides (silice, soufre , bore...) mais aussi à la remobilisation des éléments mobiles de la roche encaissante. La zonation propre aux faciès de bordure peut donc s'expliquer par des transferts d'éléments à des distances dépendant de leur mobilité respective.

Le sodium et une faible partie du potassium ont été évacués en dehors de la zone d'altération .

La réaction (2) du chapitre V 3) montre que dans l'altération du microcline une partie du potassium n'est pas intégré dans la muscovite. La recristallisation sous forme de muscovite d'une partie du potassium en surplus suppose donc un apport d'alumine. La mobilté de l'alumine au cours de cette phase d'altération précoce devait être non négligeable dans certains secteurs.

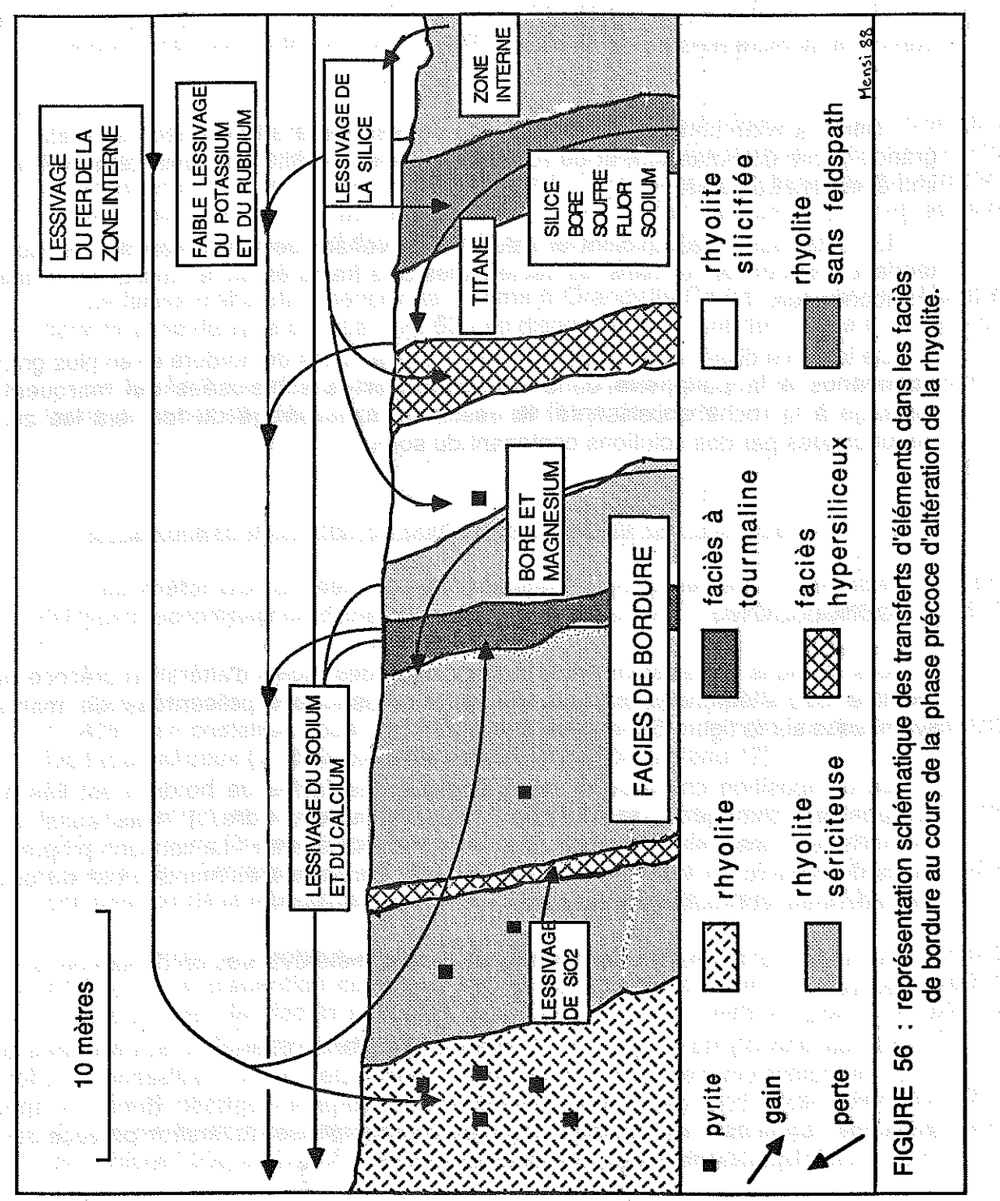


FIGURE 56 : représentation schématique des transferts d'éléments dans les faciès de bordure au cours de la phase précoce d'altération de la rhyolite.

Le fer a été lessivé de l'extérieur vers la périphérie où il s'est combiné au soufre (pyrite) ou bien au bore et au magnésium (dravite).

La cristallisation d'une partie de la dravite et de la pyrite a dû se faire de manière tardive car :

1) dans le secteur Nord du site des Cabanes on trouve une tourmalinite recoupante sur le faciès sériciteux.

2) la cristallisation de ces minéraux suppose des solutions riches en fer correspondant à un lessivage intense de la zone d'altération centrale.

La structuration originelle des faciès d'altération résulterait donc en partie des différences de mobilité des éléments. Les moins mobiles comme le titane sont restés dans la zone centrale d'altération. La silice a été lessivée de la zone centrale vers la partie interne des bordures qui ont été silicifiées (fig. 56).

Seuls les éléments à mobilité très élevée (calcium et magnésium) ont été lessivés dans l'ensemble de la zone d'altération. La variation de la mobilité d'un élément au cours de sa migration vers les zones périphériques est liée à la baisse de température et d'acidité du fluide ainsi qu'à son degré de saturation pour l'élément considéré (fig.57). Une sursaturation en fer et en soufre conduit par exemple à la cristallisation de pyrite dans les faciès de bordure.

A la fin de cette phase d'altération précoce le secteur altéré est structuré de la manière suivante:

- la zone interne (actuellement occupée par les altérites sensu_stricto) est formée de faciès plus ou moins riches en muscovite et quartz.

- la zone externe (faciès de bordure), composée de roches en moyenne plus siliceuses, est enrichie en fer (pyrite, dravite) et appauvrie en sodium et calcium.

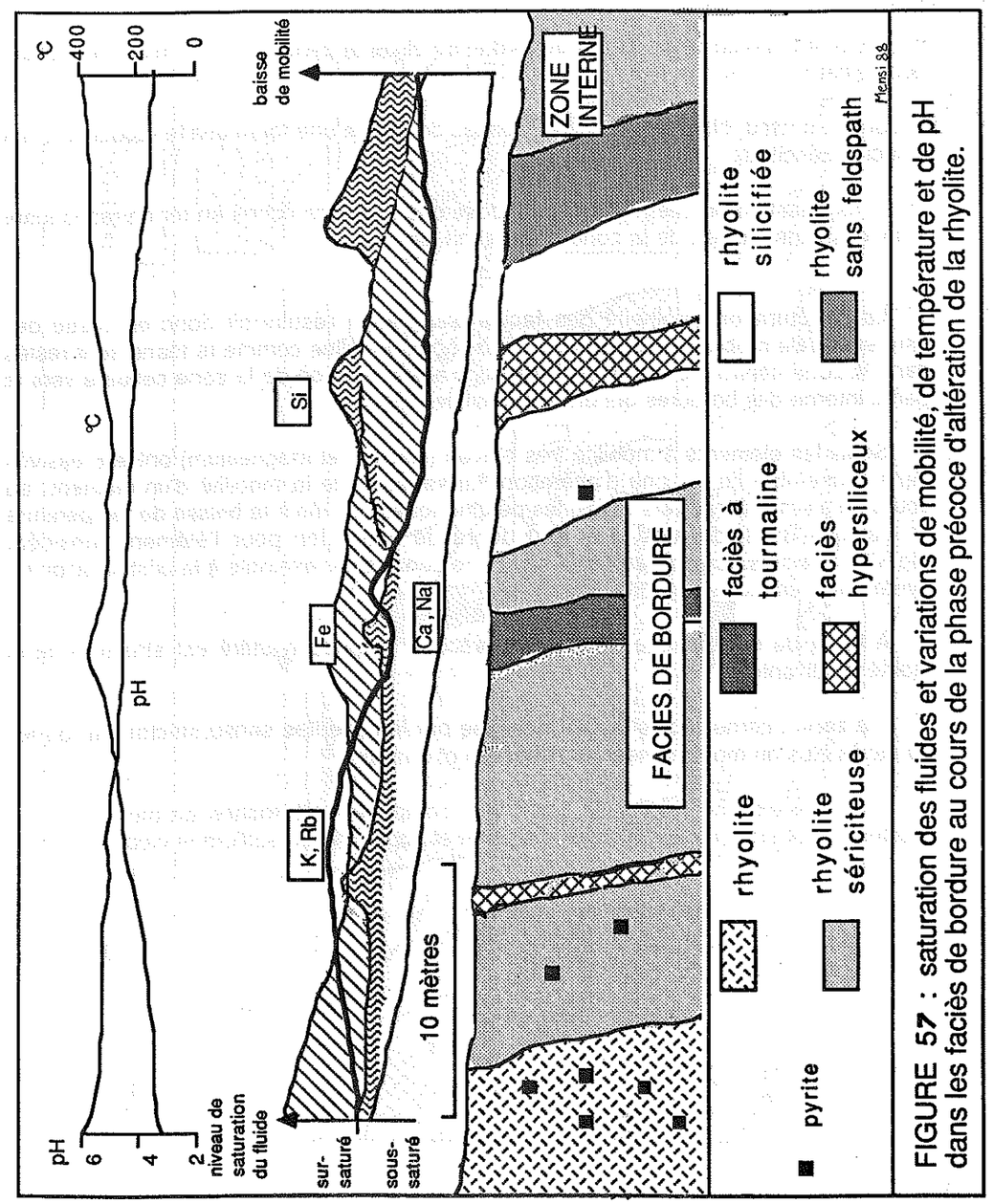


FIGURE 57 : saturation des fluides et variations de mobilité, de température et de pH dans les faciès de bordure au cours de la phase précoce d'altération de la rhyolite.

II) LES ALTERITES AU SENS STRICT.

A - Type d'altération, zonalité et puissance.

Ce terme regroupe tous les faciès d'altération y compris le type hyperalumineux à l'exception des autres faciès de bordure. La puissance maximale de l'ensemble ne dépasse guère la cinquantaine de mètres (ch. II).

Les conditions d'altération sont rétrogrades (T ~370° à 360° C) et l'acidité des fluides augmente (pH ~3), une seconde phase d'altération se superpose à celle évoquée précédemment. Les fluides sursaturés en silice, contenant du fluor, du strontium et du phosphore provoquent une altération argilitique avancée des roches de la zone centrale. De l'andalousite et du quartz cristallisent (ch. IV réaction 3) à partir de la muscovite ou des rares feldspaths résiduels.

La température continuant de baisser une altération de type argilitique provoque une rétromorphose d'une partie de l'andalousite en kaolinite. Les faciès à kaolinite et hyperalumineux correspondent à des secteurs où la majeure partie de l'andalousite a été rétromorphosée en kaolinite.

B -La zonalité des altérites sensu-stricto et la mobilté des éléments.

Nous avons vu (ch. II) que la zonalité dans les altérites n'est pas toujours clairement définie mais que la disposition générale est la suivante:

- un secteur central à faciès contenant 7 à 15 % d'andalousite avec de la scorzalite - il s'agit des faciès Plaisance, Cabanes, Tournols et des métarhyolites à andalousite- avec des parties plus riches en andalousite ou kaolinite d'extensions réduites- il s'agit des faciès à kaolinite et hyperalumineux ainsi que des andalousitites-

- en bordure le faciès siliceux (andalousite 2%) et le faciès de transition (andalousite 4%) avec des parties hypersiliceuses d'extensions réduites.

Cette disposition s'interprète de la manière suivante:

- les solutions contenant du phosphore lessivent le fer conduisant à la cristallisation de scorzalite et d'ilménite. L'absence de scorzalite dans les faciès de bordure peut s'expliquer par la faible mobilité du phosphore.

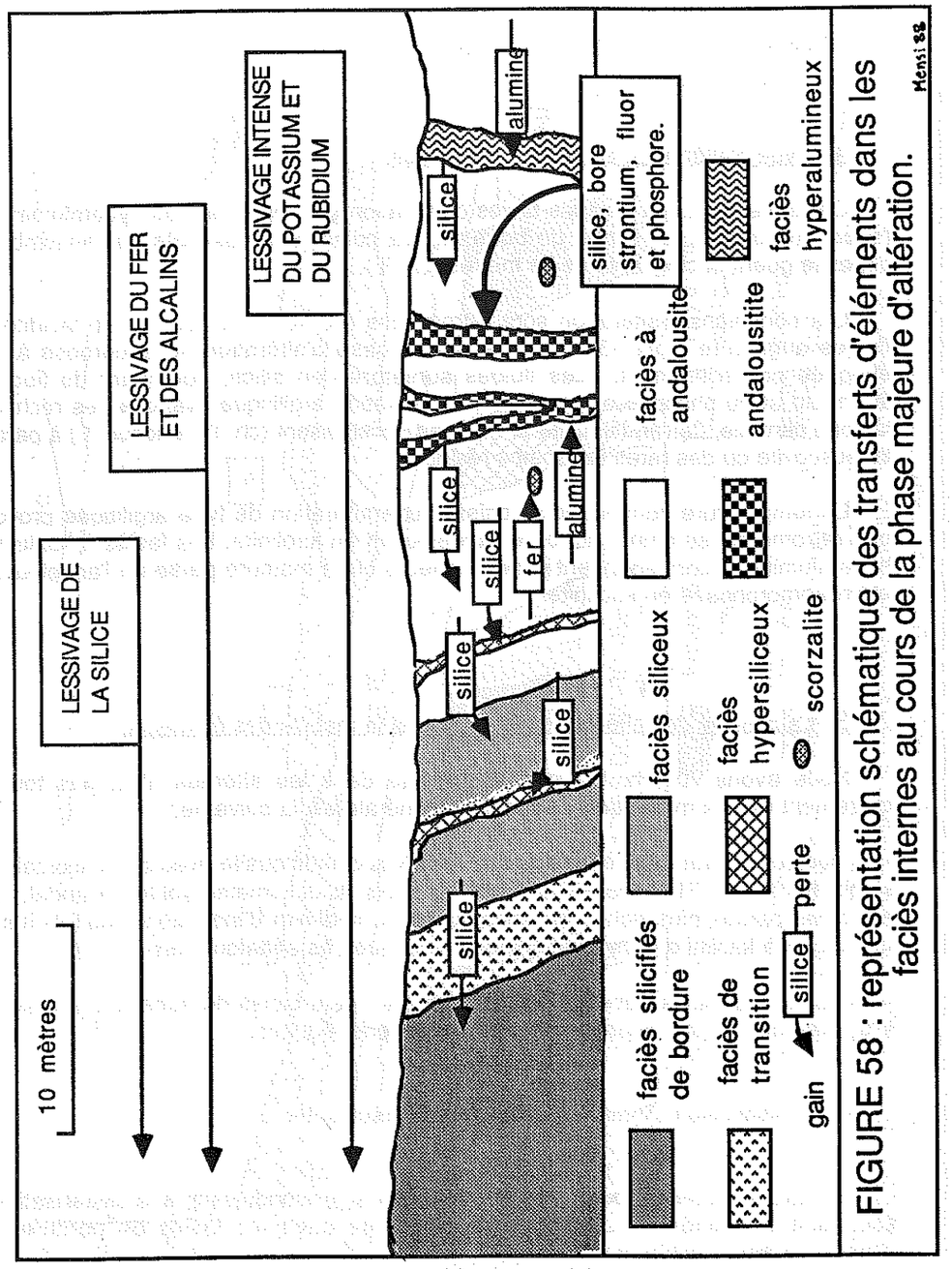


FIGURE 58 : représentation schématique des transferts d'éléments dans les faciès internes au cours de la phase majeure d'altération.

- lorsque l'on s'éloigne des zones majeures d'apport des fluides la température et l'acidité des solution baissent ce qui pourrait expliquer la faible teneur en andalousite du faciès siliceux et le faible lessivage de la silice (-5%).

- dans le faciès de transition un faible pourcentage de la muscovite a été pseudomorphosé en andalousite sans qu'il y ait déplacement de l'alumine et du potassium. La plus grande partie du potassium a été lessivée (-52 %).

- la cristallisation d'andalousite (réaction 3) conduit à un surplus de silice qui peut cristalliser sous forme de filons serrés (Serre des Comilles) ou être lessivé vers la périphérie, resilicifiant les faciès de bordure (site des Cabanes) . Le potassium produit par la réaction 3 est lessivé vers la périphérie de la zone centrale.

La cristallisation d'andalousite a été abondante dans les secteurs fracturés riches en muscovite qui représentent des zones d'intense circulation de fluides. Ceci se traduit par un intense lessivage de la silice dans le faciès hyperalumineux (-81%) et les andalousitites (-88 %).

Les faciès à teneur en alumine moyenne (faciès Plaisance, Cabanes, Tournols et les métarhyolites) présentent une perte de silice comprise entre -22% et -43%.

l'ensemble de ces faciès ont été appauvris en alcalins et en fer, le potassium a été presqu'entièrement lessivé (-82 à -99 %).

Le pôle ultime de la différen iation est représenté par le faciès hyperalumineux puisque les pertes en alcalins et en fer dans ce faciès varient entre 97 et 100%. Ce dernier faciès ainsi que les andalousitites résultent de la superposition d'une troisième phase d'altération aux deux premières.

Cette phase hydrothermale postérieure au métamorphisme hercynien et de type argilitique avancée (T ~200 à 250 °C) a affecté l'ensemble des altérites métamorphisées. Elle a provoqué la cristallisation de pyrophyllite a partir de l'andalousite et de la kaolinite (ch. V réaction 9).

CONCLUSION .

La seconde phase d'altération (phase d'altération majeure) a provoqué la genèse de faciès plus ou moins riches en alumine avec un lessivage intense de la silice, du potassium, du rubidium et du fer vers les bordures des zones d'altération. Les caractéristiques particulières de certains faciès s'expliquent (ch. III et IV) par l'influence du métamorphisme et de l'altération supergène antéstéphanienne.

Les relations qui existent entre la zonation des altérites et les transferts d'éléments sont récapitulées par la figure 58.

CONCLUSION GENERALE.

La silice, le soufre et les alcalins (très mobiles) , le fer et le bore (mobiles)ont eu tendance à migrer vers les zones externes du secteur altéré alors que l'alumine et le phosphore peu mobiles sont restés dans la zone centrale d'altération.

Ceci est en accord avec les zonations observées sur les divers sites (ch. 2). En effet la zone centrale est la plus riche en alumine et qu'on y trouve de la scorzalite alors que les bordures sont plus quartzeuses (matrice et filons) et plus riches en muscovite (K_2O). De plus la dravite (Fe_2O_3 et B_2O_3) est localement très abondante et forme avec la pyrite une enveloppe externe d'altération.

La différenciation entre les faciès de bordure et les faciès internes s'explique par deux phases d'altération emboitées alors que les zonations des faciès de bordure et des faciès internes s'expliquent par les différences de mobilité des éléments ainsi que par la diminution progressive de la température et de l'acidité des fluides.

4) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DE QUELQUES SITES MONDIAUX A FACIES D'ALTERATION HAUTEMENT ALUMINEUSE*.

Les sites retenus sont ceux ayant le plus de traits communs avec ceux de la Montagne Noire. Ils ont été regroupés en deux types principaux:

1- ceux qui sont en relation avec un volcanisme d'arc, des intrusions où des centres fumerolliens.

2- les altérations des porphyres cuprifères où des provinces à porphyres.

Les caractéristiques de ces sites sont présentées en faisant ressortir les points communs. Dans la conclusion, les analogies avec les sites de la Montagne Noire sont soulignées.

I) LES SITES LIES A UN VOLCANISME D'ARC OU A UNE INTRUSION (tableau 21).

A- Les sites de Caroline du Nord.

Le long de la "Carolina slate belt" quarantes sites à roches alumineuses ont été identifiés. Cette chaine formée d'une épaisse séquence de roches métamorphiques dérivées de tufs volcaniques, coulées et sédiments tuffacés s'est probablement formée dans un contexte d'arc volcanique vers la fin du Précambrien et le début du Primaire (Schmitd 1985).

Bien que la plupart des dépots contiennent en abondance de la kaolinite, de la séricite et de la pyrophyllite, juste un quart des dépots contiennent de l'andalousite en abondance avec de la topaze et un peu de diaspore.

Ces derniers présentent des contacts graduels et sont entourés par des "enveloppes" de roches hautement silicifiées, il sont recoupés par la stratification. La roche encaissante qui est dans la plupart des cas une volcanite acide (rhyolite ou dacite) ou une métarhyolite a été intimement modifiée par des circulations acides liées à des appareils volcaniques ou à des intrusions proches.

Les paragenèses (tableau 21), mis à part quelques minéraux accessoires particuliers, et les zonalités générales sont très voisines de celles caractérisées dans ce travail.

A Grandville County (Sexauer, 1983), l'andalousite apparait en aggrégats de cristaux xénomorphes ou en cristaux isolés et les faciès riches en pyrophyllite sont lenticulaires (quelques mètres).

La localisation et la zonation des roches altérées résulte d'une remobilisation des alcalins et de la silice qui sont lessivés (surtout le potassium) vers les zones de bordure moins altérées.

* Dans certains porphyres cuprifères on trouve de l'andalousite, de la topaze et du diaspore dans la zone d'altération argilitique. Pour différencier cette paragenèse de celle à kaolinite alunite Schmidt (1985) la désigne sous le terme de zone d'altération hautement alumineuse.

SITES	ENVIRONNEMENT ET ZONATION	ROCHE ENCAISSANTE	AGE DE LA TRANSFOR-MATION	PARAGENESE	PROCESSUS D'ALTERATION
MAROC Ait-Azegrouz Isk-N-Oudanène Caia et al (1968)	zone fracturée et volcanisme. Disparition des feldspaths, contacts graduels.	Andésite et rhyolite Rhyolite	Infra-cambrien	quartz, pyrophyllite et kaolinite quartz, pyrophyllite chlorite et diaspore	lessivage des alcalins par des circulations de fluides, dans la lave non indurée et sous faible pression, liées au volcanisme
Sites de Caroline du Nord Schmitd (1985) Sikes et al. (1978) Sexauer (1983)	arc volcanique contacts graduels, filons et remplissages de fracture. disparition des feldspaths enveloppes silicifiées	Tufs volcaniques rhyolitiques ou dacitique. Rhyolite, Andésite Dacite	Précambrien début du Primaire	quartz, kaolinite séricite, andalousite, pyrophyllite, topaze rutile, barytine et diaspore	lessivage des alcalins antérieur au métamorphisme et solutions riches en fluor pour certains sites. Les associations à andalousite-pyrophyllite se seraient formées dans les zones les plus profondes de centres fumerolliens Solutions minéralisantes associées à un magma peu profond
Champion Mine (Californie) Sexauer (1983)	Près d'une intrusion zonation: Séricitoschistes/ quartz/andalousite	Métarhyolite	Permien à Jurassique	andal., pyro., séri. qz, dia., topa., lazu. tour., rut. et corindon	Altération le long d'une faille par des fluides liés à l'intrusion
Avalon (Terre Neuve) Papezik (1976)	zone cisaillée située près d'une intrusion. silicification de la zone externe et alumine dans la zone interne.	Métarhyolite et roches pyroclastiques	Précambrien tardif	quartz, pyrophyllite, muscovite, diaspore, et barytine	Lessivage des alcalins par des solutions acides liées à l'intrusion.
Gites Roseki (Japon) Sudo (1970) Schmitd (1985)	roches volcaniques et intrusives. Silicification des bordures.	Rhyolite	Crétacé et Tertiaire	andalousite, pyrophyllite, boehmite, chlorite, diaspore...	Altération argilitique altération des plagioclases par des solutions acides
Zone Zaza (Cuba) Velinov et al. (1983)	volcanisme d'arc et volcanodétritisme. silicification des bordures	Rhyolite et Rhyodacite	Crétacé	quartz, pyrophyllite diaspore...	fluides hydrothermaux en relation avec une activité volcanique subaquatique.

TABLEAU 21 : exemples de sites d'altération hautement alumineuse liée au volcanisme. Hensi 82

L'étude des dépots de pyrophyllite situés dans la région de Glendon et Moore County montre qu'ils proviennent de l'action de sources chaudes ou de fumeroles, localisées près de centres volcaniques, sur les volcanites acides encaissantes. Les argiles ainsi formées ont été transformées en pyrophyllite par une phase régionale de réchauffement. Une telle hypothèse génétique permet d'expliquer le lessivage intense des zones internes avec migration de la silice et du fer sur les bordures (Spence, 1975).

La pyrophyllite est exceptionellement développée dans les gites de Caroline du Nord (faciès contenant 26 à 30% d'alumine) ce qui fait que la plupart sont exploités industriellement. Pour Schmidt (1985) ces gites résultent de phénomènes d'altération très proches de ceux des porphyres cuprifères.

B - Les sites du Maroc.

Les roches altérées sont des rhyolites ou des andésites de l'Infracambrien. Les paragenèses ne contiennent pas d'andalou te (tableau 21), les bordures des sites sont parfois silicifiées et les contacts sont graduels -disparition des feldspaths dans les zones altérées- Les transformationse seraient produiteau cours ou juste à la fin du dépôt des volcanites, des circulations de fluides liées au volcanisme ayant provoqué un lessivage des alcalins.

C - Les autres sites.

Avalon (terre neuve), Champion mine (Californie), zone zaza (Cuba) et les gites de type Roseki au Japon.

La roche altérée est dans tout les cas une rhyolite ou une métarhyolite, les bordures du secteur d'altération sont silicifiées ou formées de séricitoschistes. Les minéraux alumineux qui résultent d'une altération séricitique avancée se disposent au centre de ce dernier.

L'âge de l'altération est variable (Précambrien à Tertiaire) mais dans tout les cas il existe une relation structurale entre le volcanisme et la disposition des altérites.

CONCLUSION.

Les sites d'altération hautement alumineuse ayant des caractéristiques voisines de ceux de Montagne Noire sont souvent en relation avec une chaine volcanique de marge continentale ou un volcanisme d'arc favorables au développement d'un hydrothermalisme puissant. Les roches altérées sont majoritairement des volcanites acides du Précambrien ou du début du Primaire.

III) LES ALTERATIONS HAUTEMENT ALUMINEUSES DES PORPHYRES CUPRIFERES OU DES PROVINCES A PORPHYRES (tableau 22).

De l'andalousite hydrothermale existe en tant que trace ou d'élément accessoire dans les gisements de type porphyre cuprifère (paragraphe 1).

A El Salvador, l'andalousite présente dans la partie haute de l'altération est associée à une enveloppe silicifiée, de la pyrophyllite et du diaspore sont présent. Ces deux derniers minéraux se seraient formés lors de la phase d'altération terminale à une température de deux cents à deux cent cinquante degrés et une pression de l'ordre de trente Mégapascals.

Les porphyres à or de Vanda (Fidji) contiennent des roches à quartz et diaspore.

Dans la province à porphyres du Kazakhstan, le dépot de Konrad à andalousite, pyrophyllite, muscovite, diaspore, barytine et rutile résulte de l'altération hydrothermale d'une rhyolite et d'une granodiorite intrusive. Les fluides sont liés à la mise en place de cette dernière.

CONCLUSION.

Les paragenèses des sites décrits dans ce paragraphe proviennent d'une altération vigoureuse et sous faible couverture des roches encaissantes par des fluides acides. Ces circulations de fluides sont généralement liées à la mise en place de plutons peu profonds.

Des altérations hautement alumineuses peuvent se produire de manière localisée dans certains porphyres cuprifères ou dans une province à porphyre (dépot de Konrad au Kazakhstan).

Il existe donc une analogie entre les circulations de fluides liées à des intrusions ou au volcanisme (sites d'altération hautement alumineuse) et les circulations de fluides par hydrofracturation résultant du refroidissement de l'intrusion ou des intrusions successives des porphyres cuprifères.

SITES	El Salvador (Chili) Schmidt (1985)	Konrad déposit (Kazakhstan) Schmidt (1985)
ENVIRONNEMENT ET ZONATION	Porphyre cuprifère	province à porphyres
ROCHE ENCAISSANTE	Andésite et rhyolite	Granodiorite intrusive et Rhyolite
AGE DE LA TRANSFORMATION	Tertiaire	?
PARAGENESE	quartz, andalousite, diaspore, pyrophyllite, topaze et corindon	andalousite (50 à 80% de la roche dans certaine zones), pyrophyllite, muscovite, diaspore, barytine et rutile. la pyrite est abondante
PROCESSUS D'ALTERATION	circulation de fluides dans la phase tardive de l'altération (couverture ~600m et T ~300°C)	des fluides provenant de l'intrusion ont altéré une partie de cette dernière ainsi que la hyolite.

TABLEAU 22 : altérations hautement alumineuses liées à des porphyres.

CONCLUSION DU CHAPITRE V.

La présentation et la description de la zonalité des faciès d'altération hydrothermale nous ont permis d'esquisser un début de modèlisation de la zonation générale et de détail des altérites. Cette modèlisation prenant en compte la mobilité des éléments, les variations de température de pH et de solubilité en fonction de la distance aux zones principales d'apport, est néanmoins incomplète.

En effet les particularités de certains sites ne sont pas encore expliquées car elles résultent d'une zonalité verticale de l'altération initiale et de l'évolution ultérieure des paragenèses.

L'histoire des occurences alumineuses de la Montagne Noire montre de grandes affinités avec l'histoire complexe des altérations d'un porphyre cuprifère.

La conclusion de ce travail souligne les relations qui existent entre la zonalité d'un site, sa localisation dans le modèle général d'altération et l'influence du métamorphisme et des phases d'altération superficielles.

CONCLUSION GENERALE.

1) RECAPITULATION DES RESULTATS.

L'histoire complexe des sites d'altération hautement alumineuse du Nord de la Montagne Noire commence peu après le dépôt des rhyolites, entre le Précambrien (orthogneiss du Mendic -608± 3, Lévèque, 1986) et le Cambrien inférieur (fossile Géorgien).

La roche encaissante est de manière locale une métarhyolite intercalée dans une série volcanodétritique métamorphisée (porphyroïdes).

L'étude de terrain (ch.I) montre que les altérites se disposent généralement dans la partie supérieure de la série des métarhyolites et que le passage de ces dernières aux faciès contenant de l'andalousite se fait de manière graduelle avec disparition progressive des feldspaths. Les bordures des secteurs d'altération sont schistosées et silicifiées et certains filons de quartz déformés attestent d'une altération antérieure au métamorphisme hercynien.

La grande variabilité minéralogique et chimique des faciès (ch.III) qui se répartissent entre des termes très siliceux et très alumineux ne peut s'expliquer uniquement par l'effet du métamorphisme hercynien.

Les estimations modales permettent de constater que la muscovite est abondante dans les faciès de bordure et que les secteurs les plus internes, riches en hydrates et silicates d'alumine (andalousite, kaolinite, pyrophyllite et diaspore), sont appauvris en muscovite et quartz.

Les analyses montrent que les altérites sont composées à 97 % de silice, d'alumine et d'eau et que la disparition des feldspaths est accompagnée d'une forte baisse de la teneur en alcalins. La corrélation inverse entre l'alumine et la silice s'explique par un lessivage intense de cette dernière vers les bordures silicifiées.

La zonalité entre la zone interne et les faciès de bordure est soulignée par le comportement du rubidium qui est lessivé avec le potassium du centre vers les bordures.

Le niobium dont les teneurs restent inchangées atteste du lien de parenté qui existe entre la métarhyolite et les altérites.

L'étude pétrogénétique (Ch. IV) a permis une discrimination des minéraux constituant les altérites en paragenèses dont les paramètres physicochimiques ont été déterminés en s'appuyant sur l'étude des équilibres minéralogiques et la paléogéographie régionale.

Ces paragenèses correspondent à des phases d'altération successives se disposant de manière concentrique autour d'une zone intensément transformée. Ces observations sont typiques de l'altération hydrothermale des roches acides (Ch.V 1).

La phase d'altération hydrothermale majeure est antéhercynienne puisque certains clastes d'andalousite gauffrent la séricite métamorphique et la pyrite des faciès de bordure est déformée suivant la linéation hercynienne L1 (ch. I et III).

Cette altération rétrograde s'effectue en deux épisodes principaux:

- Le premier résulte de la montée de fluides minéralisés en silice, bore, soufre, fluor et sodium . Ces fluides acides (pH ~ 4) à une température voisine de 400°C provoquent une altération séricitique de la rhyolite sous faible couverture (P ~ 30 Mpa) qui conduit à une transformation des feldspaths en muscovite avec une silicification de la partie externe où de la dravite et de la pyrite cristallisent.

-La température baissant (~370° à ~75°C) et l'acidité des fluides - contenant de la silice, du bore, du fluor et du phosphore - augmentant (pH ~3), un second épisode d'altération sous couverture croissante (P ~50 Mpa) se surimpose au premier.

Cette altération de type "argilitique avancée" conduit successivement à l'apparition d'andalousite et de quartz (à partir de la muscovite), de scorzalite (par action de l'acide phosphorique sur la muscovite) et pour finir de kaolinite (par rétromorphose de l'andalousite).

Les assemblages minéraux ainsi constitués sont peu modifiés au cours du métamorphisme schiste-vert qui provoque la cristallisation de quartz engrenés (abondants dans le type Plaisance) et de séricite.

Deux phases de circulations de fluides à faible température (100 à 200°C) postérieures aux déformations hercyniennes provoquent la cristallisation de pyrophyllite à partir de la kaolinite et de l'andalousite (phase tardistéphanienne) et l'altération de la scorzalite en wilkéite et hinsdalite (phase permo- triasique).

L'étude des mobilités relatives des éléments (ch.V 3) montre que la zonalité des sites ne résulte pas seulement de l'emboitement des deux premiers épisodes d'altération hydrothermale mais aussi de la mobilité différentielle des éléments au cours de la circulation des fluides.

Les zonalités observées sur les sites du Nord de la Montagne Noire se rencontrent dans d'autres sites mondiaux d'altération de rhyolite avec les mêmes types de paragenèses.

Les zones hautement alumineuses (pyrophyllite et diaspore à El Salvador) des porphyres cuprifères résultent de phases tardives d'altération qui se surimposent aux phases précoces (altérations propylitique, phyllitique et potassique) résultant de circulations de fluides emboitées liées à des intrusions successives.

De plus dans certains porphyres (El Salvador, Butte), de l'andalousite précoce apparait en tant que minéral accessoire dans la zone d'altération potassique.

Ces dernières constatations nous pemettent de définir à partir des résultats de l'ensemble de ce travail (comme cela a été fait par Lowell et Guilbert pour les porphyres cuprifères) un modèle général d'altération pour les sites du Nord de la Montagne Noire.

2) MODELE GENERAL D'ALTERATION DES SITES DU NORD DE LA MONTAGNE NOIRE.

I) DEFINITION ET DISCUSSION DU MODELE.

Les sites d'altération du Nord de la Montagne-Noire sont liés à l'existence au début du Cambrien et au Cambrien moyen de points chauds au niveau desquels se sont installé des "drains hydrothermaux" résultant d'une hydrofracturation de l'encaissant.

Ces points chauds pouvaient être liés à une distribution dissymétrique du flux de chaleur à partir d'une intrusion unique (Healy, 1976, Töth, 1972 in Routhier, 1980). Le modèle établi (fig. C1) doit donc expliquer pour l'ensemble des sites les principales caractéristiques résultant de la phase hydrothermale précoce.

La forme retenue est celle d'un éllipsoide de révolution atteignant une épaisseur de plus de soixante-dix mètres en son centre et rattaché à sa base á l'ensemble des fractures qui forment le drain hydrothermal. Ce choix se justifie par l'allure actuelle très aplatie des zones d'altération dont la puissance ne dépasse jamais soixante-dix mètres.

La partie supérieure de ce volume de roches altérées est en contact avec la base de la série volcanodétritique du Layrac. Une telle forme suppose que la migration des fluides tende à devenir rapidement horizontale dans le haut de la série des rhyolites. Ceci est en accord avec les paramètres controlant l'ascension des fluides sous faible couverture.

En effet au cours de l'ascension la baisse de pression et de température du fluide tend à limiter sa mobilité verticale favorisant ainsi sa migration horizontale dans les micropores et microfissures de la roche. La baisse brutale de mobilité des fluides vers le haut s'explique par la variation de lithologie entre les rhyolites poreuses et à horizons tuffacés et les niveaux beaucoup plus argileux et détritiques du Layrac.

Pour ce qui est du diamètre moyen de l'ellipsoide, la taille de 300 m retenue se base sur l'extension moyenne des sites. Ceci suppose que les fluides aient pu migrer horizontalement sur plus d'une centaine de mètres. Cette distance est faible puisqu'à El Tatio (Nord du Chili) des sondages ont révèlé un écoulement horizontal sur au moins cinq kilomètres de l'eau chaude qui s'écoule d'un geyser et de sources chaudes (Routhier, 1980).

La zonation de l'altération du modèle découle des observations de terrain et de l'étude pétrogénétique qui a permis de montrer que les paragenèses précoces résultaient de deux phases d'altération emboitées.

La première, séricitique, apparait à la périphérie et la seconde de type argilitique avancée se surimpose à la première dans la zone centrale.

Dans la zone argilitique on a distingué une bordure à faciès siliceux d'une zone d'extension réduite riche en andalousite et kaolinite.

La position excentrée vers le haut de cette dernière s'appuie sur l'hypothèse qu'il y a eu un léger lessivage de l'alumine au dessus du "drain hydrothermal" -où la température et l'acidité des fluides sont les plus élevés-, suivi rapidement d'une cristallisation d'andalousite à cause de la faible mobilité de l'alumine et de la baisse de température et de pH.

Dans la partie basse du modèle (zone des filons de quartz) au niveau du drain hydrothermal la silice et l'alumine ont été lessivées et les voies d'apport colmatées par du quartz au moment de la fermeture du système hydrothermal. La zone à andalousite et filons de quartz représente un secteur où seule une faible partie de l'alumine a été lessivée.

La durée de vie du système si l'on se base sur la durée des phases d'altération précoces d'un porphyre n'a pas du dépasser une dizaine de millions d'années.

L'âge des porphyres les plus récents laisse supposer que la durée d'un épisode d'altération ne doit guère dépasser un à deux millions d'années.

Il a donc pu s'écouler plusieurs millions d'années entre les deux phases d'altération emboitées du modèle.Le fait que l'âge de l'encaissant (métarhyolites) ne soit pas connu ne permet pas une estimation précise de l'âge de ces transformations qui se sont produites entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen. Ces deux époques correspondent successivement à une phase de distension et de rifting très favorables à des manifestations de type hydrothermal.

II) LOCALISATION DES SITES DANS LE MODELE (fig. C1).

La localisation des différents sites dans le modèle permet d'expliquer certaines particularités comme la prédominance d'un faciès par rapport aux autres.

L'aspect des zones altérées est stratiforme (parallèle à la schistosité métamorphique S1). Celà s'explique par :

- un allongement originel de la zone altérée parallèle à la stratification S0.

-une schistosité S1 qui reprend So en grands plis de flux à flancs très allongés subparallèles à So.

-une surface topographique actuelle qui recoupe les sites (sauf "Plaisance") suivant des orientations très proches de la surface S1.

Les sites sont localisés sur la figure C1 par des traits recoupant le modèle qui matérialisent une des surfaces d'intersection de la topographie actuelle avec le modèle. La partie érodée est située au dessus du trait sauf pour le site de Plaisance où la partie disparue est celle située à droite du trait.

A - Le site de Serviès.

Le site de Serviès est constitué d'une enveloppe sériciteuse étendue et d'une zone centrale hypersilicifiée avec des faciès à andalousite peu développés ce qui nous amène à le situer dans la partie basse du modèle qui correspond au Nord du site. Le secteur d'altération séricitique, côté gauche du modèle, correspond à la partie sud du site (fig 223).

B -Le Lissobre et la Serre des Comilles.

Ces sites ont la particularité d'être riches en filons de quartz recoupant les faciès à andalousite qui sont peu développés relativement au type siliceux. Ils ont donc été disposés dans la zone à filons de quartz abondants. Le trait matérialise l'intersection du modèle avec la topographie actuelle suivant une orientation O-E pour le Lissobre et NE-SE pour la Serre des Comilles (fig.210, 211, 223).

C - Le site des Cabanes.

Il y a continuité entre les affleurements de la partie nord et ceux du secteur sud. Ces deux "groupes" d'altérites appartiennent à un système d'altération unique.

Dans le secteur sud des Cabanes les faciès à andalousite sont bien développés dans la zone centrale avec localement des andalousitites . Les filons de quartz sont rares mis à part dans les faciès silicifiés de bordure. La topographie actuelle recoupe donc du N-O au S-E la "partie centrale" du modèle.

Le secteur nord est un peu plus riche en filons de quartz et zones silicifiées, le faciès siliceux est très développé relativement au type à andalousite (type Plaisance...). La topographie actuelle recoupe donc d'Est en Ouest la partie inférieure de l'appareil d'altération.

D - Le site de Tournols.

Ce site tectoniquement complexe présente trois groupes d'affleurements altérés (fig. 212 et 218) qui pouvaient chacun correspondre à un point chaud ayant conduit à une structuration indépendante.

1)Le site de Tournols nord présente les caractéristiques suivantes:

- les altérites se disposent dans la partie supérieure des métarhyolite au contact avec le volcanotétritique du Layrac.

- La dravite se dispose aussi bien dans le faciès siliceux de la zone argilitique que à la base du volcanodétritique du Layrac où la pyrite est présente.

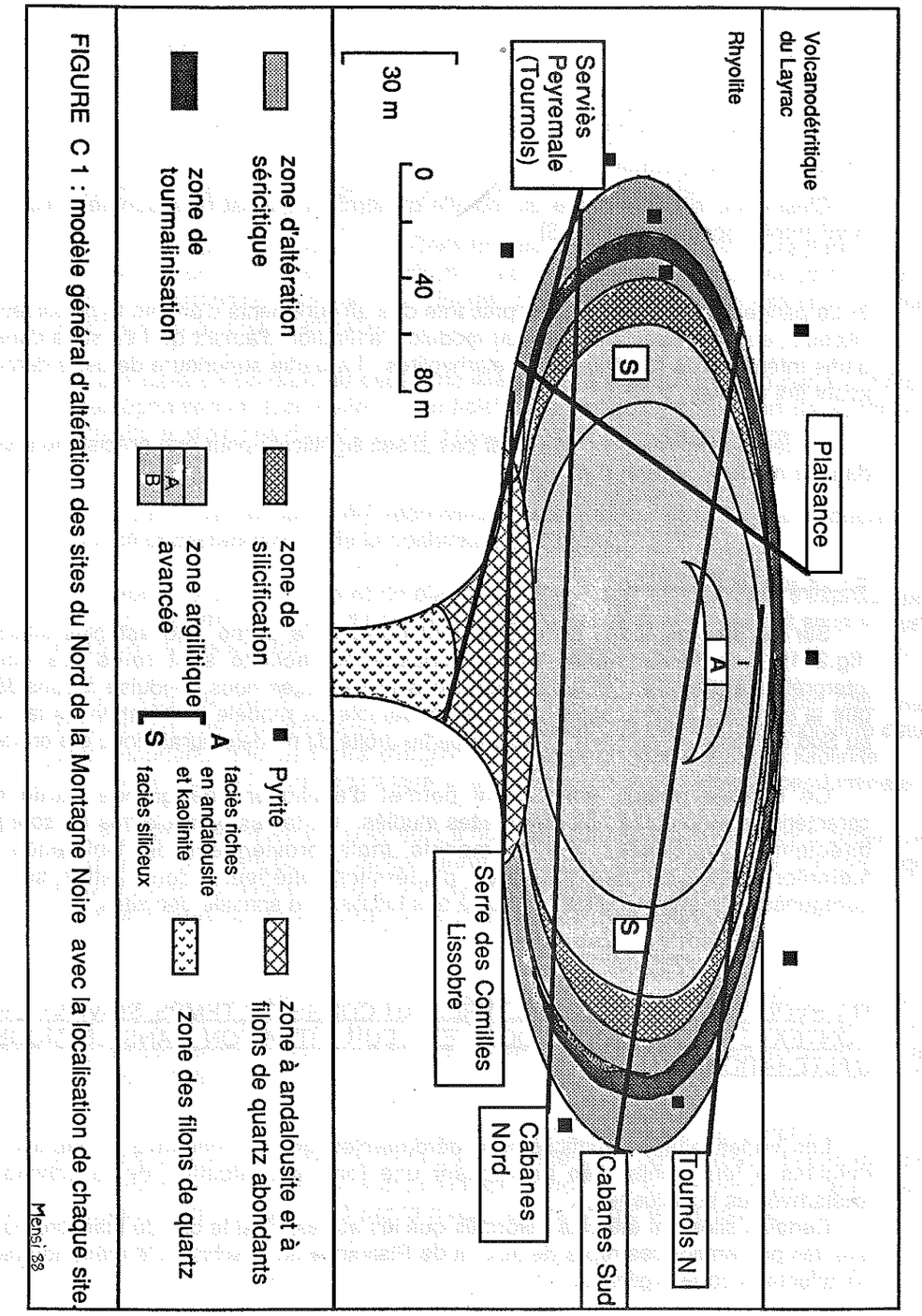


FIGURE C 1 : modèle général d'altération des sites du Nord de la Montagne Noire avec la localisation de chaque site.

- Les parties hypersiliceuses et les filons de quartz sont inclus dans les faciès d'altération argilitique.

- Les faciès riches en alumine sont représentés (type hyperalumineux et type à kaolinite).

C'est donc la partie haute du modèle d'altération qui est représentée à Tournols nord (profil topographique N-S).

2) Le panneau de Peyremale qui présente des affleurements d'altérite hypersiliceux à siliceux peut se placer à la base du modèle d'altération d'autant qu'il se situe dans la partie inférieure de la série des métarhyolites. La partie supérieure de cette dernière ayant été érodée.

Le secteur de Tournols sud n'est pas assez significatif pour être précisément situé dans le modèle général d'altération.

E - Le site de Plaisance.

Sur ce site les filons de quartz sont rares et la partie sud est plus silicifiée (fig.221). Les faciès riches en andalousite et kaolinite sont rares. La coupe interprétative (fig. 222) et les constatations précédentes nous conduise à considérer que la surface topographique recoupe l'ensemble du modèle d'altération de la base au Sud, au sommet, au Nord. Toute la partie droite du modèle aurait donc été érodée.

Ce modèle unique ainsi défini permet d'expliquer une grande partie des caractéristiques propres aux divers sites étudiés. Certaines particularités ne sont pas directement explicitées par le modèle mais proviennent de l'influence du métamorphisme ou des épisodes d'altération ultérieurs dont l'effet sur les paragenèses précoces est en partie lié à la localisation spatiale des sites.

III) EVOLUTION DES SITES ALTERES AU COURS DU TEMPS SUIVANT LEUR CONTEXTE GEOLOGIQUE LOCAL ET LEUR SITUATION DANS LE MODELE D'ALTERATION.

Les zones altérées difficilement déformables ont eu tendance à gauffrer les rhyolites à leur contact en provoquant une forte accentuation de la schistosité (métarhyolites schistosées).

Certains sites ont été plus déformés que les autres, c'est le cas du Lissobre où les altérites présentent des replis de flux et de Plaisance où la schistosité métamorphique S1 affecte la zone argilitique.

A Serviès et à la Serre des Comilles les filons de quartz ont été déformés. Ceci peut être interprété en supposant que les faciès se localisant dans les parties profondes des systèmes d'altération (base du modèle) sont ceux qui se sont le plus déformés. A Plaisance la genèse d'orientations métamorphiques S1 dans la zone argilitique est sans doute liée à la proximité de la zone axiale.

A Plaisance, à la Serre des Comilles, au Lissobre et dans le secteur Nord des Cabanes la cristallisation de quartz métamorphique à été abondante ce qui peut être lié a une composition originelle des faciès plus siliceuse puisque ces sites se placent à la base du modèle d'altération.

Les sites de bordure du bassin houiller ont été recoupés par la surface d'érosion antéstéphanienne. L'altération superficielle a conduit à l'apparition de kaolinite, de boehmite et d'oxydes de fer sur une épaisseur d'une dizaine de mètres.

Ces sites ont ensuite été recouverts par le Houiller dont les gaz réducteurs ont favorisé la déstabilisation de la boehmite en diaspore.

L'absence de boehmite et de diaspore à Serviès et au Lissobre s'explique par le fait que ces sites éloignés du bassin houiller se trouvaient largement sous la surface d'érosion antéstéphanienne.

Un épisode de réchauffement régional - remobilisation du Mendic (280 ma) et métamorphisme tardistéphanien - provoque une cristallisation de pyrophyllite d'autant plus importante que les faciès d'origine sont riches en andalousite ou kaolinite.
Ceci explique l'allure lenticulaire et le volume réduit du faciès hyperalumineux.

A la fin du Permien les sites sont à nouveau soumis à des conditions superficielles avec des circulations de fluides liées à une phase distensive qui provoquent l'altération (hinsdalite et wilkéite) des bordures de la scorzalite.
Ces fluides conduisent aussi à la cristallisation de barytine.

La grande diversité des faciès observée ainsi que les particularités de certains site peuvent donc s'expliquer par un modèle d'altération hydrothermale unique mais polyphasée dont l'évolution ultérieure est liée à l'histoire géologique régionale mais aussi locale des sites.

Les sites étudiés présentent une certaine parenté avec les porphyres cuprifères qui dérivent eux aussi d'un modèle unique d'altération polyphasée. Les particularités des porphyres cuprifères s'écartant du modèle s'expliquent par leur histoire géologique tardive ainsi que par le niveau d'érosion qui les recoupe.

ANNEXE 1

-Définition et historique des termes "porphyroïde" et"blaviérite"

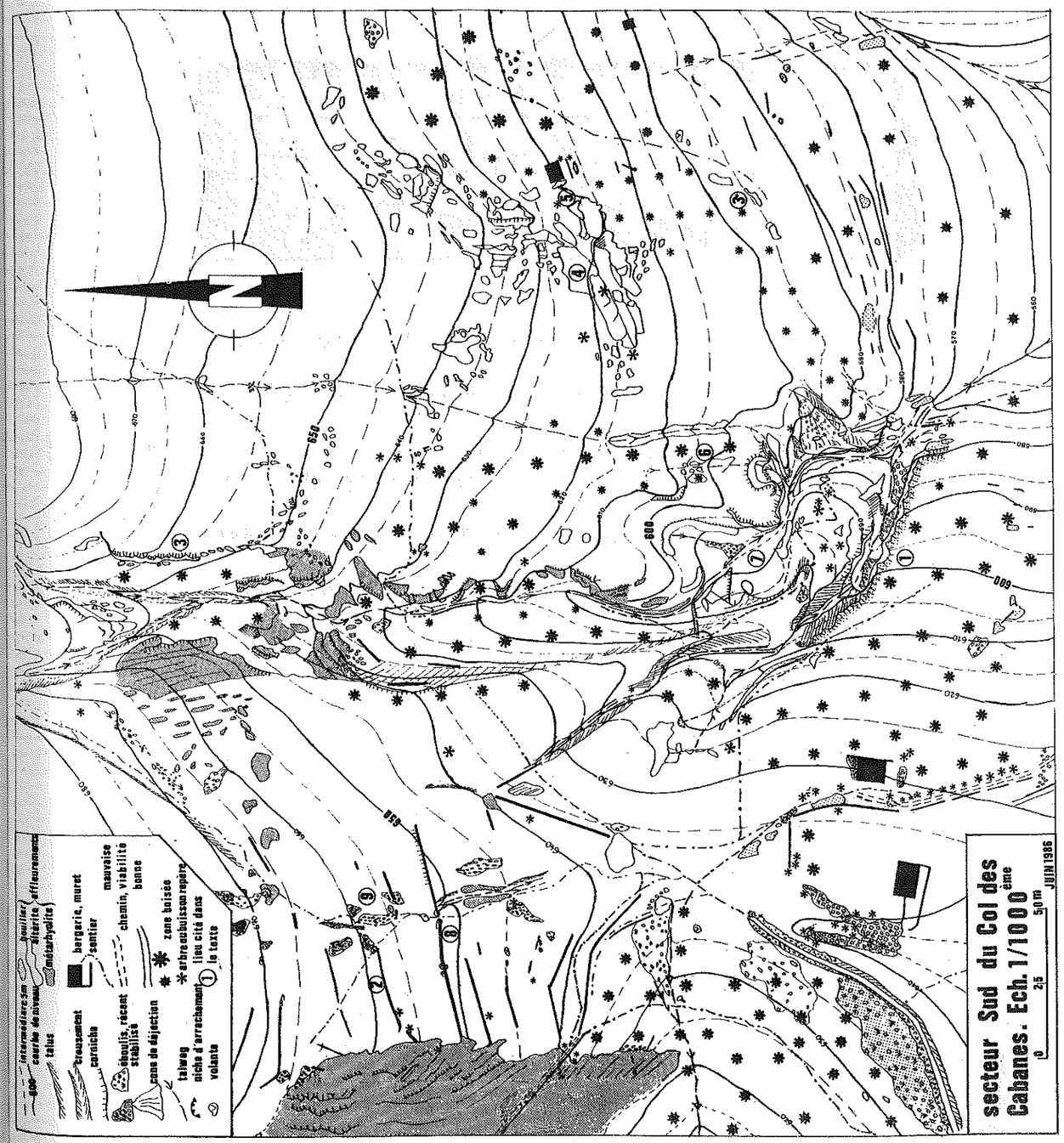
- Définition et historique des termes "porphyroïdes" et "blaviérites".

Le terme de porphyroides utilisé pour les métarhyolites du Nord de la Montagne Noire ne correspond pas à la définition habituelle mentionnée dans le dictionnaire (Foucault A. et Raoult J.F. ,1977) car le matériel d'origine n'est pas un granite ou un microgranite mais une rhyolite (Roque M., 1941 in Rolet, 1973). " Gèze B. (1949) précise qu'il s'agit de coulées rhyolitiques épanchées en surface et aussitôt remaniées dans une formation de base du Cambrien" (in Rolet, 1973).

Ces roches sont aussi décrites sous le nom de "blaviérites"(Blavier, 1806, Boisse, 1870, Bergeron 1888-89). Ce terme a été utilisé pour la première fois par Munier-Chalmas pour une roche dans laquelle Blavier avait cru reconnaitre une variété de talc, la stéatite. (Klein C et Trichet J., 1968).

ANNEXE 2

- Carte topographique au 1/1000eme du secteur de Cabanes sud.


secteur Sud du Col des Cabanes. Echelle 1/1000ème
JUIN 1986
0 2,5 5 0m
intermédiaire
courbe de niveau
talus
éboulis
altérite
affleurement
andésite
pessière
mélèzin
pâturage
hangar, muret
sentier
mauvaise
chemin, viabilité
bonne
éboulis, récent
stabilisé
cône de déjection
talweg
zone boisée
arbre/buisson repère
niche d'arrachement
volante
lieu cité dans
le texte

ANNEXE 3

-Analyses géochimiques des faciès.

A- métarhyolites communes.

B- métarhyolites siliceuses, sériciteuses, sans feldspath et faciès de transition.

C - faciès hypersiliceux et tourmalinisé.

D - faciès siliceux.

E - faciès Cabanes et Tournols à andalousite.

F - faciès Plaisance.

G - métarhyolites à andalousite rose et andalousitites.

H - faciès à kaolinite-muscovite et hyperalumineux.

	TABLEAU A											
FACIES	METARHYOLITES COMMUNES											
ORIGINE	RODE	BASSE	AVENE	MONT AGUT	R. BASSE	LES PLANES	LE COURAL	LAYRAC	SERVIES	TOURNOLS		
N° éch.	?	?	?	?	RB7	PL2	CO 1	31-3	56-1	83-3		
N° analyse	ANALYSES M. LEVY.			J. NEGRONI	J 58	J 52	J 51	J 56	I 490	J 54	MOYENNE	Ecart-Type
SiO2	73,90	74,70	79,32	76,80	75,53	75,10	77,19	76,49	76,13	76,47	**76,16**	1,51
Al2O3	14,22	13,87	12,51	12,20	13,49	13,29	12,64	12,64	11,77	13,88	**13,05**	0,81
Fe2O3	2,28	2,08	1,72	2,26	1,92	1,48	1,92	1,96	2,92	2,07	**2,06**	0,38
MgO	0,51	0,51	0,18	0,47	1,04	0,42	0,92	0,35	0,91	0,28	**0,56**	0,29
CaO	0,80	0,69	0,54	0,15	0,40	0,32	0,37	0,27	0,28	0,34	**0,42**	0,20
Na2O	2,48	1,75	0,65	0,70	1,71	1,62	2,52	1,76	1,57	0,22	**1,50**	0,76
K2O	4,20	5,00	3,78	5,55	5,01	5,88	2,76	4,38	3,35	4,14	**4,41**	0,97
TiO2	0,19	0,18	tr.	0,09	0,18	0,13	0,19	0,15	0,19	0,16	**0,16**	0,03
P2O5	0,17	0,23	0,07	0,21	0,18	0,18	0,11	0,08	0,23	0,05	**0,15**	0,07
MnO	0,04	0,03	tr.	tr.	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	**0,02**	0,02
Volatils	1,69	0,54	1,45	1,40	1,22	1,56	1,40	1,76	1,99	2,17	**1,52**	0,45
TOTAL	100,48	99,58	100,22	99,83	100,52	99,98	100,03	99,88	99,34	99,79	**99,97**	0,37
Rb					257	252	136	212	216	231	**217**	44
Sr					33	98	44	40	33	25	**46**	27
Zr					102	64	100	80	92	86	**87**	14
Nb					11	8	8	8	18	10	**11**	4
Pb					<10	8	12	13	<10	11	**11**	2
Pds. spécifique					2,709	2,677	2,719	2,697	2,722	2,726	**2,708**	0,019

NOTA: LES ANALYSES QUI ONT UN NUMERO ONT ETE EFFECTUEES A L'INSTITUT DOLOMIEU A GRENOBLE.(pour les autres voir la biblio.)

	TABLEAU B							M.sériciteuses	M.sans fds.	Faciès de Transition			
FACIES	METARHYOLITE SILICEUSE												
origine	TOURNOLS			CABANES	CABANES			Serre des Comilles	TOURNOLS	CABANES	TOURNOLS		
N°éch.	5-2	5-8b	43-3	62-1	71-6		Ecart	34-4	09-3	27-1	64-1		Ecart
N° Analyse	I 444	I 481	I 436	I 342	J 49	Moyenne	Type	I 488	I 426	I 454	I 350	Moyenne	Type
SiO2	80,40	80,33	80,64	79,03	76,76	**79,43**	1,62	**66,73**	**86,47**	78,36	69,75	**74,06**	6,09
Al2O3	11,64	11,38	10,99	12,55	12,54	**11,82**	0,70	**19,99**	**6,37**	12,88	19,78	**16,33**	4,88
Fe2O3	1,14	1,18	2,30	1,15	1,44	**1,44**	0,50	**1,89**	**1,16**	1,87	1,14	**1,51**	0,52
MgO	0,44	0,71	0,42	0,58	1,20	**0,67**	0,32	**1,02**	**1,23**	0,47	0,52	**0,50**	0,04
CaO	0,05	0,05	0,03	0,14	0,30	**0,11**	0,11	**0,18**	**0,32**	0,11	0,08	**0,10**	0,02
Na2O	0,43	1,28	0,90	1,59	1,69	**1,18**	0,52	**0,25**	**1,50**	0,41	1,00	**0,71**	0,42
K2O	3,39	3,22	2,74	3,14	3,28	**3,15**	0,25	**5,81**	**1,32**	2,83	3,23	**3,03**	0,28
TiO2	0,11	0,13	0,19	0,17	0,10	**0,14**	0,04	**0,18**	**0,40**	0,15	0,22	**0,19**	0,05
P2O5	0,12	0,00	0,00	0,03	0,24	**0,08**	0,10	**0,14**	**0,10**	0,03	0,09	**0,06**	0,04
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	**0,00**	0,01	**0,01**	**0,01**	0,00	0,00	**0,00**	0,00
VOLATILS	1,99	1,61	1,71	1,69	2,49	**1,90**	0,36	**3,06**	**1,04**	2,72	3,74	**3,23**	0,72
TOTAL	99,71	99,90	99,92	100,07	100,05	**99,93**	0,14	**99,26**	**99,92**	99,83	99,55	**99,69**	0,20
Rb	195	182	118	124	211	**166**	42	**332**	**79**	124	122	**123**	1
Sr	22	18	28	258	23	**70**	105	**65**	**78**	745	311	**528**	307
Zr	66	66	81	100	55	**74**	17	**103**	**123**	85	110	**98**	18
Nb	10	<10	9	8	6	**8**	2	**<10**	**<10**	11	11	**11**	0
Pb	10	<10	13	12	14	**12**	2	**<10**	**<10**	10	11	**11**	1
Pds. spécifi.	2,688	2,717	2,718	2,722	2,683	**2,710**	0,020	**2,764**	**2,691**	2,743	2,721	**2,730**	0,016

	TABLEAU C						
FACIES	HYPERSILIC	EUX					
ORIGINE	TOURNOLS						
N° échantillon	TA 08	TA10	TO 6	TO 9	TO 13		
N° analyse	I 463	I 465	I 413	I 416	I 421	MOYENNE	ECART-TYPE
SiO2	87,47	92,28	83,22	89,07	87,15	87,84	3,29
Al2O3	6,47	2,33	9,09	4,19	6,52	5,72	2,57
Fe2O3	0,89	0,92	0,77	0,72	0,93	0,85	0,10
MgO	0,71	1,41	1,36	1,52	1,20	1,24	0,32
CaO	0,39	0,55	0,08	0,69	0,14	0,37	0,26
Na2O	0,78	1,32	1,22	0,86	1,07	1,05	0,23
K2O	0,28	0,12	0,58	0,12	1,40	0,50	0,54
TiO2	0,32	0,45	0,25	0,37	0,34	0,35	0,07
P2O5	0,31	0,12	0,00	0,89	0,00	0,26	0,37
Mno	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
VOLATILS	2,15	0,44	3,35	2,10	1,12	1,83	1,11
TOTAL	99,77	99,94	99,92	100,53	99,87	100,01	0,30
Rb	18	10	24	12	65	26	23
Sr	749	542	1558	7048	219	2023	2852
Zr	182	204	150	235	397	234	96
Nb	23	22	15	27	<10	22	5
Pb	27	810	29	147	<10	253	375
Pds spécifique	2,660	2,688	2,709	2,699	2,704	2,692	0,020
FACIES	TOURMALINISE						
ORIGINE	Tournols	Tournols	Cabanes				
N° échantillon	A 5*	10-3	29-3				
N° analyse	J 53	I 428	J 57	MOYENNE	ECART TYPE		
SiO2	75,76	77,96	92,36	82,03	9,02		
Al2O3	14,60	13,60	2,48	10,23	6,73		
Fe2O3	4,13	0,96	1,18	2,09	1,77		
MgO	1,34	0,83	1,54	1,24	0,37		
CaO	0,09	0,13	0,04	0,09	0,05		
Na2O	0,74	0,49	1,12	0,78	0,32		
K2O	0,72	0,27	0,24	0,41	0,27		
TiO2	1,00	0,43	0,26	0,56	0,39		
P2O5	0,09	0,10	0,00	0,06	0,06		
Mno	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
VOLATILS	1,80	5,05	0,57	2,47	2,31		
TOTAL	100,27	99,82	99,79	99,96	0,27		
Rb	30	15	13	19	9		
Sr	229	3040	217	1162	1626		
Zr	251	214	156	207	48		
Nb	18	21	16	18	3		
Pb	2	64	11	26	34		
Pds spécifique	2,812	2,700	2,680	2,731	0,071		

	TABLEAU D							
FACIES	SILICEUX							
ORIGINE	TOURNOLS	TOURNOLS	TOURNOLS	TOURNOLS	TOURNOLS	TOURNOLS	CABANES	CABANES
N° échantillon	T 1	T 4	T 6	T 7	TA 11	TO 12b	C4	C9
N° analyse	I 335	I 338	I 340	I 341	I 466	I 420	I 317	I 321
SiO2	78,72	78,76	79,34	79,06	79,42	75,40	79,79	77,86
Al2O3	13,02	13,32	14,19	13,91	11,84	15,79	14,10	14,55
Fe2O3	1,76	0,74	0,83	1,09	1,29	1,03	0,88	0,83
MgO	0,87	0,87	0,44	0,69	0,58	0,57	0,93	0,92
CaO	0,07	0,09	0,07	0,06	0,08	0,07	0,05	0,10
Na2O	0,43	1,24	0,73	1,10	0,72	0,40	1,15	0,45
K2O	0,44	0,27	0,33	1,24	0,27	2,30	0,12	0,17
TiO2	0,14	0,17	0,15	0,19	0,42	0,36	0,21	0,16
P2O5	0,02	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,06
Mno	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
VOLATILS	4,32	4,92	4,46	3,64	5,19	3,70	2,45	5,00
TOTAL	99,79	99,78	100,54	100,99	99,91	99,62	99,69	100,10
Rb	25	17	23	61	17	105	10	16
Sr	212	527	198	219	2524	1414	128	1636
Zr	81	101	90	117	266	218	103	108
Nb	<10	11	11	13	26	28	12	13
Pb	10	<10	<10	17	108	35	<10	45
Pds spécifique	2,633	2,636	2,651	2,689	2,686	2,718	2,704	2,654
ORIGINE	CABANES	CABANES	CABANES	CABANES	CABANES	CABANES		
N° échantillon	C20	2B	2C	16-4	18-4	15-1b		
N° analyse	I 333	I 423	I 478	I 429	I 445	I 450	MOYENNE	ECART TYPE
SiO2	76,71	77,38	79,59	76,40	78,28	77,69	78,17	1,33
Al2O3	15,61	17,19	12,95	15,20	13,61	12,97	14,16	1,41
Fe2O3	0,77	0,88	1,05	0,82	1,05	1,33	1,03	0,28
MgO	0,81	0,29	0,29	0,93	0,57	0,64	0,67	0,23
CaO	0,04	0,07	0,04	0,07	0,05	0,04	0,06	0,02
Na2O	0,83	1,10	1,34	0,78	0,85	1,27	0,89	0,32
K2O	0,16	0,10	1,69	0,15	0,18	0,52	0,57	0,68
TiO2	0,15	0,20	0,19	0,18	0,19	0,21	0,21	0,08
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
Mno	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
VOLATILS	5,34	2,39	2,69	4,59	4,90	5,11	4,19	1,04
TOTAL	100,42	99,60	99,83	99,12	99,68	99,79	99,92	0,47
Rb	13	13	75	16	17	30	31	28
Sr	515	1229	184	353	414	296	704	720
Zr	89	122	97	102	114	106	122	53
Nb	10	16	<10	11	11	10	14	6
Pb	32	24	<10	12	<10	25	34	30
Pds spécifique	2,643	2,748	2,702	2,684	2,643	2,666	2,678	0,033

	TABLEAU E					
FACIES	"CABANES"					
ORIGINE	CABANES	CABANES	CABANES	CABANES		
N° échantillon	16-5	19-2	19-4	27-2		
N° analyse	I 449	I 431	I 432	I 455	MOYENNE	Ecart-type
SiO2	71,95	68,21	65,50	74,96	**70,16**	4,15
Al2O3	19,32	22,65	23,71	16,47	**20,54**	3,29
Fe2O3	1,03	1,09	0,96	1,01	**1,02**	0,05
MgO	0,39	0,40	0,27	0,50	**0,39**	0,09
CaO	0,11	0,13	0,08	0,09	**0,10**	0,02
Na2O	0,78	1,31	0,92	0,71	**0,93**	0,27
K2O	0,16	0,23	0,49	0,23	**0,28**	0,15
TiO2	0,14	0,40	0,22	0,19	**0,24**	0,11
P2O5	0,00	0,01	0,05	0,00	**0,02**	0,02
Mno	0,00	0,00	0,00	0,00	**0,00**	0,00
VOLATILS	5,78	5,23	7,14	5,59	**5,94**	0,84
TOTAL	99,66	99,66	99,34	99,75	**99,60**	0,18
Rb	17	19	30	16	**21**	6
Sr	1966	1357	547	1348	**1305**	582
Zr	109	103	130	112	**114**	12
Nb	13	11	18	20	**16**	4
Pb	28	41	21	31	**30**	8
Poids spécifique	2,665	2,678	2,668	2,677	**2,672**	0,006
FACIES	"TOURNOLS"					
ORIGINE	TOURNOLS	TOURNOLS	TOURNOLS			
N° échantillon	10-1	TO 5	TA 07			
N° analyse	I 427	I 412	I 462	MOYENNE	Ecart-type	
SiO2	71,41	70,38	70,51	**70,77**	0,56	
Al2O3	19,92	21,48	22,94	**21,45**	1,51	
Fe2O3	0,71	0,74	0,87	**0,77**	0,09	
MgO	0,32	0,47	0,00	**0,26**	0,24	
CaO	0,04	0,04	0,05	**0,04**	0,01	
Na2O	0,84	0,75	0,95	**0,85**	0,10	
K2O	0,08	0,16	0,24	**0,16**	0,08	
TiO2	0,30	0,25	0,25	**0,27**	0,03	
P2O5	0,00	0,00	0,00	**0,00**	0,00	
Mno	0,00	0,00	0,00	**0,00**	0,00	
VOLATILS	6,49	4,90	4,57	**5,32**	1,03	
TOTAL	100,11	99,17	100,388	**99,89**	0,64	
Rb	10	13	14	**12**	2	
Sr	329	204	467	**333**	132	
Zr	165	125	153	**148**	21	
Nb	21	17	17	**18**	2	
Pb	22	15	35	**24**	10	
Poids spécifique	2,660	2,703	2,713	**2,692**	0,028	

	TABLEAU F					
FACIES	PLAISANCE					
ORIGINE	PLAISANCE	PLAISANCE	CABANES	SERVIES		
N° échantillon	63-2	63-2*	C13	58-1		
N° analyse	I 345	I 346	I 326	I 439	MOYENNE	Ecart-type
SiO2	75,03	77,44	73,14	73,20	**74,70**	2,02
Al2O3	14,65	12,93	18,96	19,40	**16,49**	3,20
Fe2O3	2,19	3,16	2,75	1,93	**2,51**	0,55
MgO	1,03	0,41	0,47	0,00	**0,48**	0,42
CaO	0,11	0,06	0,05	0,06	**0,07**	0,03
Na2O	0,85	0,81	0,37	0,33	**0,59**	0,28
K2O	3,08	0,82	0,09	0,13	**1,03**	1,41
TiO2	0,14	0,14	0,18	0,15	**0,15**	0,02
P2O5	0,08	0,14	0,08	0,11	**0,10**	0,03
Mno	0,00	0,00	0,00	0,00	**0,00**	0,00
VOLATILS	2,40	3,77	3,56	4,18	**3,48**	0,76
TOTAL	99,56	99,68	99,65	99,49	**99,60**	0,09
Rb	155	48	10	14	**57**	68
Sr	167	461	445	1803	**719**	735
Zr	92	89	114	110	**101**	13
Nb	14	12	19	14	**15**	3
Pb	<10	9	20	23	**17**	7
Poids spécifique	non mesuré	2,7	2,75	2,72	**2,72**	0,03

	TABLEAU G							
FACIES	METARHYOLITE A ANDALOUSITE ROSE							
ORIGINE	TOURNOLS	TOURNOLS	TOURNOLS	CABANES	CABANES	CABANES		
N° éch.	09-5	12-1	12-4	17-1	C 8	3A		
N° analyse	I 473	I 483	I 484	I 430	I 320	I 424	MOYENNE	Ecart-type
SiO2	66,98	75,05	69,24	74,05	71,45	77,55	72,39	3,91
Al2O3	24,71	18,25	22,08	17,73	19,43	15,65	19,64	3,26
Fe2O3	1,07	0,89	1,18	0,78	1,10	0,92	0,99	0,15
MgO	0,04	0,39	0,00	0,70	0,42	0,54	0,35	0,28
CaO	0,09	0,04	0,21	0,08	0,25	0,06	0,12	0,09
Na2O	0,71	0,71	0,90	0,84	0,49	0,79	0,74	0,14
K2O	0,21	0,13	0,15	0,17	0,18	0,15	0,17	0,03
TiO2	0,25	0,21	0,27	0,17	0,14	0,16	0,20	0,05
P2O5	0,00	0,00	0,17	0,16	0,40	0,00	0,12	0,16
Mno	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
VOLATILS	5,65	3,82	5,49	6,14	5,82	3,58	5,08	1,10
TOTAL	99,71	99,49	99,69	100,82	99,68	99,40	99,80	0,52
Rb	16	11	11	23	12	14	15	5
Sr	1089	705	3600	1881	6611	652	2423	2327
Zr	134	121	168	186	134	101	141	31
Nb	18	18	15	18	12	16	16	2
Pb	34	<10	118	44	131	17	69	52
Pds spécifique	2,721	2,703	2,792	2,716	2,725	2,730	2,731	0,031
FACIES	ANDALOUSITITE							
ORIGINE	CABANES	CABANES	CABANES	CABANES				
N° éch.	AB 1	AR 2	63-6	B 6				
N° analyse	J 47	J 55	I 348	J. Negroni	MOYENNE	Ecart-type		
SiO2	34,42	34,00	41,61	38,10	37,03	3,56		
Al2O3	58,39	56,55	46,32	55,20	54,12	5,36		
Fe2O3	1,32	1,29	1,26	0,80	1,17	0,25		
MgO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02		
CaO	0,04	0,05	0,36	0,00	0,11	0,17		
Na2O	0,53	0,70	0,11	0,00	0,34	0,33		
K2O	0,11	0,16	0,16	0,40	0,21	0,13		
TiO2	0,18	0,43	0,08	0,00	0,17	0,19		
P2O5	0,09	0,04	0,64	nd	0,26	0,33		
Mno	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
VOLATILS	4,66	6,53	9,10	5,62	6,48	1,91		
TOTAL	99,74	99,75	99,64	100,16	99,82	0,23		
Rb	6	5	16		9	6		
Sr	27	61	10000		3363	5748		
Zr	104	206	121		144	55		
Nb	10	25	<10		18	11		
Pb	4	6	301		104	171		
Pds spécifique	3,029	2,972	2,846		2,949	0,094		

	TABLEAU H				
FACIES	KAOLINITE ET MUSCOVITE				
ORIGINE	CABANES	CABANES			
N° échantillon	C 1	C 15			
N° analyse	I 314	I 329	MOYENNE	Ecart-type	
SiO2	70,63	59,01	64,82	8,22	
Al2O3	19,88	29,16	24,52	6,56	
Fe2O3	0,99	1,10	1,05	0,08	
MgO	0,50	0,17	0,34	0,23	
CaO	0,07	0,17	0,12	0,07	
Na2O	0,46	0,74	0,60	0,20	
K2O	1,88	1,80	1,84	0,06	
TiO2	0,14	0,26	0,20	0,08	
P2O5	0,00	0,09	0,05	0,06	
Mno	0,00	0,00	0,00	0,00	
VOLATILS	5,06	7,06	6,06	1,41	
TOTAL	99,61	99,56	99,59	0,04	
Rb	83	72	78	8	
Sr	758	916	837	112	
Zr	124	142	133	13	
Nb	17	15	16	1	
Pb	40	54	47	10	
Pds spécifique	2,687	2,714	2,701	0,019	
FACIES	HYPERALUMINEUX (KAOLINITE ET PYROPHYLLITE)				
ORIGINE	CABANES	TOURNOLS	TOURNOLS		
N° échantillon	16-0	08-6	B 10		
N° analyse	I 448	I 474	? J.m Negroni	MOYENNE	ECART TYPE
SiO2	54,92	62,20	46,20	54,44	8,01
Al2O3	31,63	25,69	41,60	32,97	8,04
Fe2O3	0,87	1,08	traces	0,98	0,15
MgO	0,00	0,00	0,06	0,02	0,03
CaO	0,04	0,06	0,03	0,04	0,02
Na2O	0,77	0,73	0,01	0,50	0,43
K2O	0,12	0,45	0,10	0,22	0,20
TiO2	0,11	0,25	0,01	0,12	0,12
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mno	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
VOLATILS	11,25	9,22	12,60	11,02	1,70
TOTAL	99,71	99,68	100,59	99,99	0,52
Rb	10	23		17	9
Sr	61	188		125	90
Zr	79	169		124	64
Nb	<10	16		16	
Pb	<10	20		20	
Pds spécifique	2,655	2,627	2,680	2,654	0,027

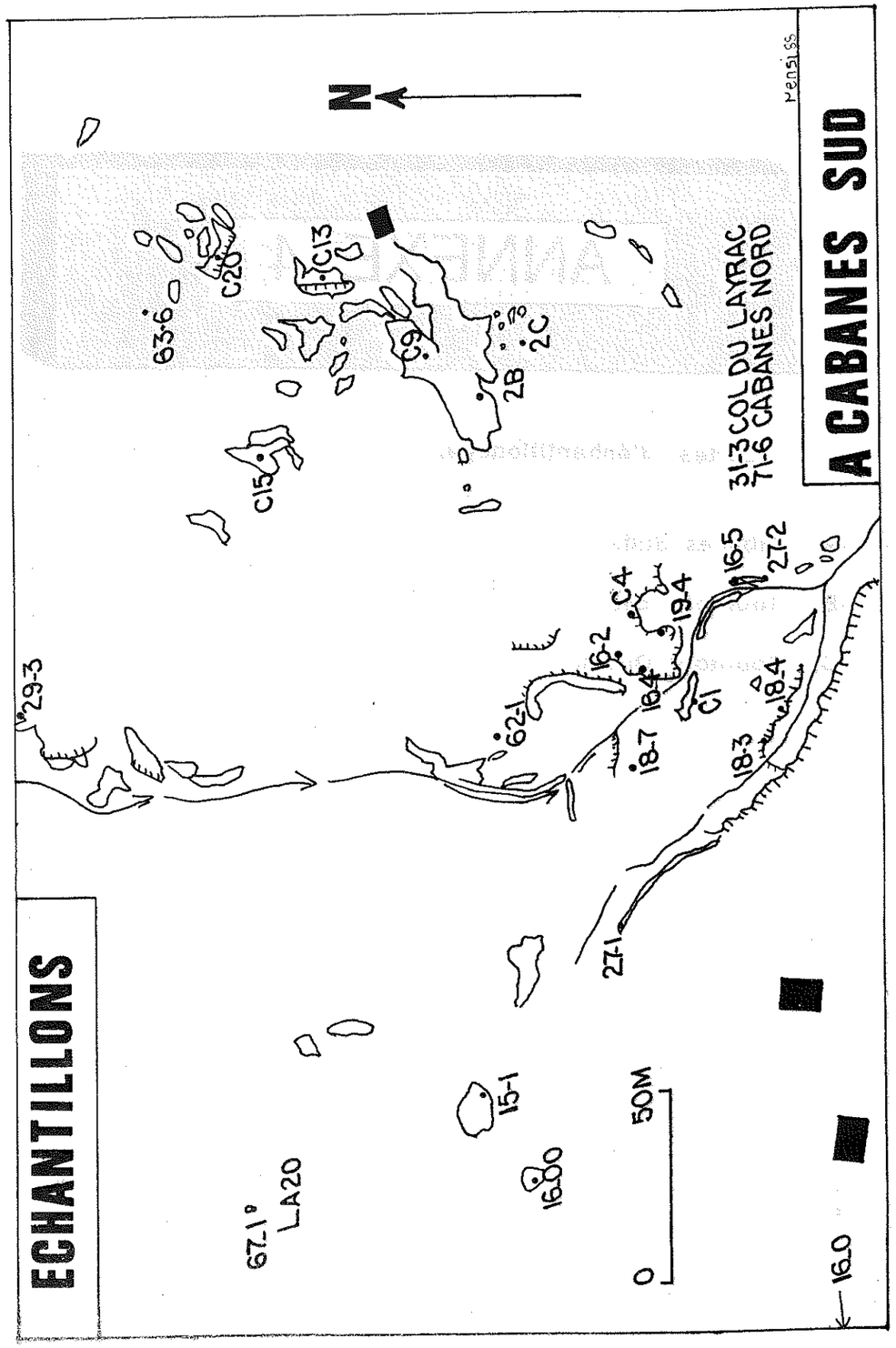
ANNEXE 4

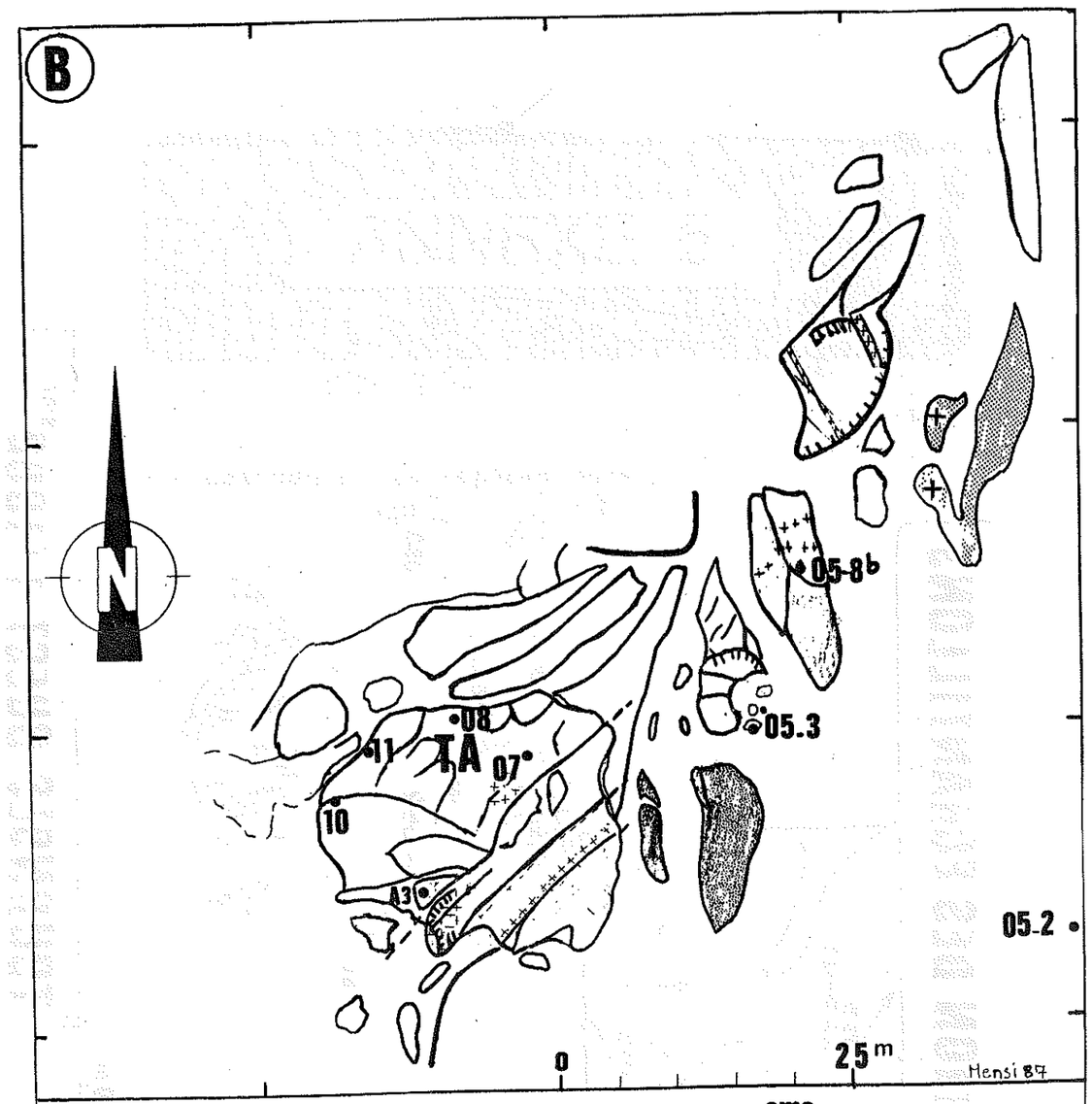
- Cartes d'échantillonage.

-A Cabanes Sud.

-B Tournols Est.

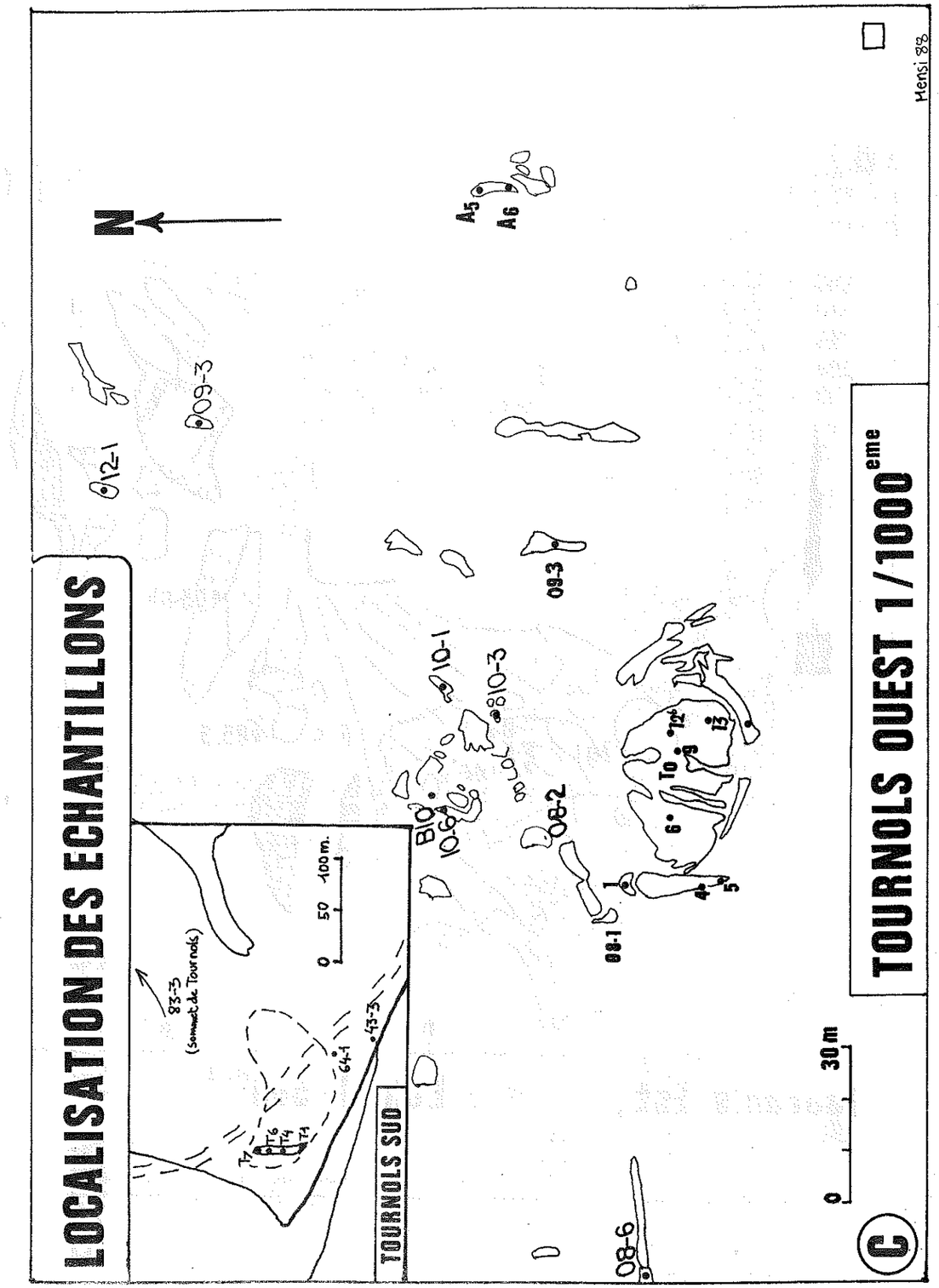
-C Tournols Ouest.





Tournols Est, **Ech. 1/500eme**

Repérage des échantillons



ANNEXE 5

- **Description des espèces minérales.**

DESCRIPTION DES ESPECES MINERALES.

ANDALOUSITE- $SiO_2Al_2O_3$- orthorhombique, densité: 3.13 à 3.16. Dureté 6.5 à 7.5.

Couleur: rose mais aussi blanche, grise, jaune etc.habituellement incolore en lame mince. La couleur et le pléochroisme sont liés aux teneurs en Fe et Mn, les variétés roses contiennent du fer alors que les vertes ont du manganèse.

A Fresno County (Californie), les cristaux d'andalousite sont rose pâle ou violet sombre. La différence de couleur s'explique (Mac Donald et Merriam 1938) par des teneurs respectives en fer ferreux et fer ferrique variables. En effet le type rose pale contient 0.51% de Fe_2O_3 pour 0.60% de FeO alors que l'andalousite violet sombre contient beaucoup plus de Fe_2O_3 (2.44%) pour une teneur en FeO similaire (O.42%).

Au Cardoso (Guadalajara, Espagne), Garcia Guinéa et al. (1983) montrent que la zonation des andalousites - coeur sombre et bordure claire- s'explique là aussi par une différence des teneurs en Fe_2O_3.

Altération: elle s'altère souvent en kaolinite ou en mica blanc.

COMPOSITION CHIMIQUE

Andalousite poupre dans pegmatite à quartz(Australie)-dans le "D.H.W" 1962-
SiO_2: 36.06
Al_2O_3: 60.80
Fe2O3: 1.61
H_2O : 0.94.

DOMAINE DE STABILITE: entre 450° et 650° pour des pressions de 0.7 à 1.5 Kb-Della M Roy(1952).

PARAGENESES.

C'est un minéral typique du métamorphisme basse pression mais elle se rencontre aussi dans les filons de quartz pegmatitiques ou hydrothermaux. Dans la pegmatite de Fresno (Californie) l'andalousite est postérieure au quartz et au feldspath et a une origine magmatique - solutions ayant interagies avec un réservoir magmatique-

A Puerto Rico (Hildebrand 1961), l'andalousite se trouve dans un assemblage de greisen associée à du quartz, de la muscovite, de la topaze et des oxydes de fer provenant de l'altération de la roche volcanique encaissante par des fluides riches en silice, potassium, fluor et fer.

APPLICATIONS: industrie des réfractaires principalement.

BIBLIOGRAPHIE.

DEER HOWIE ZUSSMAN(1962): Rock Forming Minerals.Vol.1.Longmans.

DELLA M. ROY(1954): Hydrothermal synthesis of andalousite. Am. Min. Vol.39, PP140-143.

GARCIA GUINEA J et al.(1983): Procesos hidrotermales en las venas de segregacion de andalucita de El Cardoso (Guadalajara, Espana).Bol. R. Soc. Espanola Hist. Nat. (Geol.), 81 (1-2), 14-24.

HILDEBRAND FRED A.(1961): Andalusite-topaz greisen near Caguas, East-central Puerto Rico.Short papers in the Geol. and Hydro. sciences, Articles 1-146. B222-B224.Geol.Survey Resea.

MAC DONALD G.A et MERRIAM R.(1938): Andalusite in pegmatite from Fresno County, California.Am. Min. Vol. 23, p. 588-594.

BARYTINE- BaSO4-orthorhombique, densité 4,5.Dureté 2,5 à 3,5.

Couleur: blanche, jaunatre, grise etc.

PARAGENESES: dans les filons hydrothermaux, surtout de basse température, associée ou non à du quartz.

APPLICATIONS: c'est la principale source de baryum, utilisée comme boue de forage, pigment dans les peintures, dans la fabrication du papier et des gommes pour les pneumatiques.

CLINOCHLORE -$3SiO_2.Al_2O_3.5(\underline{Mg}\ Fe)O$, $4H_2O$- Clinorhombique, D 2,65 à 2,90.Dureté 2 à 2,5.

COMPOSITION CHIMIQUE.

Clinochlore de West Town, Pennsylvania.

SiO_2: 30,30
Al_2O_3: 18,25
Fe_2O_3: 2,64
FeO : 3,98
MgO : 32,66
Na_20: 0,03
K_2O : 0,38
H_2O :12,26 Total: 100,5%.

PARAGENESES.

Minéral de certaines roches métamorphiques mais aussi hydrothermal, la formation de chlorite par altération d'une rhyolite a été décrite par vitaliano(1957)- dans D.H.W- La chlorite est le dernier minéral de la séquence d'altération basse température (Hydrothermale) et peut dans certain cas entièrement remplacer le talc ou la pyrophyllite antérieure.

BIBLIOGRAPHIE

DEER HOWIE ZUSSMAN(1962): Rock forming minerals.Vol 3 et Vol. 5. Longmans.

DIASPORE ET BOEHMITE- AlO(OH) - orthorhombique, densité 3,2 à 3,5. Dureté 6,5 à 7.

COULEUR ET ASPECT: teintes claires blanches à rosatres, en nodules ou cristaux tabulaires de faible épaisseur. La boehmite est cryptocristalline et ne se différencie des "argiles" que par diffractométrie X.Dietrich et Mazéas (1971) relatent une macle de diaspore exceptionnelle provenant du gisement de pyrophyllite d'Azrou-Melloul au Maroc.

COMPOSITION CHIMIQUE

Diaspore d'un gisement de pyrophyllite de la province de Bingo au Japon-dans D.H.W-
SiO_2 : 1,37
Al_2O_3: 84,23
CaO : 0,10
H_2O :14,67 Total: 100,37%

ALTERATION: en kaolinite.

PARAGENESES ET CONDITIONS DE STABILITE.

C'est avec la boehmite l'un des principaux constituant des bauxites françaises. On peut dans certaines conditions trouver de la boehmite dans les sols latéritiques tropicaux (Enhart H. 1973).
L'origine du diaspore est parfois magmatique, Lacroix (1901)en signale des occurences (1,5mm)dans la haute-Loire dans des enclaves de leptinite.
Il se rencontre plus fréquement comme l'un des produit de l'altération hydrothermale de minéraux alumineux associé à la kaolinite et à la fluorine ou avec la topaze et l'andalousite.
Il se trouve aussi dans la plupart des gisements de pyrophyllite mondiaux - Caroline du nord, Chine, Japon etc.-et parfois dans les pegmatites alcalines comme minéral hydrothermal tardif (Palaghe et al.,1952).
La boehmite et la gibbsite, métastable et associées au diaspore, peuvent persiter pendant de très longues périodes. Les premiers essais de synthèse de diaspore en laboratoire conduirent à envisager des températures de cristallisation allant de 200 à 300°C, mais "le diaspore ne peut être considéré uniquement comme une phase de haute température ou pression"Kennedy (1959). En effet, Keller(1978), signale dans le missouri central des recristallisations de diaspore résultant de l'altération superficielle post-Eocène de cristaux primaires de diaspore.Il ajoute que Wefers et Bell (1972) ont observé une cristallisation de diaspore au dessous de 100°C obtenue avec un gel alumineux d'hydroxydes d'alumine et de fer. La goethite serait dans ce cas le catalyseur de la réaction à température ambiante. Un milieu réducteur favorise la cristallisation de diaspore à partir de la boehmite.

BIBLIOGRAPHIE.

CHANDLER F.W. et al. (1969) : Diaspore in early proterozoique quartzites (Lorrain formation) of Ontario. Canad. Journ. of earth Sci., 6, p.337-340.

DEER HOWIE ZUSSMAN (1962): Rock forming minerals Vol. 5 . Longmans

DIETRICH J. E. et MAZEAS J.-P.(1971): Diaspore maclé du gite de pyrophyllite d'Azrou-Melloul(Haut Atlas -marocain). 96 eme Congrès national des sociétés savantes,Toulouse,sciences, t. II, p. 377 à 382.

ERHART H.(1973): itinéraires géochimiques et cycle géologique de l'aluminium.Doin.

KELLER W. D.(1977): Diaspore recristallized at low temperature. Ame. Min. Vol. 63, p.326_329,1978.

LACROIX A.(1901): Minéralogie de la France. Tome 3, p. 340-341. 1962.

PALACHE et al.(1952): Dana's system of mineralogie. Vol. 1. p. 674-679.

GIBBSITE - $Al(OH)_3$: monoclinique, densité 2,40; dureté 2,5 à 3,5.

PARAGENESE: c'est une forme métastable de la boehmite-entre 140 et 200°C elle se décompose en boehmite en libérant de l'eau (D.H.Z Vol.5)- On la trouve donc associée aux hydrates d'alumines décrit auparavant.La gibbsite peut naitre en Ph neutre ou légèrement alcalin par altération des silicates alumineux primaires-à une profondeur suffisante pour se soustraire aux conditions acides-et départ intégral de la silice combinée.La gibbsite est abondante dans les sédiments tropicaux (Erhart 1973).

ILLITE- hydrosilicate d'alumine et de potassium - monoclinique, densité 2,6 à 2,9. D 1 à 2.

C'est un mélange de feuillets de mica avec d'autres minéraux argileux.

PARAGENESE: la formation de l'illite est favorisée par des conditions alcalines et par un enrichissement en Al_2O_3 et K-le potassium pouvant provenir de l'altération des feldspaths-sa structure reste stable jusqu'aux environ de 700°C.Elle peut provenir de l'altération supergène mais elle se manifeste aussi dans les zones altérées des filons métalliques (hydrothermalisme).

Les minéraux argileux de type bauxitiques peuvent apparaîtres dans des conditions de climat tempéré: "dans la zone alpine des Northen Cascades des métadiorites (...) s'altèrent en bauxites ferrugineuses.De la vermiculite se forme à partir de schistes à phlogopite à une vitesse six fois supérieure à celle de l'érosion de l'argile. (Reynolds ,1971).

GOETHITE - FeO(OH)-orthorhombique, densité 4,37. Dureté 5 à 5,5.

COMPOSITION CHIMIQUE: Fe_2O_3 83 à 90%, SiO_2 0,4 à 2%, H_2O 10%.On trouve aussi des traces de manganèse.

PARAGENESE: mineral d'altération des minéraux ferrifères-pyrite, dravite...- en conditions oxydantes elle reste stable jusqu'à 100°C-

BIBLIOGRAPHIE.

DEER HOWIE ZUSSMAN(1962): Rock forming minerals.Vol. 3 et 5 Longmans.

ERHART H.(1973)-ouvrage cité auparavant-

REYNOLDS R. C(1971): Clay mineral formation in an alpine environment.Clays and Clays Minerals, Vol.19. p. 361-374.

DRAVITE $NaMg_3Al_6B_3Si_6O_{27}$ $(OH, F)_4$: rhomb. Antih., densité 3,10 à 3,15 , dureté 7 à 7,5.

C'est le pole magnésien d'une série isomorphe continue.

COULEUR: les variétés ferrifères sont plutôt noires alors que les dravites sont brun sombre à jaune.

COMPOSITION CHIMIQUE.

Nous connaissons la densité de la dravite étudiée dans ce travail de thèse ainsi que la teneur en MgO et Fe_2O_3 d'une tourmalinite (éch.Cabanes).Celà nous permet de retenir une des analyses du "D.H.Z" Vol.5 pour le calcul de la composition modale de la roche.

Analyse 7
SiO_2: 38,8
Al_2O_3:37,7
Fe_2O_3:10,5
CaO : 0,14
Na_2O: 2,7
K_2O : 0,3
H_2O : 4

PARAGENESES

Les dravites se rencontrent typiquement dans les assemblages métamorphiques ou métasomatiques. Dans les pegmatites granitiques la tourmaline est souvent associée au quartz et à la muscovite. Dans le stade pneumatolitique de l'altération la tourmalinisation se fait par un apport de bore qui attaque les minéraux de la roche encaissante en remplaçant les feldspaths. Le quartz n'étant pas remplacé on aboutit à des roches à quartz-tourmaline voir à des tourmalinites si l'altération est intense. Dans la plupart des cas étudiés dans le monde, la"source" de bore provient d'un magma granitique et le manganèse d'un apport métasomatique.

Des essais de synthèse de tourmaline (Frondel et Collette,1957) ont suggéré qu'avec l'augmentation de température, le bore pouvait se mettre en solution dans les fluides intersticiels qui réagissent alors avec les alumino-silicates pour former la tourmaline.

BIBLIOGRAPHIE

FIEREMANS M. et DE PAEPE P. (1982): Genesis of tourmalinites from Belgium: petrographical and chemical evidence.Mineralogical magazine, March 1982, Vol. 46, p. 95-102.

FELDSPATHS ALCALINS (K, Na) $[AlSi_3O_8]$, densité 2,56 à 2,63 , dureté 6 à 6,5.
PLAGIOCLASES SODIQUES NA $[AlSi_3O_8]$.

Microcline-triclinique, forme basse température du feldspath potassique dont le domaine de composition est très limité ce qui fait que les exsolutions d'albite(Na) sont fréquentes-perthites ou microperthites-

Albite-Oligoclase-triclinique-

COMPOSITION CHIMIQUE

	Microcline	Albite-Oligoclase -dans le D.H.Z 1966-
SiO_2	65,58	64,66
Al_2O_3	19,58	19,72
Fe_2O_3	0,21	0,08
CaO	0,49	0,34
Na_2O	5,90	3,42
K_2O	7,88	11,72
H_2O	0,23	0,18
Total	100,01	99,84

Nous ne détaillons pas l'étude des paragenèsesde ces minéraux qui viennent à la première place pour leur abondance à la surface de la croute terrestre, retenons simplement que les températures de cristallisation de ces espèces minérales sont très élevé-par ex. pour l'albite à 1Kb elleest supérieure à 900°C.

BIBLIOGRAPHIE

BARIAND et al.(1977): Les minéraux, leurs gisements, leurs association. Tome 1.Edit.Minéraux et fossiles.

DEER, HOWIE et ZUSSMAN (1966): An introduction to the Rock Forming Minerals.Longman.

HEMATITE Fe_2O_3, rhomboédrique: densité 5,26, dureté 5 à 6.
Les impuretés sont très peu abondantes.

PARAGENESES

Rare dans les roches ignées, elle se trouve parfois en gisements d'ordre économique dans les roches sédimentaires.Elle apparait aussi dans les roches métamorphiques et est courante à ce point de vue dans les roches précambriennes.

Le terme de LIMONITE regroupe toute une série d'oxydes et d'hydroxydes de fer qui se forment essentiellement par altération superficielle des roches contenant du fer.

KAOLINITE $Al_2O_3.2SiO_2.2H_2O$: triclinique ou monoclinique.Densité 2,61 à 2,68, dureté 2 .

COULEUR : blanche, souvent en masses d'allure argileuse.

COMPOSITION CHIMIQUE.

Kaolinite hydrothermale-analyse 1 p. 202 du D.H.Z 1962 Vol. 3-
SiO_2: 45,80
Al_2O_3:39,55
Fe_2O_3: 0,75
MgO : 0,14
CaO : 0,41
K_2O : 0,03
H_2O :13,92
Total :100,3

PARAGENESES

La kaolinite se forme en milieu acide par altération atmosphèrique ou hydrothermale de basse température des minéraux comme les feldspaths, l'andalousite ou la chlorite.Elle peut dériver de roches volcaniques porphyriques.
"L'altération des feldspaths ne produit jamais directement de la kaolinite mais forme comme le montre l'attaque expérimentale à 200°C par une solution faible d'acide chlorhydrique, une boehmite pauvrement cristallisée.Ce produit intermédiaire est le seul capable de fixer la silice et de produire ainsi la kaolinite(Oberlin A. et Conty R.,1970).
La kaolinite a été synthétisée à partir de gels alumino-silicatés et d'eau entre 150 et 405°C pour des PH20 variables.A 500°C, elle perd son eau de constitution et donne une méta-kaolinite.

DICKITE ET NACRITE - ce sont des variétés polymorphes rares-

Ces minéraux ne se trouvent pas dans les sédiments.La dickite est le minéral argileux hydrothermal le plus courant, elle se forme avec la nacrite durant les phases tardives de minéralisation après les filons de quartz (Chukhrov F. V.,1968).C'est un indice important pour caractériser un hydrothermalisme, suivant la température des eaux on aura de la kaolinite ou de la dickite (Schroeder R. J. et Haye J. B.,1968)

COMPOSITION CHIMIQUE (Fransolet ,1978)

SiO_2 : 47,31
Al_2O_3: 38,09
Fe_2O_3: 0,18
Na2O : 0,02
MgO : 0,03
H_2O : 14,29 Total: 99,92%

BIBLIOGRAPHIE

CHUKHROV F. V.(1968): some result of the study of clay mineral in USSR. Clays and Clays minerals, Vol. 16. p. 3-14.

FRANSOLET A. M. et BOURGUIGNON P.(1978): Pyrophyllite, Dickite et Kaolinite dans les filons de quartz du massif de Stavelot. Bull. Soc. Roy. des sciences de Liège, 47eme année, n° 5-8, p. 213-221.

OBERLIN A. et CONTY R.(1970): condition of kaolinite formation during alteration of some silicates by water at 200°C. Clays and Clays Minerals, Vol. 19, p. 347-356.

SCHROEDER R. J. et HAYES J.B.(1968): dickite and kaolinite in Pennsylvnian limestones. Clays and Clays Minerals, Vol. 16, p. 41-49.

MUSCOVITE K_2Al_4 $Si_6Al_2O_{20}$ (OH, F)4: monoclinique, densité 2,77 à 2,88 , dureté 2,5 à 3.

Le potassium peut être, en partie, substitué par du sodium. Quand ce dernier élément devient dominant on utilise le terme de paragonite. Les propriétés optique de ce minéral sont les même que celles de la muscovite.
La variété finement cristallisée et parfois hydratée est appelée séricite.

COULEUR; blanc-nacré.

Compte tenu des résultats des analyses géochimiques des roches étudiées dans ce travail, deux analyses ont été retenues-dans le D.H.W Vol.3-

COMPOSITION CHIMIQUE

	Muscovite hydrothermale ,	Séricite métamorphique
SiO_2 :	47,1	49,2
Al_2O_3:	36,5	30,8
Fe_2O_3:	0,1	1,4
MgO :	0,04	2,3
CaO :	1,1	nd
Na_2O :	1,9	0,6
K_2O :	8,4	10,9
H_2O+ :	4,8	4,7
	99,9 Total	99,9

CONDITIONS DE STABILITE ET PARAGENESES

La muscovite peut avoir une origine hydrothermale ou métasomatique, elle a une grande stabilité - à 2Kb, elle est stable jusqu'à environ 750°C (Yoder et Eugster ,1955)- Elle peut être associée à l'andalousite ou à d'autres silicates d'alumine, sa cristallisation étant dans ce cas liée à des circulations de fluides riches en fluor. Les cristaux auront tendance à cristalliser aux épontes des filons à quartz.La décomposition de la muscovite par des solutions acides se produit entre 300° et 400°.

La séricite est un des minéraux typique du métamorphisme schiste-vert- association séricite +quartz +chlorite -, elle provient aussi de la transformation des feldspaths (damourite).

"Le minéral majeur produit par l'altération des feldspaths à 300°C par des eaux saturées en CO_2 est la séricite" (Norton, 1939)."La séricitisation, en particulier des feldspaths, est très commune dans les phases précoces de l'altération hydrothermale de la plupart des roches ignées et métamorphiques" (Vitaliano, 1957).

BIBLIOGRAPHIE

Les références sont du "D.H.W 1962, Vol. 3".

LES MINERAUX DU GROUPE DES PHOSPHATES.

SCORZALITE, FLUORAPATITE, WILKEITE ET HINSDALITE.

GEOCHIMIE DU PHOSPHORE DANS LES ROCHES ACIDES ET PARAGENESES RESULTANTES.

Le phosphore peut s'exprimer, soit de manière précoce-Conditions de solubilité de P_2O_5 dans les magmas: "la solubilité de P_2O_5 diminue avec l'abaissement de la température et l'élévation de la teneur en SiO_2.Les teneurs en P_2O_5 des roches décroissent donc avec l'augmentation de la teneur en silice"- Nash 1984 in Adam et Gagny 1986- lorsque la teneur en volatils est faible, sous forme d'apatite ou plus tardivement par des filons à quartz, scorzalite ou autres phosphates quand la teneur en volatils et le stock de phosphore résiduel sont suffisants.

Si des changements interviennent dans la composition des fluides circulant dans le filon, des déstabilisations vont pouvoir se produire dans les phosphates déjà formés. On observe souvent autour des minéraux précoces (ex.scorzalite) un cortex de fluorapatite, de wilkéite et hinsdalite avec des oxydes de fer (Fransolet et al.,1985) montrent que "le développement d'une couronne de fluorapatite avec pigmentation d'hématite cryptocristalline résultent d'un léger enrichissement en fluor dans la solution hydrothermale et d'un abaissement de température. La fluorapatite s'est développée dans des conditions oxydantes (pyrite hématite) avec une migration de Na, Mn, Mg et Fe. Une partie de ce dernier élément ayant recristalliser sous forme d'hématite ou d'oxyde amorphe.

"La hinsdalite du massif des Colettes (Allier) s'est formée après la kaolinisation hydrothermale, à partir de solutions résiduelles enrichies en P et Al, qui avaient dissous la barytine.Les conditions sont celles de la zone d'oxydation superficielle avec des températures inférieures à 100°C et un Ph neutre à acide (Nicolas et Rosen ,1963).

SCORZALITE (Fe , Mg)$Al_2(PO_4)2(OH)_2$:moniclinique, densité 3,20 à 3,33.

C'est le pôle ferrifèred'une série continue dont la lazulite forme le terme magnésien.La densité augmente avec la teneur en fer (Blanchard et Abernathy ,1980).

COULEUR: bleu-marine

COMPOSITION CHIMIQUE-Scorzalite d'Angarf-Sud (Fransolet et al. , 1985)-

P_2O_5 : 43,3
Al_2O_3 : 30,3
FeO : 14,2
MgO : 4,6
H_2O : 15,5
Total : 97,9

PARAGENESES

On trouve des minéraux de la série de la lazulite en association avec des silicates d'alumine comme l'andalousite et la phyrophyllite dans les gisements de Caroline du nord(hydrothermalisme) . Dans les associations pegmatitiques associé au quartz, à la tourmaline et au plagioclase sodique.On signale aussi des occurences dans les régions à métamorphisme élevé ou les roches contiennent des filons ou dykes en liaison génétique avec des intrusions (Pecora ,1950).

HINSDALITE, FLUORAPATITE ET WILKEITE.

Nous ne détaillerons pas les caractéristiques de ces minéraux dont les conditions d'apparition ont déjà été abordées à la page précédente.

L'hinsdalite est un phosphate d'alumine et de plomb qui peut contenir jusqu'à 3% de strontium-cet élément se substituant au plomb-. Elle a un aspect finement grenu et une couleur blanche et se rencontre en abondance dans les filons, associée au quartz et à la barytine, recoupant des roches volcaniques (Hinsdale, Colorado). A Cerro de Pasco (Pérou), elle aurait cristallisé dans les phases terminales de la minéralisation hypogène à une température inférieure à 130°C (Vega ,1979).

La fluorapatite - P_2O_5: 42,3, CaO : 55,5, F: 3,8 - est un minéral hydrothermal très commun.

La wilkéite est une apatite riche en CO_2."Fransolet (1985) cite Haapala, 1966" Dans la pegmatite de Hunnakko en Finlande, il y a remplacement d'un phosphate primaire par un cortex d'apatite riche en CO_2".

BIBLIOGRAPHIE

ADAM D. et GAGNY C.(1986): l'expression minéralogique du phosphore dans les leucogranites. Bull. Minéral. 109. 441-460, p. 220-239.

BLANCHARD F. N. et ABERNATHY S. A.(1980): X-ray powder diffraction data for the phosphate minerals: vauxite, metavauxite, vivianite, Mn-heterosite, scorzalite and lazulite. Florida scientist. Vol. 43, n°4, p.257-265.

FRANSOLET A-M et al.(1985): évolution génétique et significations des associations de phosphates de la pegmatite d'Angarf-Sud, plaine de Tazenakht, Anti-Atlas, Maroc. Bull. Minéral. 108.551-574.

GAMA PEREIRA L. C.(1984): sobre a ocorrência de fosfatos no granito de Pedrogao Grande, Portugal central. Memorias o noticias, Lab. Mineral. Geol. , Univ. Coimbra, n°98.

NICOLAS J. et DE ROSEN A.(1963): Phosphates hydrothermaux de basse température et kaolinisation: la gorceixite du massif des Colettes(Allier) et les minéraux associés(hinsdalite). Bull. Soc. franç. Minér. Crist. LXXXVI, p. 379-385.

PECORA W. T. et FAHEY J. J. (1950): The lazulite-scorzalite isomorphous series. Am. Mineral. Vol. 35. N°1-2. p. 1 à 18.

VEGA R.(1979): Descubrimiento de la associacion pirita-hinsdalita : Cerro de Pasco. Bol. Socie. Geol. del Peru. Tome 64. p. 47-72.

PYRITE FeS_2, cubique hexahédral: densité 4,95 à 5 , dureté 6 à 6,5.

COMPOSITION CHIMIQUE: Fe 46,6 S 53,4%

PARAGENESES ET CONDITION DE STABILITE

Elle peut cristalliser dans un large domaine de température à partir de 250°C et elle reste stable jusqu'à 700°C.Elle se forme donc dans des conditions P et T variables, dans des types de roches variées et sont origine reste souvent encore incertaine.On la rencontre, parfois en grandes masses dans les filons hypothermaux et mésothermaux.

PYROPHYLLITE Al_4 [Si_8O_{20}] $(OH)_4$: monoclinique, densité 2,65 à 2,90, dureté 1 à 2.

COULEUR : blanc-nacré à brun brillant(altération).

COMPOSITION CHIMIQUE-Pyrophyllite en rosettes d'Ottré (Fransolet, 1978)-

SiO_2 : 64,88
Al_2O_3:29,15
Fe_2O_3: 0,42
MgO : 0,12
Na_2O : 0,27
H_2O : 5,52 Total : 100,36

PARAGENESES ET CONDITIONS DE STABILITE

Ce minéral alumineux peut cristalliser dans les conditions du métamorphisme schite-vert - Sharma 1979 et Winkler 1974 -, il se rencontre aussi à de plus hautes pressions en association avec la lawsonite et la calcite (Goffé ,1979). La pyrophyllite qui ne se différencie pas toujours, en lame mince, de la séricite a dû être parfois confondue avec la séricite. Dans la formation de "Lorrain", rive Canadienne des Grands-Lacs, le métamorphisme régional des quartzites à diaspore et kaolinite à transformé une partie de ces deux dernier minéraux en pyrophyllite (Chandler et al. ,1969).
Plus rarement, la pyrophyllite provient de l'altération hydrothermale des feldspaths.Dans ce cas, elle est associée, sous forme d'aiguilles ou de rosettes, à du quartz et à des muscovites.A Ottré, elle est associée à la kaolinite et à la dickite et cristallise en belles lamelles rayonnantes nacrées, atteignant près de 25 mm de diamètre.-Fransolet et bourguignon ,1978-.Certains gites de pyrophyllite de Caroline du Nord (Sykes et Moody, 1978)ont une origine hydrothermale comme ceux de Nouvelle-Zélande (Swindale et Hughes, 1967)et de Cuba (Velinov et al. 1983).

Des expériences d'altération des feldspaths (Norton 1939 dans le"D.H.W.1962) ont permis d'obtenir la pyrophyllite à partir de 300°C et jusqu'à 550°C.La perte de l'eau de constitution se produit vers 760°C.Les conditions qui régissent l'apparition de la pyrophyllite sont traitées avec plus de détail dans l'étude du système SiO_2-Al_2O_3-H_2O.

UTILISATIONS INDUSTRIELLES

Dans le monde des gisements sont connus aux U.S.A, Canada, Brésil, U.R.S.S, Japon, Chine, Maroc etc. C'est un minéral réfractaire et inerte qui possède un pouvoir couvrant élevé lorsqu'il est pulvérisé, on l'utilise donc dans l'industrie des céramiques et comme additif dans les peintures ainsi que dans la fabrication des insecticides en tant que charge.Les industries de l'électronique et de l'aéronautique utilisent ce minéral pour certaines applications.Il entre comme élément dans la fabrication des moules pour prototypes ainsi que dans beaucoup d'autre application mineures.

BIBLIOGRAPHIE

BATES(1960): Geology of the industrial rocks and minerals.

CHANDLER F. W. et al.(1969): Diaspore in early proterzoic quartzites (Lorrain Formation) of Ontario. Canad. Journ. of Earth sciences, 6, PP337-340

FRANSOLET A. M. et BOURGUIGNON P.(1978): Pyrophyllite, dickite et kaolinite dans les filons de quartz du massif du Stavelot.Bull. Soc. Roy. des Sciences de Liège, 47eme année, n° 5-8, p. 213-221.

GOFFE B.(1979): La lawsonite et les associations à pyrophyllite calcite dans les métasédiments alumineux du Briançonnais.Premières occurences. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 289. p. D813-D816.

NATAF M.(1968): Possibilité d'utilisations industrielles des roches à) pyrophyllite des Ait-Azegrouz et de l'Ougnat. Notes Serv. Géol. Maroc, t. 28, n°211.

SHARMA R. P.(1979): Mineralogie of the pyrophyllite diaspore samples from Bundelkhand, Central India. Ind. Mineral., Vol. 20, p. 1-5.

SWINDALE L. D. et HUGHES I. R.(1967):Hydrothermal association of pyrophyllite, kaolinite, diaspore, dickite et quartz in the Coromandel area, New Zealand. N. Z. Jl Geol. Geophys. 11. PP1163-83.

SYKES M. L. et MOODY J. B.(1978): Pyrophyllite and metamorphism in the Carolina slate belt. Am. Mineral., Vol. 63, p.96-108.

VELINOV I. ET al.(1983): Secondary quartzites developed after Cretaceous volcanics from Zaza zone, Cuba. Geol. Balcan, 13. 6, Sofia. p. 53-68.

WINKLER H. F.(1974): Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag.

QUARTZ SiO_2 , hexagonal: densité 2,65. dureté 7

C'est le minéral le plus abondant après les feldspaths.Dans les roches acides, c'est le mode d'expression normal de la silice libre.Sa composition en silice est pure à un facteur 10^{-3} près. Il existe en abondance dans les roches ignées, sédimentaires et métamorphiques.On le trouve aussi communément en tant que minéral secondaire dans les filons métasomatiques ou hydrothermaux.
Les variétés basse température cristallisent entre 200 et 400°C.

MINERAUX TITANES ET ACCESSOIRES.

RUTILE ET ANATASE TiO_2 , QUADRATIQUES: densités 4,23 et 3,82 à 3,95, dureté 6.

COULEUR: jaune-miel à rouge.

Le rutile est relativement abondant, souvent associé à l'apatite, dans les filons de pegmatite ou de quartz hypothermal.Ce cristal peu altérable peut résulter d'une altération de cristaux d'anatase.Certains rutiles peuvent contenir jusqu'à 1,5% de Sn et 8,6% de Nb, du fer peut se substituer au titane(ilménorutile).

ILMENITE $FeTiO_3$ rhomboédrique: densité 4,72, dureté 5 à 6.
C'est le principal minerai du titane, les gros cristaux s'observent surtout dans les dérivés pegmatitiques.C'est un minéral accessoire de certaine roches métamorphiques.

TOPAZE Al_2SiO_4(F, OH_2) orthorhombique: densité 3,4 à 3, 6. dureté 8.

COMPOSITION CHIMIQUE: SiO_2: 31% Al_2O_3: 54% et F: 15%.

PARAGENESES

C'est un constituant commun des greisens et des pegmatites, associé au quartz, à la tourmaline, à la muscovite et à divers phosphates.Sa shynthèse expérimentale à été réalisée en 9 j. à 500°C et 4Kb par Lévy et Wyart (1946).

ZIRCON Zr(SiO_4) quadratique, densité 4,7, dureté 7,5.

Minéral accessoire commun des granitoides.

BIBLIOGRAPHIE

BARIAND et al.. (1978): Les minéraux, leur gisements, leurs associations. Tome 2.Minéraux et fossiles.

D.H W (1966)-ouvrage déjà cité.

FISCHESSER R.(1977): Données des principales espèces minérales.Société de l'industrie minérale.

BIBLIOGRAPHIE.

ABERNATHY S.A. et BLANCHARD F.N. (1982) --- Variation in unit cell parameters and in the X-ray diffraction intensity ratio I (200) / I (100) in the lazulite - scorzalite series. Amer. Miner. , Vol.67, p.610-614.

AUBAGUE et al. (1977) --- Les gites minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure Languedocienne. Bull. B.R.G.M. (2), II, 3.

AVISON M. (1985) --- Metasomatism in the Lough Guitane volcanic complex (southwest Ireland). An application of composition-volume computations. Chem. Geol. , 48, p. 79-92.

BARNES H.L. (1979) --- Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd edition. Johan Wiley and sons.

BARTON M.D. (1982) --- The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications. Amer. Miner., Vol. 67, p956-974.

BECQ-GIRAUDON J.F. (1973) --- Contribution à l'étude géologique du bassin houiller de Graissessac (Hérault). Thèse Paris Sud.

BECQ-GIRAUDON J.F., GONZALES G. (1986) --- Liaison entre structure et métamorphisme des charbons (Graissessac). Géol. de la France, n° 3, p.340-344.

BERG E.L. (1937) --- Occurence of diaspor in quartzite. Amer. Miner. 22, p.997-999.

BERGERON J. (1888) --- Notes sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bul. Soc. Géol. Fr. 3eme série, t. XVII, p. 54-63.

BERGERON J. (1888) -- Etude géologique du massif ancien situé au sud du Massif Central. Thèse, Paris, Ann. Soc. Géol., t. XXII.

BLANCHARD N.F. et ABERNATHY S.A. (1980) --- X-ray powder diffraction data for the phosphate minerals: vauxite, metavauxite, vivianite, Mn-heterosite, scorzalite, and lazulite. Florida Scientist, Vol. 43, n° 4, p.257-265.

BLAVIER A. (1806) --- Statistique minéralogique du département de l'Aveyron. Journ. des Mines, t XIX, n° 109-112; t. xx, n° 116-118.

BOISSE A. (1870) --- Esquisse géologique du département de l'Aveyron. Paris.

BOYLE R.W. (1970) --- Regularities in wall-rock alteration phenomena associated with epigenetic deposits. Interna. Union Geol. Sci. A. n° 2 : problems of hydrothermal ore deposition. Schweizerbart, Stuttgart. p.235-529.

BRUNEL M. (1972) --- Etude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique pré-hercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne Noire (Massif Central français). Thèse 3eme Cycle Montpellier, 94p.

BRUNEL M. (1974) --- Tectonique - La phase hercynienne majeure dans le versant nord de la Montagne Noire. C.R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 278, p.991-994.

BRUNEL M., MALIAKOV Y. (1972) --- Utilisation de l'orientation préférentielle du quartz comme marqueur de la déformation hercynienne dans le granite hercynien du Mendic (M.C.F.) C.R. Acad. Sci. Paris, t. 24, série D, P. 26-27.

CAIA et al. (1968) --- Etude des gites et occurences de roches à pyrophyllite du Maroc. Notes Serv. Géol. Maroc, t. 28, n°211, p. 37-92.

CHARLENT P. et COMBE M. (1982) --- Etude préliminaire d'indices alumineux situés à St Gervais -sur -Mare (Hérault) . Rapport Enstima 76p. Inédit.

COURJAULT-RADE P. 1987) --- Proposition d'un modèle paléogéographique au Cambrien de la Montagne Noire (Sud du Massif Central). 1er Congrès de sédimentologie, Paris 19 et 20 nov. p.115-116.

COURJAULT-RADE P. et GANDIN A. (1987) --- Evolution tectono-sédimentaire et paléogéographique en Montagne Noire (France) et Sardaigne (Italie) au Cambrien. 1er Congrès de sédimentologie, Paris 19 et 20 nov. p.117-118.

DAY H.W. (1976) ---A working model of some equilibria in the system alumina-silica-water. Amer. Jour. Sci., Vol. 276, p.1254-1285.

DEER , HOWIE, ZUSSMAN (1962) --- Rock forming minerals VOL. 1, 3, 5. Longman ed. Harlow.

DEER , HOWIE, ZUSSMAN (1966) --- An introduction to the rock forming minerals. Longman ed. Harlow.

DIETRICH J.E. et GAUDEFROY C. (1965) --- Description provisoire des espèces minérales du Maroc, diaspore d'Azrou- Melloul. Notes Serv. Géol. Maroc, t. 24, n° 183, p.104-105.

DONNOT M. et GUERANGE B. (1978) --- Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault) - Versant nord de la Montagne Noire. Bull. Bur. Rech. Géol. Min. , Orléans, 2e se. , n° 4, p.333-363. 2 pl.H.T.

ELLENBERGER F. et LATOUCHE L. (1967) --- Sur l'enveloppe sédimentaire de la zone axiale de la Montagne Noire (Monts de St Gervais, Hérault). C.R. Soc. Géol. Fr. Paris, p.223-226.

FRANSOLET A.M. et BOURGUIGNON P. (1978) --- Pyrophyllite, dickite et kaolinite dans les filons de quartz du massif de Stavelot. Bull. Soc. Roy. Sc. de Liège, 47eme année, n° 5-8, p.213-221.

GEZE B. (1949) --- Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. Mém. Soc. Géol. Fr., n°62.

GIUSTI C. (1984) ---Au sujet des relations du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque en Montagne Noire. La discordance tectonisée de Castanet-le-Haut. Physio. Géo. , n° 10, p.1-11.

GOFFE B. (1979) --- La lawsonite et les associations à pyrophyllite calcite dans les métasédiments alumineux du Briançonnais.Premières occurences. C.R. Acad.Sc.Paris, t. 289, série D, p. 813-816.

GOFFE B. , SALIOT P. (1977) --- Les associations minéralogiques des roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise - Leur signification dans le métamorphisme régional - Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallo., 100, p.302-309.

GRESENS R. (1967) --- Composition-volume relationships of metasomatism. Chem. Geol. , 2, p. 47-65.

GUILBERT J.M. et PARK C.F. (1986) ---The geology of ore deposits. Freeman edit.

GUSTAFSON L.B. et HUNT J.P. (1975) --- The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. Econ. Geol. n° 5 , p. 875-912.

HAAS H., HOLDAWAY M.J. (1973) --- Equilibria in the system Al_2O_3- SiO_2- H_2O involving the stability limits of pyrophyllite and thermodynamic data of pyrophyllite. Amer. J. Sci. , Vol. 273, p. 449-464.

HAMET J. (1975) --- Etude systématique par la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI et VII, Lab. de Géoch. et Cosmoch., 248p.

HAMET J. et ALLEGRE J. (1973) --- Datation ^{87}Rb - ^{87}Sr du massif granitique du Mendic et des porphyroides à l'est de la Montagne Noire. Contr. Miner. Petrol. 38, p.291-298.

HARBEN P. (1978) --- Pyrophyllite stands on its own. Indus. Miner. June, p.19-27.

HE_MLEY J.J. , MONTOYA J.W. et al. (1980) --- Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implications for alteration/mineralisation processes. Econ. Géol. Vol. 75, p. 210-228.

HILDEBRAND F. (1961) --- Andalousite-topaze greisen near Caguas, East-Central Puerto Rico. U.S. Géol. Survey Research. B, p. 222-224.

JUNG J. (1963) --- Précis de pétrographie. Masson ed. Paris.

KELLER W.D. et al. (1971) --- Sequential active alteration of rhyolitic volcanic rocks in Michoacan, Mexico. Clays and Clays Minerals, Vol. 19, p.121-127.

KLEIN C. et TRICHET J. (1968) --- Sur les blaviérites normandes et mancelles. C. R. Acad. Sc. Paris, t.267, p. 2268-2271.

LACROIX A. (1890) --- Sur l'existence d'une roche à diaspore dans la Haute-Loire. Bull. Soc. Minér. France, 13, p.7.

LANCELOT J. R. et al. (1984) - Datation des évènements anté-hercyniens, éohercynien en Europe méridionale àpartir de la géochronologie U-Pb sur zircons. Séa. spec. Soc. Géol. Fr.: "Structure profonde et évolution de la croute hercynienne d'Europe" 10 et 11 Déc. 1984, Montpellier.

LATOUCHE L. (1969) --- Existence d'un métamorphisme post-stéphanien dans le bassin de Graissessac et dans la partie N-E de la zone axiale de la Montagne Noire. C. R. Somm. Soc. Géol.Fr., 3, p. 93-94.

LEFEBVRE A. (1981) --- Présence de corps alumineux dans la base du Cambrien du Mendic (Montagne Noire). Rapport 4p. ENSTIMA. Alès. Inédit.

LEFEBVRE A. (1982) --- Rapport sur la reconnaissance du gisement de Saint -Gervais sur Mare (Hérault). Rapport 9p. ENSTIMA . Alès. Inédit.

LEMIERE et al. (1986) --- Hydrothermal alteration and the formation of aluminous haloes around sulfide deposits. Miner. Deposita 21, p.147-155.

LEVEQUE M.H. et LANCELOT J.R. (1986) --- Mise en évidence de témoins orthogneïssiques cadomiens dans le Sud du Massif Central. 11 eme Réunion de sciences de la Terre, Clermont-Ferrand. p.113.

MAZEAS J.P. (1965) --- Présence de cinabre dans les roches à pyrophyllite des Ait-Azegrouz (Massif Central du Haut Atlas). Notes du service géologique du Maroc, n°24, t. 183, p.91-94.

MONTOYA J.W. et HEMLEY J.J. (1975) --- Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. Econ. Geol. Vol. 70, p.577-594.

NATAF M.(1968) --- Possibilités d'utilisations industrielles des roches à pyrophyllite des Ait-Azegrouz et de l'Ougnat. Notes Serv. Géol. Maroc, 6, 28, n° 211, p. 93-108.

NEGRONI J.M. (1985) --- Présence d'associations minérales à andalousite, pyrophyllite et diaspore à l'Est des monts de Lacaune (Montagne Noire, France). Actes du 110eme congrès national des Sociétés savantes. Montpellier.

NICOLAS J. et DEROSEN A. (1963) --- Phosphates hydrothermaux de basse température et kaolinisation : la gorceïxite du massif des Colettes (Allier) et les minéraux associés (hinsdalite). Bull. Soc. Fr. Minér. Crist. LXXXVI, p.379-385.

PAMPURA V.D. (1970) --- Physico-chemical analysis on conjugate zoning. Interna. Union Geol. Sci. A. n° 2 : problems of hydrothermal ore deposition .Schweizerbart, Stuttgart. p.340-343.

PAPEZIK V.S.et KEATS H.F.(1976) --- Diaspore in a pyrophyllite deposit on the Avalon peninsula, Newfoundland. Canad. Miner. Vol. 14, p. 442-449.

PECORA W.T. et FAHEY J.J. (1950) --- The lazulite - scorzalite isomorphous series. Journ. Miner. Soc. America, Vol. 35, n° 1-2, p. 1-18.

PRIAND J.P. (1979) --- Caractéristiques des paléoenvironnements des phosphorites cambriennes du versant septentrional de la Montagne Noire (Sud du Massif Central, France). In "Géologie comparée des gisements de phosphates et de pétrole". Collo. Interna. Orléans 6-7 nov. 1979 Doc. B.R.G.M. n° 24.

RADANOVA T.G. et VELINOV I. (1970) --- The alunite faciès of the secondary quartzites in the Srednogorian zone. Interna. Union Geol. Sci. A. n° 2 : problems of hydrothermal ore deposition. Schweizerbart, Stuttgart. p.368-372.

READ L.R. et HEMLEY J.J. (1966) --- occurence of pyrophyllite in the Kekiktuk conglomerate, Brooks Range, Northeastern Alaska. U.S. Geol. Survey , Prof. Paper 550-C , p.162-165.

ROLET J. (1973) --- Contribution à l'étude géologique des monts de l'Est de Lacaune. Thèse 3eme cycle. Orsay. 101 p.

ROUTHIER P. (1963) --- Les gisements métallifères tome 2. Masson ed. Paris.

ROUTHIER P. (1980) --- Ou sont les métaux pour l'avenir ? Mémoire du B.R.G.M. n° 105. ed. B.R.G.M. Orléans.

ROY R. et OSBORN E.F. (1954) --- The system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O. Am. Miner. , Vol. 39, n° 11-12, p.853-885.

SEXAUER M.L. (1983) --- The geology and origin of the pyrophyllite deposits in Southwestern Granville county, North Carolina. Master Thesis. University of Norh Carolina , Chappel Hill.

SOKOLOVA N.T. et KHODAKOVSKIY I.L. (1978) --- The mobility of aluminium in hydrothermal systems. Geochem. Intern. 14. 3, p. 105-112.

SCHMIDT G. (1985) ---High alumina hydrothermal systems in volcanic rocks and their significance to mineral prospecting in the Carolina Slate Belt. U.S Géol. Survey Bull. Vol. 1562, 59 p.

SPENCE W.H. (1975) --- A model for the origin of the pyrophyllite deposits in the Carolina slate belt. Abstract with programs, Southeastern section, Menphis, Tenessee. p.536-537.

STEEFEL C.I. et ATKINSON W.W. (1984) --- Hydrothermal andalousite and corundum in the Elkhorn district, Montana. Econ. Geol. Vol. 79 , p.573-579.

STEMPROK M. (1970) --- Continuity or discontinuity of processes leading to wall-rock alterations ? Interna. Union Geol. Sci. A. n° 2 : problems of hydrothermal ore deposition. Schweizerbart, Stuttgart. p.355-358.

SUDO T. (1970) --- Types of clay minerals in hydrothermal deposits in Japan. Clay Science 6, p.9-42.

SYKES M. et MOODY J. (1978) --- Pyrophyllite and metamorphism in the Carolina Slate Belt. Amer. Miner., Vol. 63, p. 96-108.

SWINDALE L.D. et HUGHES I.R. (1968) --- Hydrothermal association of pyrophyllite, kaolinite, diaspore, dickite and quartz in the Coromandel area, New Zealand. N.Z. Jl. Geol. Geophys. 11, P. 1163-83.

THORAL L.M. (1935) --- Contribution à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. Bull. Carte Géol. Fr., Paris, (192), t. 38, p. 319-637.

URABE T. (1974) --- Mineralogical aspects of the Kuruko deposits in Japan and their implications. Miner. Deposita (Berlin) 9, p.309-324.

VACHETTE M. (1967) --- Etude géochronologique de la Montagne Noire dans le Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, Géol. Miner., n° 36, Fasc. 16, p.31-76.

VELINOV I. et al. (1983) ---secondary quartzites developed after cretaceous volcanics from Zaza zone, Cuba. Geol. Balcanica, 13, 6, Sofia. p. 53-68.

VERNET P. (1982) --- Contribution à l'étude tectonique et microtectonique du métallotecte. Thèse Montpellier.

WIART J. (1975) --- The mecanism of the action of water in hydrothermal reactions. Fortschr. Miner. 52 Spec. Issue.

WINKLER H. (1974) --- Petrogenesis of metamorphic rocks. Springler Verlag.

WISE W.S. et LOH S.E. (1976) --- Equilibria and origin of minerals in the system Al_2O_3 - $AlPO_4$ - H_2O. Am. Miner. , Vol. 61, p.409-413.

ABSTRACT : Aluminous rocks with kaolinite, andalusite, pyrophyllite and diaspor of the Montagne Noire are massive and essentially contain silica , alumina and water.

The transition from the surrounding rock (metarhyolite) to a facies without feldspar, then to rocks with silicates and alumina hydrates, is gradual as for other similar sites around the world (North-Carolina, Marocco...).

The major hydrothermal phase preceding the hercynian metamorphism is characterized by the superposition of two episodes of alteration in a general overstretching background. These lead successively to the substitution of feldspars by muscovite then from muscovite to andalusite crystallization.

Acid fluids (wich temperature varies from 450 to 260°C) leach away silica, iron and alkalies to the periphery of alteration zones where quartz, dravite and pyrite are crystallizing.

We build a single genetic model explaining the main features of sites. It is shaped as a revolution ellipsoïd with an "argilic" internal part -which andalusite contents may vary- and with a silicified sericitic external part. Small amounts of scorzalite are also found in argilic part.

The topography of sites rich in quartz veins correspond to the basis of the model whereas those rich in andalusite correspond to the top of the model . Other features are explained by the evolution of primary paragenesis which depend on the local geological background.

Sectors located at the edge of the coal field -*Bassin Houiller de Graissessac*-, submited to the antestephanian weathering alteration then overlayed by the stephanian, contain boehmite and diaspor in opposition to sites far form the coal flied.

A tardistephanian warming leads in decayed rocks fractures, to the crystallization of pyrophyllite from kaolinite.

Finally a Triassic+Permian phase creates an alteration of scorzalite and a crystallization of barite.

27 FEV. 1989
UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

27 FEV. 1989

Mots clés : Montagne Noire, altération Hydrothermale, métarhyolites, Andalousite, Pyrophyllite, Diaspore, Scorzalite, Tourmalinite.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. 76.87.46.43

Résumé : Des affleurements alumineux à kaolinite, andalousite, pyrophyllite et diaspore se répartissent en six groupes principaux situés dans l'unité I d'Avène (Nord-est de la Montagne Noire). Ces roches massives qui contiennent essentiellement de la silice, de l'alumine et de l'eau sont bordées par une enveloppe sériciteuse et silicifiée à tourmaline et pyrite.

Le passage de la métarhyolite encaissante, d'âge Précambrien ou Cambrien inférieur, aux faciès à silicates et hydrates d'alumine est graduel. Il se fait par une disparition progressive des feldspaths (métarhyolites sans feldspath) puis de la foliation métamorphique avec apparition d'andalousite.

Les zonalités observées se rencontrent dans d'autres sites mondiaux (Caroline du Nord, Maroc) à altération hautement alumineuse où la roche encaissante est une rhyolite et les altérites présentent les mêmes types de minéraux que les affleurements alumineux de la Montagne Noire.

L'étude pétrogénétique montre que l'essentiel des transformations est antérieur au métamorphisme hercynien (phase hydrothermale majeure) et que les zonalités ainsi que la diversité des faciès observés peuvent s'expliquer par un modèle génétique unique présentant des affinités avec le modèle génétique des porphyres cuprifères.

La phase hydrothermale majeure se caractérise par la superposition de deux épisodes d'altération qui se produisent entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen dans un contexte géodynamique distensif:

- l'altération séricitique précoce résulte d'un lessivage de la roche par des fluides acides (pH~4), relativement chauds (T~400°C), sursaturés en silice et contenant principalement du bore, du soufre, du fluor et du sodium. Les feldspaths de la roche, sous faible couverture et peu compactée, (P~30 MPa), sont transformés en muscovite avec un lessivage intense du sodium. La silice, le magnésium et le fer sont lessivés vers les bordures des zones d'apport où cristallisent la dravite et la pyrite.

- l'altération argilitique avancée qui se surimpose à la première est liée à une baisse de la température et une augmentation de l'acidité des fluides qui sont enrichis en phosphore. Dans la zone centrale la muscovite est transformée en andalousite avec par endroit cristallisation de scorzalite (phosphate accidentel) . Les alcalins et la silice sont lessivés vers la périphérie.

Un modèle génétique général qui explique les principales caractéristiques des sites a été élaboré. Il a la forme d'un ellipsoide de révolution à zone interne d'altération argilitique avancée plus ou moins riche en andalousite et à enveloppe externe d'altération séricitique. Les zones silicifiées se répartissent dans l'enveloppe séricitique et à la base (voies d'apport des fluides) de l'ellipsoide.

La topographie des sites riches en filons de quartz recoupe le modèle à sa base alors que la topographie des sites à filons de quartz rares et riches en andalousite recoupe le modèle dans sa partie haute.

Les autres particularités s'expliquent par une évolution des paragenèses originelles dépendant du contexte géologique local ou régional:

-au cours du métamorphisme hercynien les altérites sont reprises dans la schistosité de flux ce qui explique leur aspect stratiforme actuel et les déformations observées sur certains sites.

-les sites de bordure du bassin houiller sont soumis à l'altération antéstéphanienne qui se manifeste par des phénomènes de bauxitisation localisés avec oxydation superficielle et altération de l'andalousite en kaolinite et boehmite. La boehmite est ensuite déstabilisée en diaspore sous faible couverture houillère.

- les sites de Serviès et du Lissobre situés plus au Nord n'ont pas été soumis à l'altération antéstéphanienne ce qui explique l'absence de boehmite et de diaspore.

A la fin du Stéphanien un contexte distensif associé à un réchauffement régional (métamorphisme tardistéphanien) provoque des circulations de fluides (T~200°C) qui conduisent à la cristallisation de pyrophyllite à partir de la kaolinite dans les fractures des altérites. Au Permo-Trias des circulations de fluides liées à une période de distension provoquent l'altération de la scorzalite et la cristallisation de barytine en conditions supergènes.