



Doctorat de 3^e Cycle
N^o d'ordre

205142
1971
127

205-142
1971
127
Doubte

THÈSE

PRÉSENTÉE

À L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPECIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

osman YILMAZ

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE
DE LA RÉGION DE CACAS

(Partie méridionale du massif de Bitlis, Turquie)

SOUTENUE LE 16. 7.1971 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

MM	R. MICHEL	professeur	président
	P. GIRAUD	professeur	examineur
	Y. VIALETTE	maître de conférence	invité

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE-SCIENCES
UNIVERSITAIRE

Doctorat de 3^e Cycle
N^o d'ordre

205142

1971

127

THÈSE

PRÉSENTÉE

À L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPECIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

osman YILMAZ

T.71/1445

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE
DE LA RÉGION DE CACAS

(Partie méridionale du massif de Bitlis, Turquie)

SOUTENUE LE 16. 7.1971 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

MM	R. MICHEL	professeur	président
	P. GIRAUD	professeur	examineur
	Y. VIALETTE	maître de conférence	invité

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE-SCIENCES
UNIVERSITAIRE

AVANT-PROPOS

Au terme de ce mémoire, je voudrais exprimer ma reconnaissance aux personnes qui ont contribué, à titres divers, à sa réalisation.

Ma profonde reconnaissance va tout d'abord à Monsieur le Professeur R. MICHEL qui, ne ménageant ni son temps ni ses critiques subtiles et corrections ingénieuses, s'est intéressé de près à mon sujet. Il fut pour moi un maître en pétrographie et c'est avec le plus grand plaisir que je lui exprime ici tous mes remerciements.

Je désire exprimer ma gratitude à Monsieur le Professeur P. GIRAUD qui a bien voulu faire partie de mon jury. Les discussions fructueuses que nous avons eues ensemble m'ont aidé à résoudre certains problèmes touchant à la pétrologie.

Mes remerciements vont également à Monsieur Y. VIALETTE, Maître de Recherche au Laboratoire associé de Géochronologie du C. N. R. S. et de la Faculté des Sciences pour son accueil chaleureux à Clermont-Ferrand. Il m'a initié, m'a confié les manipulations concernant la géochronologie, et m'a témoigné une bienveillance toute particulière en relisant le manuscrit du chapitre sur la géochronologie et en participant à mon jury.

Je dois à Monsieur P. IBBOTSON de la R. R. Co de m'avoir réservé un terrain aussi intéressant au sein de leur projet. Qu'il trouve ici l'expression de ma vive reconnaissance.

Sur ce terrain où les conditions de travail étaient pénibles, j'ai pu apprécier l'hospitalité des habitants de la région de Cacas dont je garderai un bon souvenir.

Que tout le personnel technique de l'Institut Dolomieu et du M. T. A. trouve ici mes plus sincères remerciements. Je dois tout particulièrement à Mesdames B. USELLE, F. KELLER les analyses chimiques ; à Messieurs A. ÖZDEMIR, R. TELMAT, les nombreuses lames minces ; à Monsieur J. SARROT-REYNAULD, l'organisation de l'impression ; à Madame TELMAT, Mesdemoiselles BIANCHIN, Ch. LOUVAT, la dactylographie partielle et à Monsieur CHABERT, l'impression de ma thèse.

Je ne saurais oublier Mademoiselle A. M. SALOMON pour la correction du français de mon manuscrit. Sa gentillesse et sa patience ont agrémenté ce travail. Je lui exprime ici ma sincère gratitude.

Enfin, il ne faut pas que j'oublie de citer ici ma femme Zahide dont l'active présence et l'aide m'ont constamment encouragé.

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
<u>CHAPITRE 1. - INTRODUCTION</u> -----	5
1.1 <u>PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA TURQUIE</u> -----	6
1.2 <u>UNITES TECTONIQUES DE L'ANATOLIE</u> -----	6
1.2.1 Les Pontides (<u>s.l.</u>) -----	6
1.2.2 Les Anatolides (<u>s.s.</u>) -----	7
1.2.3 Les Taurides (<u>s.l.</u>) -----	12
1.2.4 Les Plis bordiers -----	12
1.3 <u>MASSIF DE BITLIS ET LES REGIONS SITUEES AU SUD</u> -----	13
1.3.1 Aperçu géographique et géomorphologique -----	13
1.3.2 Historique des travaux -----	13
1.4 <u>SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION DE CACAS</u> -----	17
 <u>CHAPITRE 2. -</u> 	
<u>ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE</u> ----	23
2.1 <u>PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE</u> -----	23
2.2 <u>ETUDE PETROGRAPHIQUE DU SOCLE ANCIEN DU MASSIF DE BITLIS</u> -----	24
2.2.1 <u>Amphibolites massives et gneiss à amphibole</u> -----	24
2.2.1.1 Amphibolites massives -----	25
2.2.1.2 Gneiss à amphibole, biotite et grenat -----	30
2.2.1.3 Gneiss peu quartziques à amphibole -----	34
2.2.1.4 Conclusion à l'étude pétrographique des amphibolites massives et gneiss à amphibole ---	39
2.2.2 <u>Ensemble des paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat † sillimanite</u> -----	40
2.2.2.1 { Paragneiss et micaschistes à deux micas †	
2.2.2.2 { grenat † sillimanite -----	40
2.2.2.3 Paragneiss à muscovite + grenat -----	44
2.2.2.4 Paragneiss à amphibole + grenat -----	44
2.2.2.5 Conclusion à l'étude pétrographique de l'ensemble paragneissique -----	48

	<u>Pages</u>
2.2.3 <u>Gneiss blancs (leptynites)</u> -----	48
2.2.3.1 Leptynites hololeucocrates albitiques -----	49
2.2.3.2 Leptynites hololeucocrates calco-alcalines ---	53
2.2.3.3 Conclusion à l'étude pétrographique des leptynites -----	62
2.2.4 <u>Gneiss verts</u> -----	63
2.2.4.1 Conclusion à l'étude pétrographique des gneiss verts -----	65
2.2.5 <u>Granites du socle ancien</u> -----	68
2.2.5.1 Granite alcalin albitique -----	69
2.2.5.2 Granite monzonitique -----	73
2.2.5.3 Contact et enclave du granite -----	79
2.2.5.4 Conclusion à l'étude pétrographique des granites	80
2.2.6 <u>Conclusion générale à l'étude pétrographique des roches du socle ancien</u> -----	80
2.3. <u>ETUDE PETROGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE EPIMETA- MORPHIQUE DU MASSIF DE BITLIS</u> -----	83
2.3.1 <u>Schistes verts inférieurs</u> -----	88
2.3.1.1 Chloritoschistes microconglomératiques -----	89
2.3.1.1.1 Schistes à porphyroblastes d'albite ---	89
2.3.1.1.2 Chloritoschistes microconglomératiques (s. s.) -----	92
2.3.1.2 Chloritoschistes (s. s.) -----	93
2.3.1.3 Prasinites -----	93
2.3.1.4 Talcschistes -----	94
2.3.1.5 Conclusion à l'étude pétrographique des schistes verts inférieurs -----	95
2.3.2 <u>Quartzites à muscovite</u> -----	95
2.3.2.1 Quartzites à muscovite et hématite -----	96
2.3.2.2 Quartzites à muscovite et feldspath -----	96
2.3.3 <u>Calcschistes</u> -----	96
2.3.3.1 Calcschistes à chlorite -----	96
2.3.3.2 Calcschistes à séricite -----	97
2.3.4 <u>Calcaire dolomitique recristallisé</u> -----	97

	<u>Pages</u>
2.3.5 <u>Schistes verts supérieurs</u> -----	100
2.3.5.1 Paragenèse : séricite + quartz + chlorite ---	101
2.3.5.2 Paragenèse : quartz + hématite † séricite ---	102
2.3.5.3 Paragenèse : calcite + quartz -----	102
2.3.5.4 Paragenèse : calcite + épidote + chlorite + talc † sphène † quartz † albite -----	103
2.3.5.5 Paragenèse : albite + épidote + actinote + chlorite † quartz -----	106
2.3.5.6 Conclusion à l'étude pétrographique des schistes verts supérieurs -----	107
2.3.6 <u>Calcaire karstique recristallisé</u> -----	108
2.3.7 <u>Conclusion à l'étude pétrographique de la couverture épimétamorphique du massif de Bitlis</u> -----	109
2.4 <u>FORMATIONS DU FLYSCH OROGENIQUE</u> -----	113
2.4.1 <u>Conglomérats</u> -----	113
2.4.2 <u>Flysch argilo-gréseux</u> -----	115
2.4.3 <u>Flysch shale</u> -----	118
2.4.4 <u>Calcaire</u> -----	119
2.4.5 <u>Basalte, spilite associés au Flysch</u> -----	119
2.4.5.1 Etude pétrochimique -----	119
2.4.6 <u>Brèche de Belaso</u> -----	120
2.5 <u>FORMATIONS TERTIAIRES AUTOCHTONES</u> -----	121
2.5.1 <u>Lutétien</u> -----	122
2.5.2 <u>Miocène inférieur et moyen</u> -----	122
<u>CHAPITRE 3. - ETUDE PETROCHIMIQUE</u> -----	127
3.1 <u>INTRODUCTION</u> -----	129
3.2 <u>ETUDE PETROCHIMIQUE DES AMPHIBOLITES MASSIVES ET GNEISS A AMPHIBOLE</u> -----	139
3.2.1 <u>Amphibolites massives et gneiss à amphibole, biotite et grenat</u> -----	139
3.2.2 <u>Gneiss peu quartziques à amphibole</u> -----	142
3.2.3 <u>Conclusion</u> -----	143

	<u>Pages</u>
3.3 <u>ETUDE PETROCHIMIQUE DE L'ENSEMBLE PARAGNEISSIQUE</u> ----	143
3.3.1 <u>Conclusion</u> -----	144
3.4. <u>ETUDE PETROCHIMIQUE DES GNEISS BLANCS (leptynites)</u> ----	145
3.4.1 <u>Analyse chimique partielle des feldspaths potassiques des leptynites</u> -----	148
3.4.2 <u>Analyse chimique des biotites</u> -----	148
3.4.3 <u>Conclusion</u> -----	153
3.5 <u>ETUDE PETROCHIMIQUE DES GNEISS VERTS</u> -----	154
3.5.1 <u>Conclusion</u> -----	155
3.6 <u>ETUDE PETROCHIMIQUE DES GRANITES</u> -----	155
3.6.1 <u>Analyse chimique partielle des feldspaths potassiques</u> ----	156
3.6.2 <u>Analyse chimique partielle des plagioclases</u> -----	157
3.6.3 <u>Conclusion</u> -----	158
3.7 <u>CONCLUSION A L'ETUDE PETROCHIMIQUE DU SOCLE ANCIEN</u> -	158
3.8 <u>ETUDE PETROCHIMIQUE DES ROCHES DE LA COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE</u> -----	158
3.8.1 <u>Prasinites</u> -----	158
3.8.2 <u>Schistes à albite + épidote + actinote + chlorite † quartz</u> --	160
 <u>CHAPITRE 4. -</u> 	
<u>CARACTERES DU METAMORPHISME ET DU GRANITE</u> ----	163
4.1 <u>PARAGENESES DU SOCLE ANCIEN ET DIAGRAMMES ACF-A'FK DE WINKLER (1965)</u> -----	165
4.1.1 <u>Amphibolites massives et gneiss à amphibole</u> -----	167
4.1.2 <u>Paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat et † sillimanite</u> -----	167
4.1.3 <u>Leptynites et gneiss verts</u> -----	168
4.2 <u>CONDITION DU METAMORPHISME DU SOCLE ANCIEN</u> -----	168
4.2.1 <u>Rapport $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$</u> -----	169

	<u>Pages</u>
4.3 <u>PARAGENESES DE LA COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE ET DIAGRAMMES ACF-A'FK</u> -----	172
4.3.1 <u>Conditions du métamorphisme de la couverture</u> -----	174
4.4. <u>GRANITE DU SOCLE ANCIEN</u> -----	175
4.5. <u>GEO THERMOMETRE A DEUX FELDSPATHS</u> -----	177
4.6 <u>PROBLEMES PARTICULIERS</u> -----	180
4.6.1 <u>Phénomène d'albitisation</u> -----	180
4.6.2 <u>Relations entre granites et leptynites</u> -----	184
 <u>CHAPITRE 5. -</u> 	
<u>TECTONIQUE ET HISTOIRE GEOLOGIQUE</u> -----	187
5.1 <u>TECTONIQUE</u> -----	189
5.2 <u>HISTOIRE GEOLOGIQUE</u> -----	192
 <u>CHAPITRE 6. - ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE</u> -----	
6.1 <u>INTRODUCTION</u> -----	197
6.2 <u>METHODE AU STRONTIUM</u> -----	197
6.2.1 <u>Principe</u> -----	197
6.2.1.1 <u>Modèle au strontium primaire conventionnel</u> ----	199
6.2.1.2 <u>Modèle au strontium ajusté par isochrone</u> -----	199
6.2.2 <u>Technique de la méthode au strontium</u> -----	201
6.2.2.1 <u>Prélèvement</u> -----	201
6.2.2.2 <u>Extraction et purification des minéraux</u> -----	202
6.2.2.3 <u>Extraction et séparation du rubidium et du strontium</u>	203
6.2.2.4 <u>Mesures au spectromètre de masse</u> -----	204
6.3 <u>INTERPRETATION DES RESULTATS</u> -----	205
6.3.1 <u>Granites</u> -----	205
6.3.2 <u>Ortholeptynites</u> -----	209
6.3.3 <u>Ensemble des paragneiss et micaschistes à deux micas (grenat † sillimanite)</u> -----	212
6.3.4 <u>Amphibolites massives et gneiss à amphibole</u> -----	215

	<u>Pages</u>
6.4 <u>MESURES COMPLEMENTAIRES</u> -----	218
6.4.1 <u>Méthode au plomb total</u> -----	218
6.4.2 <u>Méthode au K/Ar</u> -----	219
<u>RESUME</u> -----	221
<u>BIBLIOGRAPHIE</u> -----	225

LISTE DES FIGURES

<u>N° figures</u>		<u>Pages</u>
2-1	Position des amphibolites massives et gneiss à amphibole sous les leptynites claires -----	25
2-2	Diagramme SAT-COL-FELDS des amphibolites massives, gneiss à amphibole, biotite et grenat -----	27
2-3	Structure des amphibolites massives -----	28-29
2-4	Section à deux clivages d'une hornblende -----	" "
2-5	Transformation d'un pyroxène en hornblende -----	" "
2-6	Saussuritisation des plagioclases des amphibolites massives -----	" "
2-7	Venue postérieure quartzo-feldspathique dans les gneiss à amphibole, biotite et grenat -----	32-33
2-8	Association biotite-hornblende dans les gneiss à amphibole, biotite et grenat -----	" "
2-9	Transformation des biotites en amphibole verte -----	" "
2-10	Scapolite dans les gneiss à amphibole -----	" "
2-11	Diagramme SAT-COL-FELDS des gneiss peu quartziques à amphibole -----	35
2-12	Structure granoblastique des gneiss peu quartziques à amphibole -----	36
2-13	Porphyroblaste de plagioclase et la hornblende -----	37-38
2-14	Phénomène d'albitisation -----	" "
2-15	Sphène des gneiss peu quartziques à amphibole -----	" "
2-16	Passage progressif de l'ensemble paragneissique aux leptynites -----	42-43
2-17	Texture des paragneiss -----	" "
2-18	Kaolinisation des feldspaths potassiques -----	" "
2-19	Chloritisation des biotites -----	" "
2-20	Sillimanite dans les paragneiss -----	46-47
2-21	Actinote dans les paragneiss -----	" "
2-22	Patine des paragneiss à muscovite -----	" "

<u>N° figures</u>		<u>Pages</u>
2-23	Passage des paragneiss aux leptynites se faisant par l'intermédiaire des paragneiss à muscovite -----	46-47
2-24	Contact anormal des leptynites et des gneiss verts -----	50-51
2-25	Débit en corps cylindriques des leptynites -----	" "
2-26	Linéation des leptynites -----	" "
2-27	Apparence granitique des leptynites coupées perpendiculairement à leur foliation -----	" "
2-28	Diagramme SAT-COL-FELDS des leptynites -----	52
2-29	Remplacement total d'un plagioclase (albite) par l'antiperthite -----	54-55
2-30	Remplacement partiel d'un plagioclase par l'antiperthite -----	" "
2-31	Structure porphyroblastique d'une leptynite -----	" "
2-32	Structure porphyroblastique d'une leptynite calco-alcaline -----	58-59
2-33	Structure porphyroblastique -----	" "
2-34	Structure ocellée -----	" "
2-35	Structure granulitique -----	" "
2-36	Porphyroblaste de microcline-perthite -----	66-67
2-37	Triangle U : A : C de GORAI pour des leptynites -----	57
2-38	Diagramme $\gamma/\% \text{FeO} + 2(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ de Heinrich -----	60
2-39	Diagramme $\% \text{TiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ de Hayama -----	61
2-40	Association allanite et biotite verte -----	66-67
2-41	Relation des antiperthites avec le quartz -----	" "
2-42	Remplacement des plagioclases par les perthites -----	64
2-43	Triangle U : A : C de Gorai pour des gneiss verts -----	65
2-44	Altération des plagioclases -----	66-67
2-45	Aspect du granite intrusif -----	70-71
2-46	Joints des granites -----	" "
2-47	Enclaves dans le granite -----	" "
2-48	Fracturation d'une antiperthite et d'une albite -----	76-77
2-49	Structure monzonitique et perthite de fracturation -----	" "
2-50	Diagramme SAT-COL-FELDS des granites -----	74
2-51	Plagioclase entouré de microcline-micropertthite -----	76-77
2-52	Plagioclase englobé par l'albite -----	" "
2-53	Triangle U : A : C de Gorai pour des granites -----	78
2-54	Contact granite-leptynite -----	79
2-55	Position des calcaires ccl1, des schistes A et des calcaires ck2 -----	84-85
2-56	Position des roches de la couverture épimétamorphique -----	" "
2-57	Coupe géologique entre Meydan Dağ et Duğu Tepe -----	83
2-58	" " passant par Sultan Tepe -----	87
2-59	Porphyroblastes d'albite à l'intérieur des chloritoschistes -----	90-91
2-60	Microgalet de chloritoschiste basal -----	" "
2-61	Un autre microgalet de chloritoschiste basal -----	" "
2-62	Quartzite à hématite -----	" "
2-63	Quartzite à hématite et muscovite -----	" "
2-64	Quartzite à muscovite, magnétite et apatite -----	98-99
2-65	Quartzite à muscovite et feldspaths -----	" "
2-66	Calcschiste à séricite -----	" "
2-67	Calcaire dolomitique recristallisé -----	" "
2-68	Passage continu des calcaires ccl1 à des schistes A -----	" "

<u>N° figures</u>	<u>Pages</u>
2-69 Nodules de quartz des quartzites Aq -----	104-105
2-70 Calcaire recristallisé à chert noir -----	" "
2-71 Pyrophyllite de la paragenèse Am -----	" "
2-72 Cristal d'épidote cassé et cicatrisé par une chlorite de seconde génération -----	" "
2-73 Coupe géologique passant par Kevresor Tepe -----	114
2-74 " " à l'Ouest de " " -----	114
2-75 Conglomérats du flysch sous le charriage frontal du massif de Bitlis -----	116-117
2-76 Flysch shale affleurant sous les métamorphites -----	" "
2-77 Gisement des basaltes -----	" "
2-78 Pillow-lavas dans les basaltes -----	" "
2-79 Carte géologique d'une partie nord-ouest de la feuille MUŞ - L 46 b4 -----	121
3-1 Représentation des leptynites et des granites sur le triangle KNC -----	133
3-2 Représentation des amphibolites massives, des gneiss à amphibole, de la prasinite, du schiste à albite, épidote, actinote, chlorite et quartz et basalte associé au flysch -----	133
3-3 Représentation de toutes les roches analysées sur les diagrammes ACF et A'FK -----	135
3-4 Diagramme de Pettijohn -----	138
3-5 Diagramme c-(al-alk) -----	137
3-6 Diagramme 100 mg-c-(al-alk) -----	137
3-7 Diagramme de H. de La Roche, $Fe_2O_3(total) + TiO_2 + CaO +$ $SiO_2 \cdot 0,73 Al_2O_3$ -----	140
3-8 Diagramme de H. de La Roche, $MgO-K_2O-Na_2O$ -----	141
3-9 Diagramme de J. Jung, $R = 100 CaO/CaO + Na_2O + K_2O-SiO_2$ -----	146
3-10 Diagramme $R^{+3}-Mg-Fe^{II} + Mn$ -----	152
3-11 " $MgO/Fe_2O_3 + FeO + FeO/Al_2O_3$ -----	153
3-12 " $Q : Ab : Or$ des granites -----	156
4-1 Répartition des paragenèses des roches du socle ancien et -	166
4-2 de la couverture du massif de Bitlis sur les diagrammes -	167
4-3 ACF-A'FK -	173
4-4 Diagramme $Q : Ab : Or$ du système $Q-Ab-An-Or-H_2O$ à $P_{H_2O} = 2000$ bars de Von Platen -----	176
4-5 Géothermomètre à deux feldspaths -----	178
4-6 Relations en équilibre isobars dans le système $Ab-Or-H_2O$ -	179
4-7 Diagramme $Al/3-K/Al/3-Na$ de H. de La Roche -----	182
5-1 Coupe géologique -----	190
5-2 Coupe géologique -----	190
6-1 Tracé d'un isochrone au Sr ajusté -----	200
6-2 Isochrones du granite -----	206
6-3 Isochrones des ortholeptynites -----	210
6-4 Isochrones de l'ensemble des paragneiss et micaschistes -	214
6-5 Isochrones des amphibolites massives et gneiss à amphibole	217

LISTE DES PLANCHES

<u>N°</u>	<u>Pages</u>
1 - Unités tectoniques et carte géologique de la Turquie -----	8
2 - Carte géologique et tectonique du massif de Bitlis -----	14
3 - " orohydrographique de Balurka (MUŞ-L46 a2) -----	18
4 - " " de Cacas (MUŞ-L46 b1) -----	19
5 - " géologique de la région de Cacas -----	hors-texte
6 - "Log" des formations du socle ancien -----	82
7 - " " " de la couverture épimétamorphique ---	110
8 - " " " tertiaires -----	125
9 - Légende des dessins -----	162
10 - Schéma structural de la région de Cacas -----	188
11 - Location des échantillons -----	196

LISTE DES TABLEAUX

1-1 Caractères des principales chaînes anatoliennes -----	9
2-1 Analyse modale des amphibolites massives -----	26
2-2 " " " gneiss à amphibole (Ba 18) -----	30
2-3 " " " " peu quartziques à amphibole -----	34
2-4 " " du paragneiss à amphibole -----	45
2-5 " " de la leptynite albitique -----	49
2-6 " " des leptynites calco-alcalines -----	56
2-7 Comparaison des analyses modale et normative de Ba 11 -----	69
2-8 Analyses modales des granites -----	73
2-9 Paragneiss et origines des roches de la couverture épiméta- morphique -----	111
3-1 Analyse chimique des roches de la région de Cacas, leur composition virtuelle et leurs paramètres CIPW-Lacroix -----	130
3-2 Paramètres KNC de Frey -----	132
3-3 " ACF et A'FK -----	134
3-4 " de Niggli et paramètres 100mg, c, (al-alk) -----	136
3-5 Géochimie des leptynites (distinction ortho-para) -----	147
3-6 Analyse chimique partielle du feldspath alcalin (FK-Cs 131) ---	148
3-7 Données chimiques de la biotite (Bi (chl)-Cs 131 -----	149
3-8 Classement des biotites en fonction de ses éléments et de la nature de la roche -----	151
3-9 Analyse chimique partielle du feldspath potassique FK-Cs 101 --	157

<u>N°</u>	<u>Pages</u>
3-10 Analyse chimique partielle du plagioclase Fpl-Cs 101 -----	157
3-11 Origine vraisemblable des gneiss du socle ancien -----	159
4-1 Rapport $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ des biotites des leptynites et gneiss verts -----	170
4-2 Rapport $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ des amphibolites massives et gneiss à amphibole -----	171
4-3 Proportion Q : Ab : Or et Ab/An des granites -----	175
4-4 Essai de calcul sur l'albitisation -----	183
6-1 Isotopes et masses du Rb et du Sr -----	198
6-2 Rapport $(87 Sr/86 Sr)_p$ dans diverses roches -----	201
6-3 Organigramme de séparation des minéraux usuels -----	202
6-4 Extraction et séparation du rubidium et du Strontium ---	203
6-5 Données analytiques des échantillons du granite -----	207
6-6 " " " " des ortholeptynites -	211
6-7 " " " " de l'ensemble des paragneiss et micaschistes -----	213
6-8 Données analytiques des échantillons des amphibolites massives et gneiss à amphibole -----	216

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE

DE LA REGION DE CACAS

(partie méridionale du massif de Bitlis, Turquie)

CHAPITRE I : INTRODUCTION

PLAN

- 1.1. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA TURQUIE
 - 1.2. UNITES TECTONIQUES DE L'ANATOLIE
 - 1.3. MASSIF DE BITLIS ET LES REGIONS SITUEES AU SUD
 - 1.4. SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION DE CACAS
-

I. INTRODUCTION

Nous présentons dans ce mémoire d'une part les études géologiques et géochimiques qui nous ont été confiées par le M. T. A.¹ dans une partie méridionale du massif de Bitlis au Sud Est de la Turquie et d'autre part, les recherches pétrographiques et géochronologiques correspondantes.

Les premières se sont insérées dans un programme plus vaste intitulé "Siirt-Bitlis Regional Mineral Survey" et réalisé par les géologues de la R. R. Co.² et du M. T. A.

Nos levés portent sur deux feuilles topographiques contiguës MUS-L46-b1 (Cacas)³ et MUŞ-L46-a2 (Balurka) au 1/25 000. Dans un premier temps, durant les mois de l'été 1968, nous nous sommes attachés à la cartographie générale en même temps que l'échantillonnage des sédiments meubles pour la prospection géochimique. Dans une seconde campagne, pendant trois mois et demi de l'été 1969, nous avons procédé aux levés de détails, en nous aidant des photos aériennes.

Les études de laboratoire (analyses chimiques, mesures optiques, tris des minéraux, géochronométrie au plomb total, etc.) ont été effectuées grâce à l'appareillage adéquat de l'Institut Dolomieu, Grenoble, sous les conseils des professeurs et des techniciens de cet établissement.

Les études concernant la géochronométrie au strontium, ont été réalisées au Laboratoire de Géochronologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand, au moyen de deux spectromètres de masse.

Avant de développer nos résultats, il nous a paru indispensable de faire un exposé très sommaire sur la géographie et la géologie de la Turquie, afin de replacer cette région étudiée dans son cadre géologique.

1. Institut d'Etudes et de Recherches Minières de Turquie.

2. Robertson Research Company Limited.

3. Appellation arbitraire et abréviation Cs = Cacas et Ba = Balurka.

1.1. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA TURQUIE

La Turquie, péninsule oblongue est-ouest, n'est qu'une prolongation rectangulaire de l'Asie vers l'Europe ; ses côtes sont baignées au Nord, à l'Ouest et au Sud-Ouest par la mer Noire, la mer Egée et la Méditerranée.

Du point de vue morphologique, la Turquie comprend au Nord, la chaîne Pontique et en bordure de la Méditerranée, les divers massifs composant le Taurus. Entre ces deux chaînes, s'étend le vaste plateau d'Anatolie d'une altitude moyenne de 1 000 m. Sa partie orientale offre un aspect de plus en plus montagneux à mesure que l'on avance vers l'Est, jusqu'à atteindre 5 165 m d'altitude au mont Ararat.

1.2. UNITES TECTONIQUES DE L'ANATOLIE

L'idée de différencier les chaînes anatoliennes, due à E. NAUMANN (1896), a été développée par E. ARGAND (1924). On distinguait du Nord au Sud, les Pontides, les massifs intermédiaires et les Taurides.

C'est avec P. ARNI (1939) que la base de la classification actuelle s'établit. Cet auteur eut l'occasion de comparer les unités de l'Ouest de l'Iran avec une partie de celles de l'Est de la Turquie et leur donna le nom d'Iranides.

Plus tard M. M. BLUMENTHAL (1946), acceptant comme base la classification de P. ARNI, est arrivé à distinguer les massifs paléozoïques et cristallins de ceux du Mésozoïque et du Tertiaire.

N. EGERAN et al. (1947) ont ajouté des unités supplémentaires suivant leur point de vue.

Quant à la classification actuelle, celle de İ. KETİN (1965), elle est basée uniquement sur l'histoire orogénique de la Turquie (Pl. 1). On a du Nord au Sud (tableau 1-1) :

- 1.2.1. Les chaînes nord et nord-ouest anatoliennes ou Pontides (s.l.)
- 1.2.2. Les chaînes de l'Anatolie centrale ou Anatolides (s.s.)
- 1.2.3. Les chaînes sud et est anatoliennes ou Taurides (s.l.) (y compris les Egéennes et les Iranides).
- 1.2.4. Les chaînes sud-est anatoliennes ou Plis bordiers.

1.2.1. Les Pontides (s.l.)

Dans cette unité, malgré l'existence de zones métamorphiques, il existe également des terrains sédimentaires très fossilifères allant du Silurien au Pliocène. La caractéristique de l'unité se trouve dans son histoire orogénique : à côté des phases cimmérienne et autrichienne de l'orogénèse alpine, existent des traces des orogénèses hercynienne et calédonienne ; la phase laramienne y est absente,

par contre les phases pyrénéennes et helvétique correspondent aux paroxysmes principaux.

Les massifs plutoniques des Pontides occidentales sont considérés comme hercyniens. Les granites hercyniens à gros grain ont digéré une partie du toit paléozoïque formé de gneiss et de micaschistes. Par endroit, ils sont en contact avec les quartzites du Carbonifère supérieur. Donc ils se sont mis en place durant le Permien inférieur.

Le Lias est discordant sur le Paléozoïque à l'Est des Pontides. La chaîne a ressenti les phases les plus jeunes de l'orogénèse alpine. Le Crétacé à faciès flysch y est bien développé. Les marnes maestrichtiennes passent progressivement aux couches paléocènes et à l'Eocène inférieur.

Le Lutétien est transgressif et discordant sur les formations anciennes. Pendant les phases pyrénéennes et helvétique les Pontides subissent des déformations plus violentes.

A côté des intrusions plutoniques hercyniennes des Pontides occidentales (cf. Pl. 1), des intrusions gabbro-dioritiques et des diabases liées à la phase cimmérienne, des intrusions granitiques post-liasiques se sont produites au NE des Pontides.

De plus, les intrusions granodioritiques d'âge éocène-oligocène et particulièrement les éruptions volcaniques sous marines d'âge crétacé-éocène sont à noter.

1.2.2. Les Anatolides (s.s.)

La genèse des Anatolides est bien différente. Elle comprend les massifs métamorphiques et cristallins de l'Anatolie centrale et occidentale, le Crétacé supérieur à faciès ophiolitique et les formations discordantes tertiaires.

Les traits caractéristiques sont :

- les formations paléozoïques et mésozoïques jusqu'au Crétacé supérieur sont affectées par le métamorphisme ;
- le Crétacé supérieur à faciès ophiolitique est en parfaite concordance avec les séries métamorphiques, alors que l'Eocène inférieur est discordant ;
- le Lutétien est à faciès flysch, très épais, enrichi de laves et de tufs sous marins ;
- l'Oligo-Miocène a un faciès continental ou lagunaire ;
- les couches mio-pliocènes sont horizontales ;
- dans cette unité, il n'y a pas de traces des orogénèses hercynienne et calédonienne. Les mouvements orogéniques débutèrent par la phase laramienne et se poursuivirent par les phases pyrénéenne et helvétique. Au Miocène, le plissement s'acheva et la chaîne prit sa configuration actuelle.

"L'activité magmatique est liée à la phase laramienne, de ce fait, les intrusions acides et basiques recourent les couches du Maestrichtien et sont transgressées par le Lutétien" (I. KETIN, 1959).

Dans le massif de Kirsehir (Anatolie centrale) M. AYAN (1963) a fait une détermination d'âge absolu par la méthode au plomb total sur des roches cristallines et trouvé l'âge de 54 MA concordant avec les observations géologiques qui donnent pour ces intrusions un âge entre Maestrichtien et Lutétien.

Cette idée fut admise par le Dr BUCHARDT (1953-1954, in C. ERENTÖZ, 1956) bien avant I. KETIN.

"Mais, les intrusions acides et basiques du massif de Kirsehir se recourent, il est très difficile d'établir un âge certain. De plus, le métamorphisme ici, a le même aspect que le métamorphisme des autres massifs tels que le massif d'Istranca (Pontides occidentales) et celui de Bitlis (Taurides orientales)" (C. ERENTÖZ, 1956). Il admet que ces types de massifs métamorphiques forment le soubassement de toutes les chaînes d'Anatolie.

Le massif d'Istranca, prolongement du Rhodope, fait bloc avec les massifs cristallins et métamorphiques d'Anatolie. Il est surmonté par les conglomérats du Silurien près d'Istanbul. Donc, il a un âge anté-silurien.

Les auteurs anciens, K. LEUCHS et al. (1943) sont allés même plus loin. Ils pensaient que les allures irrégulières des limites tectoniques séparant les unités anatoliennes auraient été dues à ces massifs cristallins paléozoïques qui auraient joué le rôle de massifs médians ou qui auraient été entraînés passivement lors de l'orogénèse alpine; Les massifs anciens de l'Anatolie occidentale et centrale (le massif de Menderes et celui de Kizilirmak) sont des masses anciennes, rigides, qui ont dû se former bien avant l'orogénèse alpine. Les Pontides et les Taurides entourent ceux-ci (K. LEUCHS, 1943).

Les intrusions granitiques et basiques d'âge hercynien recourent les séries métamorphiques.

I. KETIN pense que les sédiments paléozoïques et du Mésozoïque inférieur ont été métamorphisés entre le Maestrichtien et le Lutétien. Le rôle du massif médian des Anatolides n'a débuté qu'après l'Eocène.

En résumé, chacun de ces auteurs a décelé une part de vérité. Cependant, à côté de l'orogénèse alpine, si importante soit-elle, on doit énumérer les anciennes orogénèses hercynienne, calédonienne ou plus ancienne qui seraient responsables de l'édification des massifs cristallins et métamorphiques actuellement visibles dans chaque unité anatolienne.

1. 2. 3. Les Taurides (s. 1.)

Cette unité comprend les chaînes du Sud et de l'Est de la Turquie, les Iranides ou les Egéo-Iranides d'après P. ARNI et N. EGERAN.

Les caractéristiques des Taurides sont les suivantes : une sédimentation marine allant du Cambro-Ordovicien au Miocène supérieur. Par endroits, les sédiments paléozoïques sont métamorphisés, tel est le cas du massif de Bitlis et du massif d'Anamur (Unités égéo-iranides).

Les séries paléozoïques et mésozoïques sont concordantes ; aucune discordance angulaire n'a été observée.

Les premières phases alpines débutèrent avec le Kimméridgien. Au massif de Sultan (Taurides occidentales), le Jurassique supérieur est discordant sur les roches métamorphiques.

"Au Nord du massif de Bitlis (lac de Van), le flysch créacé se trouve en discordance sur des séries métamorphiques anciennes" (Z. TERNEK, 1953).

La phase paroxysmale des Taurides est laramienne : l'Eocène inférieur est partout transgressif sur les séries antérieures. Pendant l'Oligocène, la majeure partie de la chaîne s'exonda.

Après le Miocène, l'émersion se compléta.

"Les intrusions de péridotites (serpentinisées) ainsi que celles de granite et de syénite à l'Est se sont produites pendant le Crétacé, surtout au Turonien et au Sénonien. Les intrusions d'âges hercynien et kimméridgien n'ont pu être observées (I. KETIN, 1965).

Les constatations de I. KETIN ne nous paraissent pas valables, au moins pour le massif de Bitlis où nous n'avons jamais trouvé les intrusions granitiques recoupant les séries créacées ; au contraire les intrusions granitiques sont bien cantonnées sous la couverture calcaire du Permien. Quant aux intrusions ultrabasiqes, elles ont bien un âge créacé supérieur - paléocène (voir parag. 1-3)

1. 2. 4. Les Plis bordiers

Cette région, pendant l'orogénèse alpine, se présentait comme une avant-fosse géosynclinale.

En cet endroit, la sédimentation de faciès peu profond a été continue de l'Infra-Cambrien au Pliocène (inclus). Le métamorphisme et les intrusions ne sont jamais produits. Les phases orogéniques n'y étaient pas violentes. La première phase a été laramienne, mais le principal plissement et le charriage se sont effectués pendant le Miocène. Les couches mio-pliocènes sont verticales et

les anticlinaux pétrolifères se sont déversés vers le Sud.

"Au Sud-Est de la Turquie, la limite géologique entre les Taurides et les Plis bordiers n'est qu'une ligne de chevauchement qui se produisit au cours du Mio-Pliocène par un mouvement nord-sud. Par endroits on voit des poussées et des klippes entraînés de 15 à 20 km" (F. BAYKAL, 1950).

Cette constatation est parfaitement valable. En effet, notre terrain de thèse se situe pour un quart dans la zone des Plis bordiers et pour les trois quarts dans le massif de Bitlis. La zone des Plis bordiers y est chevauchée par le flysch d'âge créacé supérieur-paléocène et le massif de Bitlis chevauche, à son tour ce flysch.

1. 3. MASSIF DE BITLIS ET LES REGIONS SITUÉES AU SUD

1. 3. 1. Aperçu géographique et géomorphologique

La haute chaîne montagneuse de Bitlis qui est limitée au Nord par la dépression intramontagneuse de Muş et le lac de Van, est bordée en partie au Sud par la vaste dépression néogène de Siirt-Diyarbakir. Elle a une direction WNW-ESE et une longueur de 300 km, pour une largeur moyenne de 50 km (Pl. 2). Ce massif est une portion des Taurides orientales ; il forme une zone élevée faite de formations métamorphiques ; il est un prolongement naturel de la chaîne de Zagros (Iran). Cette dernière disparaît sous les sédiments au Nord de Hakkâri, à cause d'un abaissement axial, réapparaît au massif de Bitlis qui, à son tour, disparaît de la même manière sous le flysch orogénique à l'Ouest de Akdag (Pl. 2).

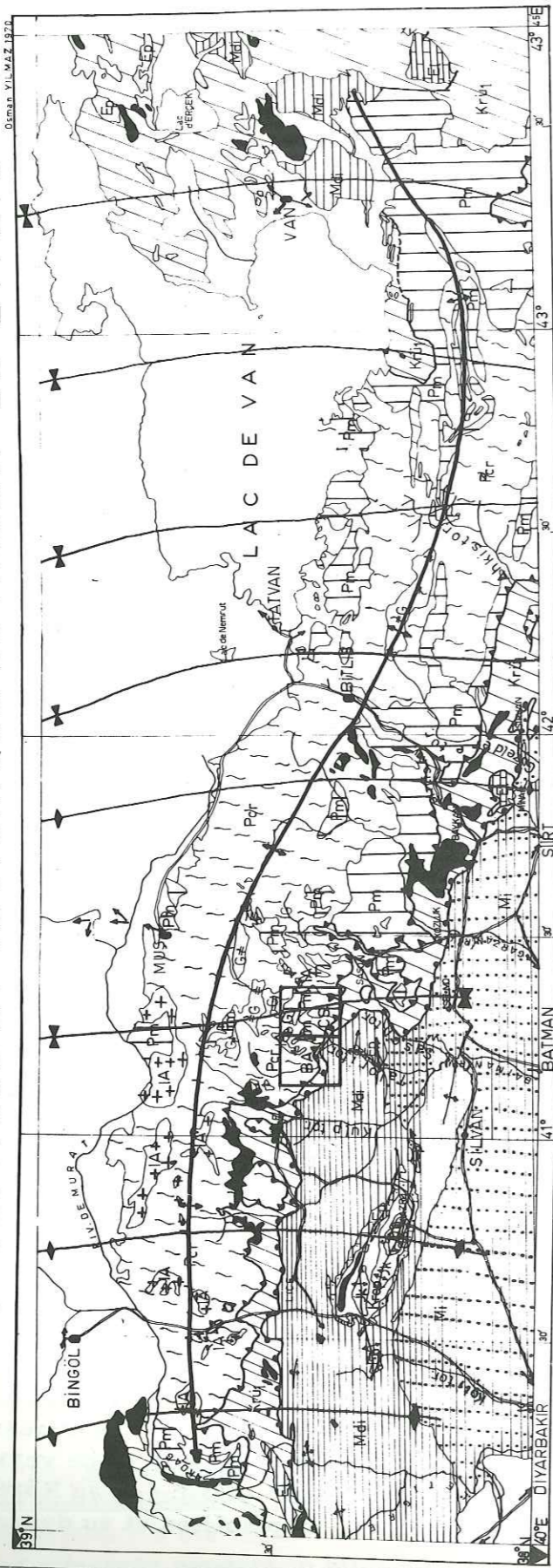
Les hauteurs de 2 000 à 3 000 m sont fréquentes malgré des vallées profondément encaissées entre 800 et 1 000 m. Il y a un abaissement topographique général vers le Sud-Ouest, ce qui conditionne les directions d'écoulement des cours d'eau.

1. 3. 2. Historique des travaux

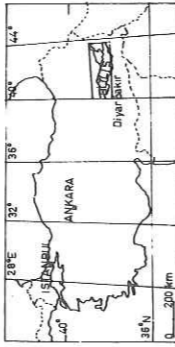
La première investigation de l'Est et du Sud-Est de la Turquie est due à F. OSWALD (1912). Il arrive à séparer très sommairement les terrains sédimentaires du bassin de Siirt des schistes cristallophylliens du massif de Bitlis.

J. H. MAXON (1937) a fait des levés géologiques du Sud-Est de Cilo Dağ jusqu'à Midyat. Ses travaux furent repris en de nombreuses occasions par les géologues pétroliers. Notamment, P. ARNI nous fournit une coupe à travers la zone du flysch et des Plis bordiers. Il a établi une carte dans les formations mio-cènes de l'anticlinal de Minar (41° 1/2 E, 38° N), sur lesquelles sont charriées celles du Paléozoïque, du Crétacé et du Tertiaire, le tout formant une nappe vers le Nord. Ainsi, il créa le nom du massif de Bitlis pour les zones situées au Nord de cette ligne de charriage. En outre, il prêta attention aux ophiolites et au dynamo-

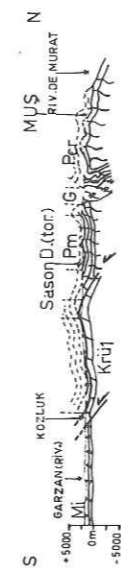
CARTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE DU MASSIF DE BITLIS PI.2



D'après I. E. ALTINLI.



COUPE EXPLICATIVE S-N DU MASSIF DE BITLIS



REGION ETUDIEE



LEGENDE:

- AXE D'ANTICLINORIUM DU MASSIF DE BITLIS.
- " " ANTICLINAL DES PLIS ALPINS.
- " " DE SYNCLINAL "
- CULMINATION AXIALE.
- DEPRESSION "
- FAILLE.
- CHARRIAGE FRONTAL DU MASSIF DE BITLIS.
- PRINCIPAL DU SUD - EST D'ANATOLIE.

MASSIF DE BITLIS :

- Pm = PERMIEN.
- ▨ Per = PALEOZOIQUE METAMORPHIQUE.
- G = GNEISS, MICASCHISTES, AMPHIBOLITE
- ⊕ ⊕ IA = INTRUSIONS ACIDES (GRANITES, GRAND-DIORITES, DIORITES QUARTZIQUES)

FLYSCH OROGENIQUE :

- ▨ Kr+J = CRETACE SUP. + PALEOCENE
- IB+IUB = INTR. BASIQUES ET ULTRABASIQUES

DEPRESSION SIIRT-DIYARBAKIR :

- ▨ Mf = MIOCENE SUP. (Facies laguno-lacustres)
- ▨ Md = MOYET INF. (Facies marins)
- ▨ E1 = EOCENE MOY. (Formation de Midyat)
- ▨ Ep = INF. PALEOCENE (For. de Gercûs)
- ▨ Kr+J = CRETACE SUP. (For. de Kermaçan)
- ▨ Pm = PERMIEN
- ▨ Kk = CARBONIFERE (productif)
- ▨ D = DEVONIEN

métamorphisme qui affecte le long de ce plan de charriage les roches du Crétacé et du Tertiaire. Mais ce charriage et l'imbrication ont été si complexes qu'il ne put établir les relations stratigraphiques. Néanmoins, il suggéra que certaines roches métamorphiques pourraient être permo-carbonifères et que les ophiolites seraient du Mésozoïque.

N. TOLUN (1953) fut le premier auteur turc à entreprendre une étude beaucoup plus valable pour l'ensemble de ce massif. Son but était de déchiffrer les relations tectoniques et stratigraphiques entre le massif de Bitlis et le bassin sédimentaire de Cizre-Diyarbakir.

Il distingua du Nord au Sud :

- un soubassement ancien ou le massif de Bitlis, formé de roches métamorphiques d'âge anté-permien. Ces roches sont le résultat du métamorphisme régional de terrains sédimentaires et de roches d'origine magmatique. L'âge anté-permien de ces terrains ne fait aucun doute car, il a observé, à maintes reprises, une discordance de leur couverture de calcaires subcristallins à fusulinidés du Permien ;
- une zone dite de flysch orogénique s'étend au Sud et parfois dans les corridors tectoniques du massif de Bitlis. La sédimentation a plusieurs variations de faciès. Elle comprend des marnes à Globotruncana avec des amas de calcaires dolomitiques d'âge sénonien et des conglomérats. A l'intérieur, il y a des roches ultrabasiques qui auraient un âge crétacé supérieur et des andésites, des spilites qu'il considérait plus jeunes et sous-marins ;
- la zone des Plis bordiers est au Sud de la précédente ; la sédimentation y a été continue et présente un caractère d'avant-fosse lors de la phase alpine.

Dans son travail d'élaboration concernant les cartes d'Erzurum, de Van et de Cizre (1/50 000) I. E. ALTINLI (1963 et 1964) s'intéressa à la stratigraphie, à la tectonique et à la paléogéographie de l'ensemble de l'Est et du Sud de la Turquie. Il constata que tous les autres massifs métamorphiques présentaient des caractères voisins de celui de Bitlis. "Ce sont des soubassements anciens d'âge inconnu et qui sont probablement les résultats d'une orogénèse calédonienne ou plus ancienne ; leur âge exact est indéterminable".

Conformément aux idées de N. TOLUN, il décrit trois zones métamorphiques mais sans les cartographier :

- schistes à grenat (Catazone)
- amphibolites, schistes et gneiss à deux micas (Mésozone)
- schistes à chlorite, actinote, séricite et épidoite (Epizone).

Ces dix dernières années, de nombreux géologues ont visité le Sud-Est. Les forages ont apporté des renseignements précis sur la stratigraphie des Plis bordiers.

H. E. KELLOGG (1960) dans son "stratigraphic report" (inédit) distinguait trois zones selon les idées de P. ARNI et de N. TOLUN, mais avec un sens plus génétique : Massif de Bitlis, Zone orogénique, Zone épirogénique.

D'après lui, le Sud-Est de la Turquie ferait apparemment partie d'un grand géosynclinal au début et au milieu du Paléozoïque. La surélévation s'était développée durant le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque inférieur et moyen. Simultanément le géosynclinal Taurus-Zagros s'est étendu : sa surélévation commence au Crétacé supérieur et culmine au Miocène. Elle s'accompagne du charriage des Taurides. Durant la phase paléocène-oligocène de l'orogénèse, une fosse linéaire s'est développée le long du front des montagnes surélevées, à l'intérieur de laquelle les sédiments détritiques se sont déposés.

Les autres auteurs, notamment TEMPLE et PERRY (1962, in Rapport de la R. R. Co) se consacrèrent aux possibilités pétrolières des anticlinaux qui s'étendent entre la zone de nappe au Nord de Siirt et la zone non plissée du Sud. Ils mentionnèrent une séquence épaisse du Permien calcaire très déformé à l'intérieur de la nappe et le flysch crétacé supérieur dont le matériel est dérivé de roches anté-crétacées des zones surélevées.

"Le volume énorme des ophiolites mésozoïques mélangées avec les marnes siliceuses, shales et radiolarites est du Crétacé supérieur".

RIGO de RIGHI et CORTESINI (1964) présentaient le géosynclinal mésozoïque avec une certaine référence au contrefort entre l'avant-fosse et la ceinture orogénique des Taurides. Ils décrivirent une succession stratigraphique établie dans l'avant-fosse (Plis bordiers) en insistant sur l'existence du glissement régional par gravité d'une épaisse série allochtone intercalée avec les roches du Crétacé supérieur au bord de l'avant-fosse. Le glissement comporte en un complexe de roches mésozoïques géosynclinales, comprenant des radiolarites, des ophiolites et des shales variés, qui a été déplacé du Nord vers le Sud.

Ces auteurs indiquèrent que les connaissances stratigraphiques de la zone orogénique étaient très incomplètes et que la zone pouvait être décrite comme un complexe de roches métamorphiques paléozoïques, de calcaires permo-carbonifères et une suite géosynclinale crétacé-paléocène, qui auraient été pris dans une nappe gravitaire tardive tertiaire et qui auraient été affectés par des charriages et des failles tordues.

ILHAN (1967, in Rapport de la R. R. Co) a suggéré qu'une autre ligne majeure tectonique au Nord du glissement gravitaire supposé, était le résultat du charriage durant l'orogénèse, plutôt qu'un glissement passif. Il a mentionné un déplacement horizontal de 20 km vers le Sud près de Bitlis (42° E, 38° N) mais sans le prouver clairement.

En 1967 et 1968 L. RADELLI a effectué des levés dans le massif de

Bitlis. Il a établi une succession stratigraphique des environs de Muş (41° 1/2 E, 38° 1/2 N). Il groupa sous le nom de "formations du vieux massif" : les calcaires cristallins, les micaschistes, les gneiss holofeldspathiques et les roches granitiques. Il avança que les faciès métamorphiques proviendraient d'une série sédimentaire et qu'après un métamorphisme de 600°C, les arkoses seraient devenues des granites d'anatexie. Ce granite ne dépasse jamais le niveau des roches gneissiques.

Il est le seul géologue qui a visité avant nous notre terrain d'étude, mais cette visite fut si rapide que ses résultats et ses levés sont très incomplets.

Plus récemment, les travaux des géologues de la R. R. Co (cf. p. 5) en vue de mettre en évidence les possibilités minières (cuivre) du Sud-Est méritent d'être cités. Ces derniers ont fait des levés systématiques au 1/25 000, au bord sud du massif de Bitlis.

Ils ont établi la succession stratigraphique suivante :

- avant fosse : Tertiaire
- géosynclinal : "Flysch groupe" + Tertiaire semi-autochtone (Mésozoïque supérieur-Tertiaire)
- groupe calcaire : Permo-Carbonifère
- métamorphites : Paléozoïque.

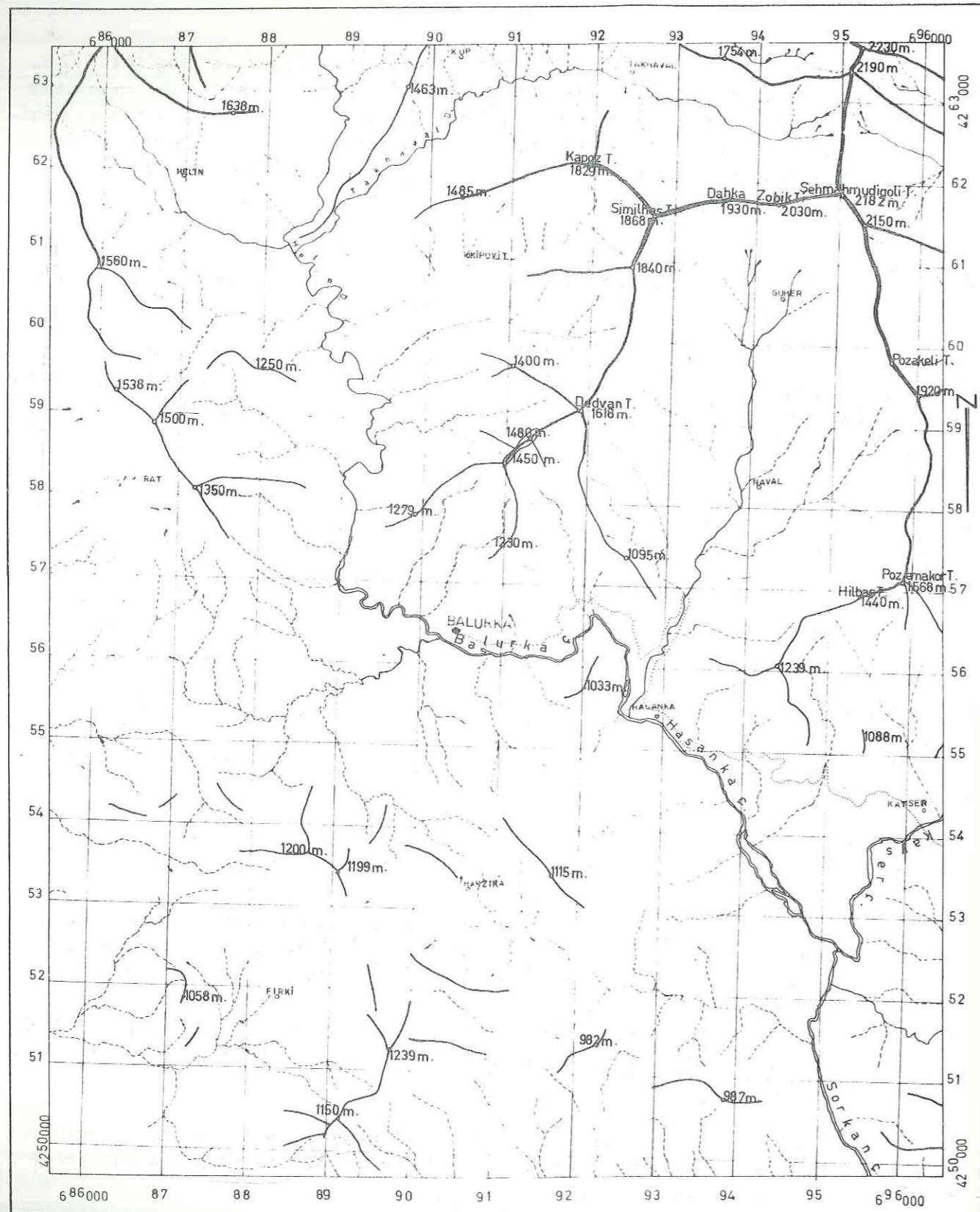
Les formations à l'intérieur de ces quatre groupes sont précises et détaillées. Notamment, la succession du "Flysch groupe" apporte des précisions. Toutefois, en ce qui concerne les roches métamorphiques, il subsiste une confusion notable tout au moins dans celles de notre secteur, due sans aucun doute à l'utilisation prédominante de la photogéologie.

1.4. SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION DE CACAS

La région de Cacas, objet de cette étude se trouve à cheval entre les départements de Siirt et de Diyarbakir. La petite commune se situe à 95 km au NW de Siirt. La piste carrossable en jeep s'arrête à Sason (41° E, 38° N), à 25 km à l'Est de Cacas. Au cours des 2 mois d'étiage de la rivière de Sason, alors guéable, nous pouvions réduire cette distance de près de 20 km pour atteindre notre première étape. Au-delà, nous avons pu mener le travail grâce à l'hospitalité des gens des petits hameaux de montagnes.

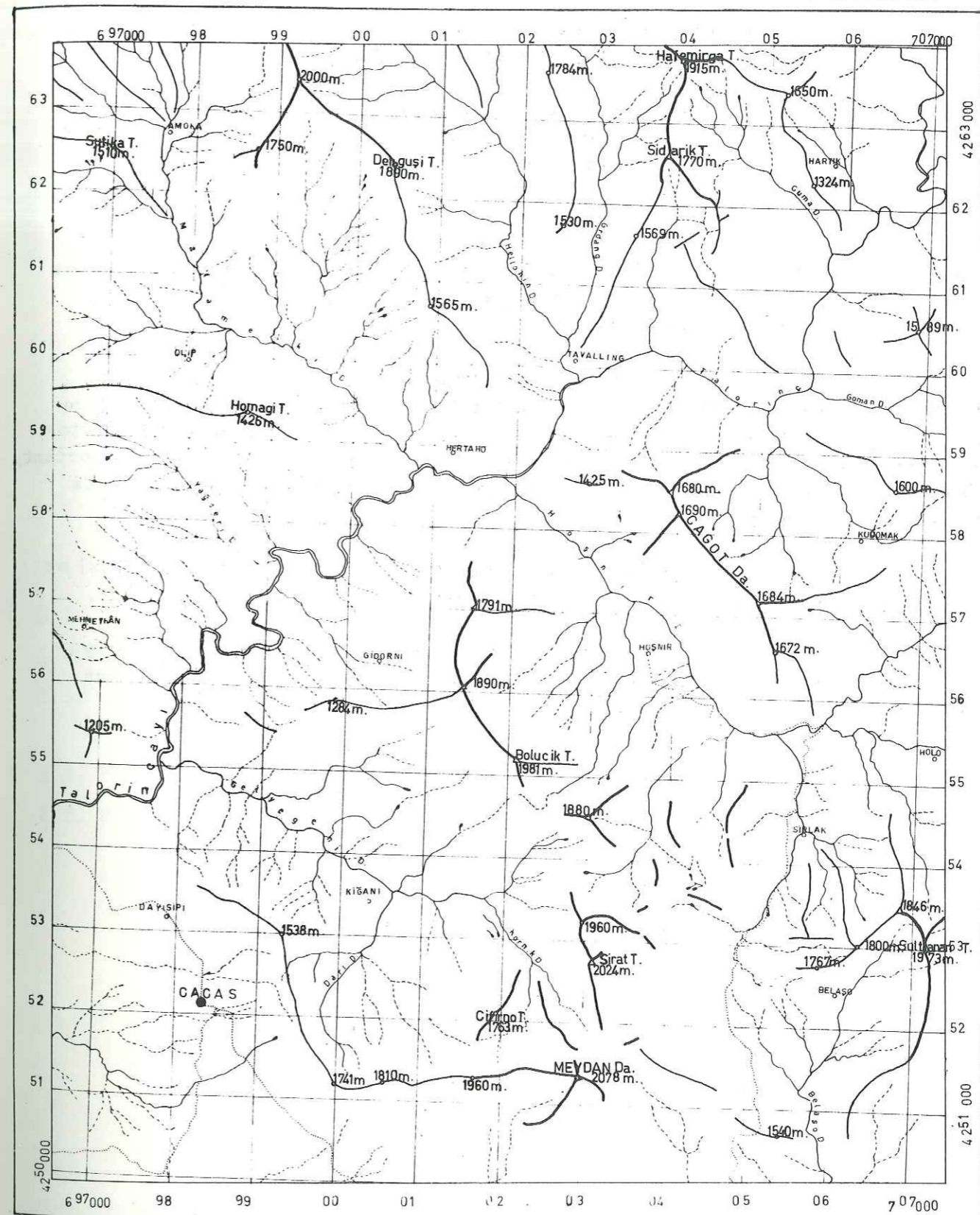
Le territoire exploré, d'une superficie de 304 km², appartenant au flanc sud du massif de Bitlis, s'inscrit à l'intérieur des coordonnées suivantes :

au Nord, le parallèle	38° 30' 00"
au Sud, " "	38° 22' 30"
à l'Est, le méridien	41° 22' 30"
à l'Ouest " "	41° 07' 30"



PI.3 Echelle 1/66000
CARTE OROHYDROGRAPHIQUE DE BALURKA

LEGENDE:
 BALURKA (de 100 à 500h.)
 KAYSER (moins de 100h.)
 Sentier, sentier muletier.
 Ligne de crêtes majeures
 " " secondaires
 Sommet (T=Tepe)
 Ruisseau.
 D.=Torrent(Dere)
 Ruissellement saisonnier.



PI.4 Echelle 1/66000
CARTE OROHYDROGRAPHIQUE DE CACAS

Deux secteurs se distinguent du point de vue géomorphologique, de part et d'autre du charriage frontal du massif de Bitlis.

- Au Nord, c'est le massif de Bitlis, proprement dit, dont l'altitude moyenne est comprise entre 1 600 et 1 700 m. Les vallées sont profondément encaissées, avec parfois de très beaux cañons de 500 à 600 m de profondeur. Le point culminant Şehmahmudigoli a 2 182 m (Pl. 3).

- Au Sud, s'étendent la zone de flysch, avec ses reliefs rabotés, d'une altitude moyenne de 1 100 m, et la dépression tertiaire de Siirt-Diyarbakir avec une altitude de 800 à 1 000 m, pratiquement sans relief, à l'exception des bancs conglomératiques et de l'anticlinal immédiatement au Sud.

Le réseau hydrographique comporte deux ruisseaux (Balurka et Talorin) qui confluent avant de se jeter dans le Batman (affluent de la rivière du Tigre). Le reste correspond à des torrents (cf. PL. 3 et 4) surtout actifs d'octobre à avril. Lors d'une pluie intense, l'écoulement a un débit solide très important, lié à l'érosion active de montagnes presque sans végétation. Le climat est très chaud en été et très froid en hiver.

La population éparpillée dans de tout petits hameaux (1 à 10 feux) ne fait vivre son élevage qu'au détriment de la forêt de chêne subsistant çà et là.

La culture des céréales et du tabac n'est possible que par l'irrigation incessante sur des lopins de terre disposés en terrasses dans des vallées escarpées.

CHAPITRE 2

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

2. 1. PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE
 2. 2. ETUDE PETROGRAPHIQUE DU SOCLE ANCIEN DU MASSIF DE BITLIS
 2. 3. ETUDE PETROGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE
DU MASSIF DE BITLIS
 2. 4. FORMATIONS DU FLYSCH OROGENIQUE
 2. 5. FORMATIONS TERTIAIRES AUTOCHTONES
-

2. ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

2.1. PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE

Les faciès pétrographiques cartographiés appartiennent aux trois zones énumérées par divers auteurs (voir parag. 1.3.2.).

Ce sont du Nord au Sud :

- Massif de Bitlis,
- Zone de flysch orogénique,
- Zone des Plis bordiers.

Ils sont respectivement séparés l'un de l'autre par le charriage frontal du massif de Bitlis et le charriage principal du Sud-Est de l'Anatolie (voir Pl. 2). La dernière zone est autochtone.

Les formations métamorphiques du massif de Bitlis couvrent plus de 75 % de la superficie, alors que les formations du flysch orogénique en couvrent le quart (voir Pl. 5).

Parmi les roches du massif de Bitlis, les plus anciennes, nous avons distingué deux catégories. Les unes, à la base, fortement métamorphiques : amphibolites massives et gneiss à amphibole (GN), ensemble des paragneiss et mica-schistes à deux micas, grenat + sillimanite (G-2M), leptynites (GH) et gneiss verts (Gcl), sont étudiées sous le nom de "socle ancien".

Les autres, du type greenschist : chloritoschistes (Cl_s), quartzites à muscovite (Q, Gr), calcschistes (Ks), marbres (mr), calcaires recristallisés (cc1), schistes verts (A) et calcaires karstiques recristallisés (ck2) enveloppent le socle ancien par un microconglomérat basal. Elles sont étudiées sous le nom de "couverture épimétamorphique".

Seules les roches du socle ancien sont en contact avec le granite hercynien.

Les roches de la couverture sont toujours localisées dans les dépressions axiales transversales des plis anté-hercyniens, évoquant une transgression de la mer sur le socle ancien (voir Pl. 2), mais des mouvements tectoniques tardifs échelonnés du Paléocène à la fin du Miocène les ont charriés sur le Flysch.

La schistosité très régulière des roches anciennes a un pendage NE constant.

Les failles très importantes, subverticales ou chevauchantes, ont des directions très variables. Les principales d'entre elles sont orientées NE et SE (voir parag. 5-1)

Les contacts, entre les formations, sont souvent tectonisés, mylonitisés, amenant des difficultés dans l'établissement de la chronologie relative.

Nous allons étudier les diverses roches (métamorphiques, plutoniques et sédimentaires) de chaque entité tectonique et stratigraphique, en allant des plus anciennes au plus récentes qui sont :

- 2.2. Socle ancien (massif de Bitlis)
- 2.3. Couverture épimétamorphique (massif de Bitlis)
- 2.4. Formations du Crétacé supérieur à l'Eocène (zone de flysch orogénique)
- 2.5. Formations tertiaires autochtones (dépression Siirt-Diyarbakir).

2.2. ETUDE PETROGRAPHIQUE DU SOCLE ANCIEN DU MASSIF DE BITLIS (cf. Pl. 6)

2.2.1. AMPHIBOLITES MASSIVES ET GNEISS A AMPHIBOLE (GN)

L'ensemble de ces roches est aisément identifiable sur le terrain en raison de leur couleur vert foncé à noir avec des plagioclases en taches blanches irrégulières, mais il est difficile de cartographier séparément les amphibolites massives et les gneiss à amphibole, biotite et grenat. En effet, ces roches sont intimement liées et semblent provenir d'une ancienne intrusion basique dont nous parlerons plus loin (voir parag. 3.2.).

Il existe également quelques bancs sombres amphiboliques interstratifiés au sommet des paragneiss, mais leur mode de gisement et leur abondance en quartz révèlent qu'ils ont une origine sédimentaire.

Les amphibolites massives et gneiss à amphibole présentent les paragenèses suivantes .

2.2.1.1. Amphibolites massives (16,6 à 0 % de clinopyroxène)

- Plagioclase + hornblende + clinopyroxène + quartz + albite secondaire + épidote secondaire + chlorite + minerais (lame Ba 30).
- Plagioclase + hornblende + albite secondaire + épidote secondaire (lame Ba 31).

2.2.1.2. Gneiss à amphibole, biotite et grenat (11,4 à 0 % de biotite)

- Plagioclase + hornblende + biotite + quartz secondaire + albite secondaire.
- Plagioclase + hornblende + grenat + scapolite + quartz + albite secondaire + épidote secondaire.

2.2.1.3. Gneiss peu quartziques à amphibole (25 à 0 % d'amphibole)

- Plagioclase + hornblende (25 %) + quartz + biotite + albite secondaire + épidote secondaire + minerais (lame Cs 54).
- Plagioclase + quartz + hornblende (5 %) + chlorite + albite secondaire + minerais (lame Ba 39).
- Plagioclase + quartz + sphène (lame Cs 55).

2.2.1.1. Amphibolites massives

Elles ont, sur la carte L46-a2, une extension considérable et leur puissance apparente dépasse parfois 700 m, mais nulle part leur socle n'est visible (fig. 2-1).



Fig. 2-1. Position des amphibolites massives et gneiss à amphibole (GN) sous les leptynites blanches très épaisses (GH).

Leurs contacts avec les gneiss à amphibole, très tectonisés, ne permettent aucune observation.

Pourcentage volumétrique : deux comptages de points ont été effectués à la platine intégratrice sur des échantillons assez représentatifs,

Tableau 2-1

	Ba 30	Ba 31
quartz	11,05	-
plagioclase	14,00	37,06
amphibole	36,55	49,06
pyroxène	16,61	-
biotite	tr.	-
chlorite	0,27	-
albite secon.	9,50	7,46
épidote "	11,67	0,48
SAT	32	8,8
COL	65	68
FELD	40,5	0
PYR/AMPH	31	31
		0
		63
		0
		0

Les indices de J. Jung et R. Brousse (1963) ont été calculés en tenant compte ou non des minéraux secondairement formés. Ainsi le diagramme SAT-COL-FELD a été établi en vue de les classer convenablement (voir fig. 2-2).

L'équivalent éruptif de ces amphibolites est un mélagabbro.

Discussion : le matériel initial "mélagabbro" dont le type moyen est l'échantillon Ba 31 a subi des transformations minéralogiques pour donner des amphibolites massives et des gneiss à amphibole plus riches en albite et en quartz.

Structure : elle est granoblastique, uniquement faite de plagioclases très altérés et d'amphiboles en plages xénomorphes (voir fig. 2-3).

Minéralogie : plagioclase (14 à 37 %). A part les albites secon-

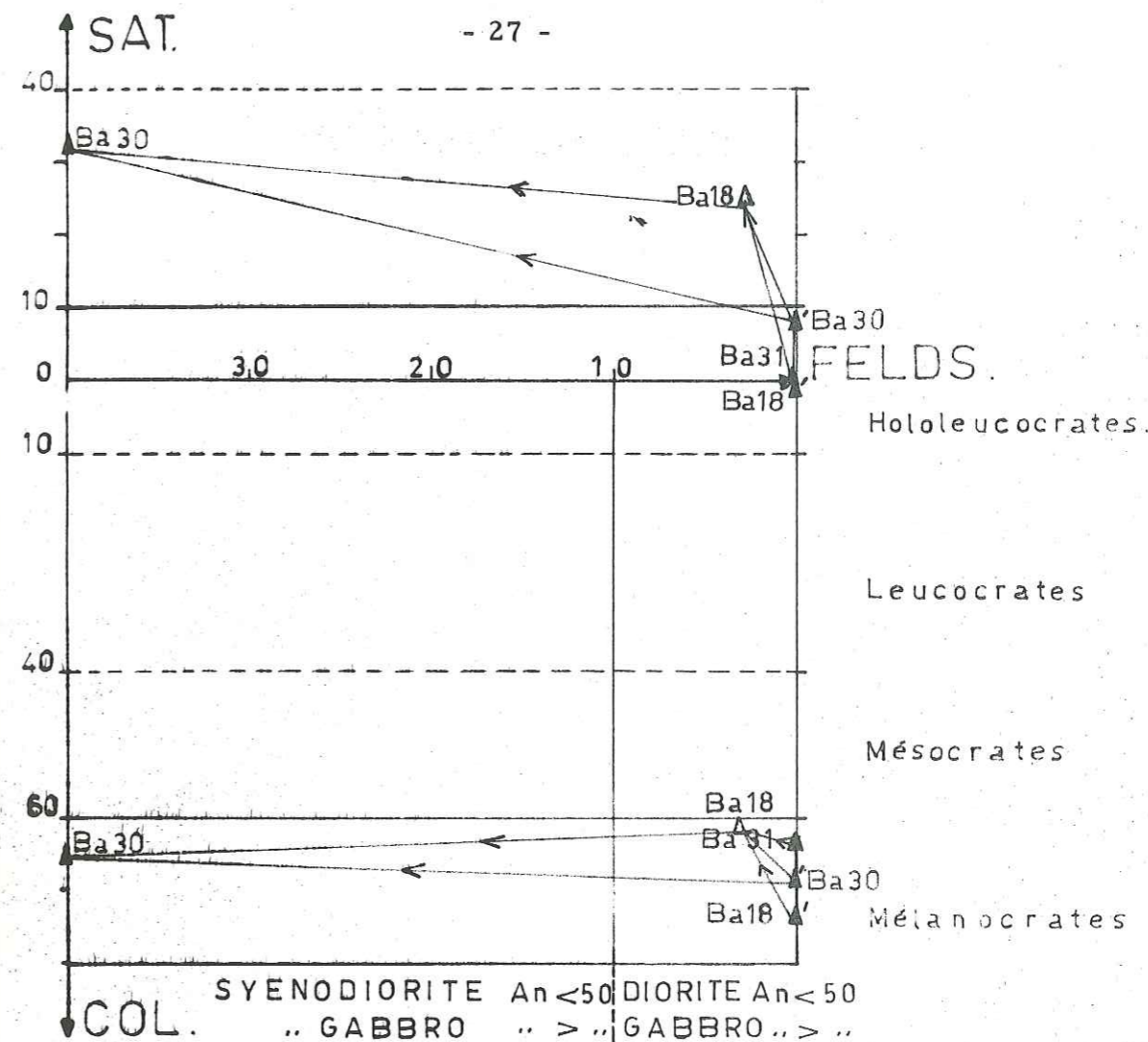


Fig. 2-2

naires, seuls les feldspaths présents dans cette roche sont toujours granoblastiques, totalement séricités et accompagnés par de la zoïsite et de l'albite. Certains parfois présentent de petites sections peu altérées à macle d'albite polysynthétique.

Ces sections qui ont une extinction $gt \wedge np = 22^\circ$ et un indice plus grand que le quartz, donnent $An = 40\%$. Ce pourcentage est faible par rapport à celui trouvé par l'analyse chimique ($An = 68\%$). La saussurisation a dû enlever une partie de sa chaux au profit de la zoïsite.

- Hornblende verte (36 à 50 %) : elle est le constituant essentiel de la roche en petits grains dont la taille varie de 0,1 à 3 mm (voir fig. 2-4). Elle présente souvent de larges plages.

Le pléochroïsme selon ng est vert clair, et selon np incolore. $2V_{np} = 72^\circ$ à 80° , $ng \wedge C = 20$ à 22° .

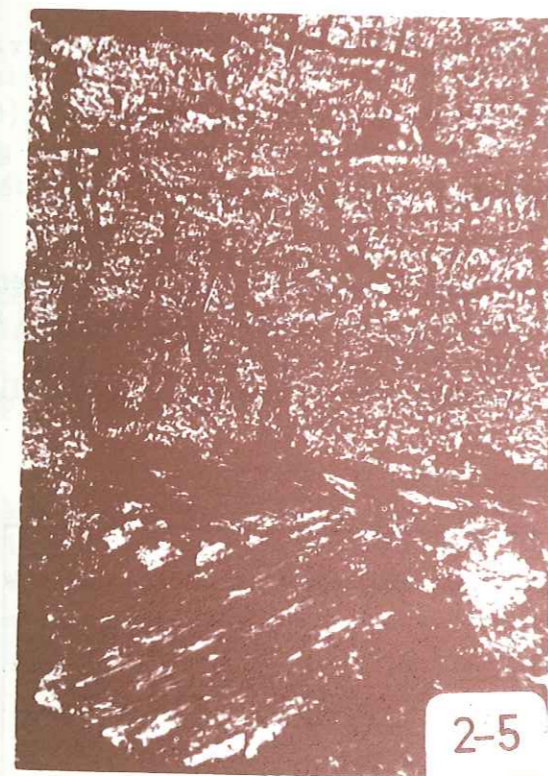
AMPHIBOLITES MASSIVES

Figure 2-3 : structure granoblastique des amphibolites massives: Hornblende xénomorphe (Hb), plagioclase (Pl) complètement transformé en albite (Ab), séricite (Sé) et zoïsite (Zo)(saussuritisation).
Echantillon Ba 31 - LN x 42.

Figure 2-4 : de larges plages de hornblende montrant deux clivages le long desquels apparaissent des exsudats ferrifères.
Echantillon Ba 30 - LN x 125.

Figure 2-4 : transformation d'un pyroxène (Pyr) en hornblende (Hb). Cette dernière entoure le pyroxène et parfois le traverse en fines baguettes (direction marquée d'une flèche).
Echantillon Ba 30 - LN x 125.

Figure 2-6 : les plagioclases se transforment complètement par saussuritisation en zoïsite et albite secondaire.
Echantillon Ba 30 - LN x 125.



- Pyroxène : il est présent en porphyroblaste de 3 à 9 mm uniquement dans l'échantillon Ba 30 (16 %). L'angle d'extinction maximal $ng\wedge C$ varie de 32 à 45°. Il s'agit d'augite (2V = non déterminable). Il polarise dans le jaune clair du premier ordre ; le pléochroïsme varie selon $ng =$ incolore à vert jaune, selon $np =$ incolore à vert jaunâtre.

Ces cristaux sont souvent entourés de hornblende, qui les pénètre perpendiculairement à leur allongement (voir fig. 2-5).

- Albite secondaire : les cristaux d'albite, non altérés, à macles d'albite polysynthétique et péricline, sont toujours présents en association avec la zoïsite, le quartz et la séricite. Leur taille est petite. Leur pourcentage varie de 7 à 10 %. Il semble que l'albitisation a eu lieu tardivement.

- Quartz : en faible quantité, xénomorphe.
- Epidote : deux générations (voir fig. 2-6).

De petits cristaux allongés quadrangulaires se trouvent en épitaxie sur les autres. $ng\wedge C = 0^\circ$, clivage h1 (100) parfait, p (001) moins parfait, incolore, non pléochroïque, 2V $ng = +0$ à $+12^\circ$.

Il s'agit de zoïsite ∞ , car le plan $ng, np = h1$.

Les autres sont de vraies pistachites présentant un aspect craquelé.

- Séricite : elle pseudomorphose les anciens plagioclases.

2.2.1.2. Gneiss à amphibole et biotite ± grenat

Ces roches surmontent les amphibolites massives. La présence de biotite et de grenat en fait des gneiss. Mais elles sont parfois légèrement migmatitisées.

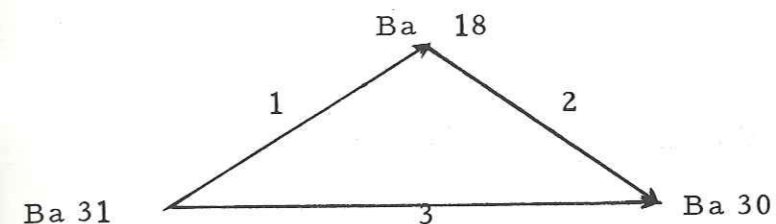
Pourcentage volumétrique : comptage de points sur l'échantillon type

Ba 18 :

Tableau 2-2

	Ba 18			
quartz	9,28			
plagioclase	26,20	SAT	0	25,32
amphibole	44,52	COL	73,8	63,35
biotite	11,42	FELD	0	4,30
minerais	0,23			
albite sec.	1,17			
épidote	7,38			

Dans le diagramme SAT - COL - FELD, l'échantillon Ba 18 montre une position intermédiaire (voir fig. 2-2). Ceci est évidemment dû à une transformation moins importante que celle de Ba 30.



On voit que la biotite (11 %) est considérable. Cet échantillon présente deux parties très distinctes (voir fig. 2-7).

La partie quartzo-plagioclasique secondairement venue mobilise l'ancienne roche amphibolo-plagioclasique grenue qui n'a aucune différence avec l'amphibolite massive, mais elle est biotitique.

Minéralogie : des plagioclases complètement transformés en séricite sont en cristaux automorphes entourés de quartz.

La transformation en albite + quartz + épidote et séricite est très nette.

- Hornblende verte : larges plages poeciloblastiques, de couleur vert clair à jaune citron, toujours accompagnées par une biotite rouge (voir fig. 2-8), parfois à l'intérieur des veines quartzo-plagioclasiques. Pléochroïsme : selon $ng =$ vert foncé, selon $np =$ jaune vert, l'angle d'extinction $\infty = ng\wedge C = +21^\circ$ (2V indéterminable).

- Biotite : elle est pseudomorphosée par la hornblende. Mais parfois, la biotite accompagnée de muscovite recoupe la hornblende. Donc une amphibolisation des anciennes biotites et un développement de la biotite par le métamorphisme sont présents. Les biotites ont un pléochroïsme : selon $ng =$ rouge brun, selon $np =$ jaune brun.

Cette couleur indiquerait suivant les travaux de HAYAMA (1959), une biotite à forte teneur en Ti et pauvre en Fe^{+3} . Pour la discussion de l'origine de TiO_2 , il nous manque l'analyse chimique de la roche et celle de la biotite. Cependant la transformation de ces biotites en amphibole semble indiquer qu'elles ne sont pas d'origine métamorphique, mais plutôt des reliques de la roche plutonique originelle (voir fig. 2-9).

- Muscovite en très faible quantité.
- Albite secondaire (1 %) dispersée çà et là en petits cristaux maclés.
- Quartz (10 %) abondant avec les plagioclases, isogranulaire, à extinction onduleuse.

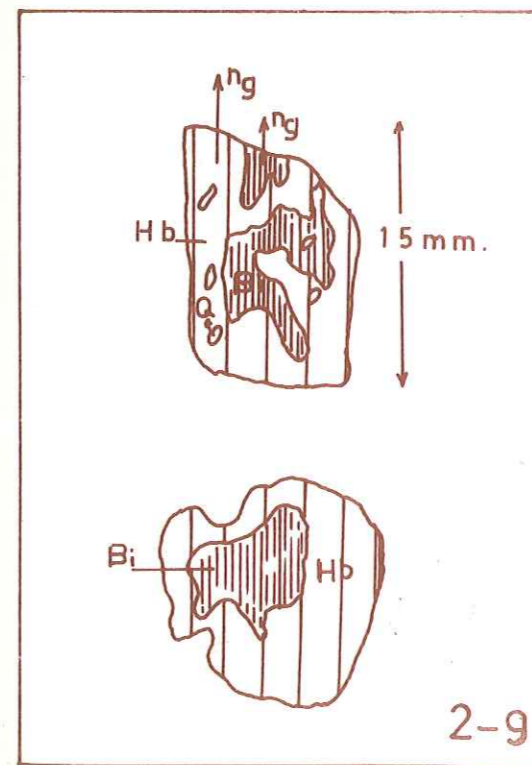
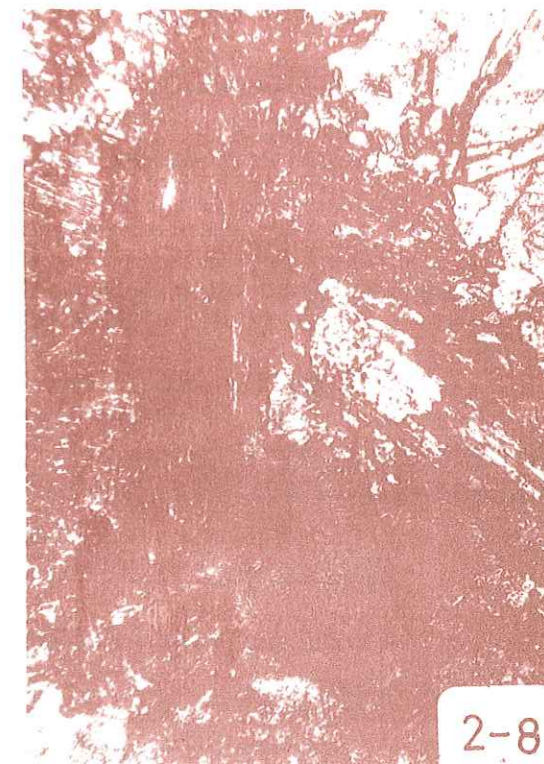
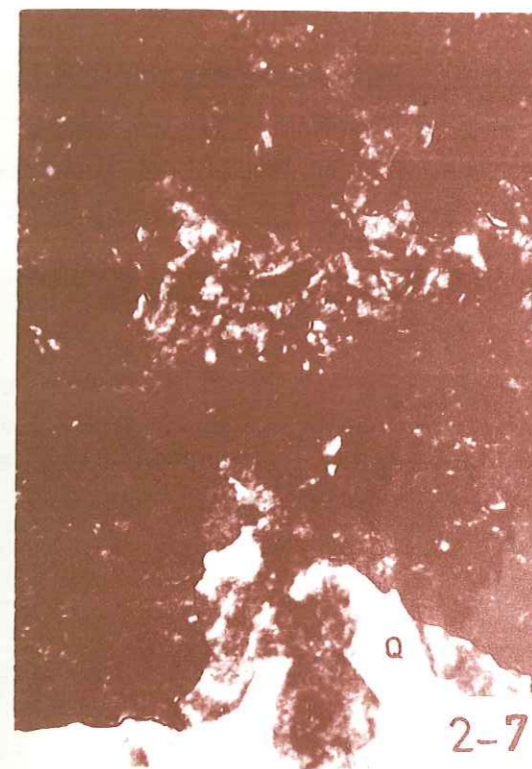
GNEISS A AMPHIBOLE, BIOTITE ET GRENAT

Figure 2-7 : la partie quartzo-feldspathique (Q-Pl) s'insinue dans la trame granoblastique faite de hornblende (Hb), de biotite et de plagioclase. Echantillon Ba 18 - LN x 42.

Figure 2-8 : hornblende entourant une ancienne biotite (Bi). Paragenèse : hornblende-plagioclase-biotite visualisée dans cette figure. Echantillon Ba 18 - LN x 125.

Figure 2-9 : transformation des biotites en amphiboles vertes (amphibolisation), indiquant que celles-ci sont antérieures au métamorphisme. Echantillon Ba 18.

Figure 2-10 : scapolite (Sca) se développant rarement dans la foliation tracée par la biotite, muscovite et grenat. Noter la présence de l'albite (Ab). Echantillon Ba 32 - LN x 125.



- Zoïsite : en fines baguettes.
- Oxydes opaques : développés aux dépens de la biotite.

Dans l'échantillon Ba 32 :

grenat : gros cristaux poecilitiques,
scapolite : comme les muscovites, elle se développe en larges cristaux, de relief faible et de couleur de polarisation très vive. Elle est comprise dans la foliation tracée par biotite-muscovite et grenat (voir fig. 2-10).

2.2.1.3. Gneiss peu quartziques à amphibole

Les gneiss ayant cette paragenèse se distinguent bien au microscope par le quartz originel, le plagioclase porphyroblastique et la hornblende en quantité faible (25 à 0 %). A cause des actions tectoniques leur position est discutable. Il nous semble qu'ils sont le terme supérieur de l'ensemble GN.

Pourcentage volumétrique

Trois analyses modales donnent les résultats suivants.

Tableau 2-3

	Cs 54	Ba 39	Cs 55
quartz	12,50	22,12	10,46
plagioclase	38,50	59,60	74,50
amphibole	25,00	5,13	-
biotite	1,38	-	tr.
chlorite	-	2,55	"
sphène	-	-	13,27
minerais	0,23	2,10	tr.

albite sec.	21,12	8,55	-
épidote	1,61	-	-

SAT	17,32	24,50	14
COL	27,88	9,73	25,5
FELD	0	0	0

Le diagramme SAT - COL - FELD (fig. 2-11) indique des roches leucocrates "peu" à "moyennement" quartziques.

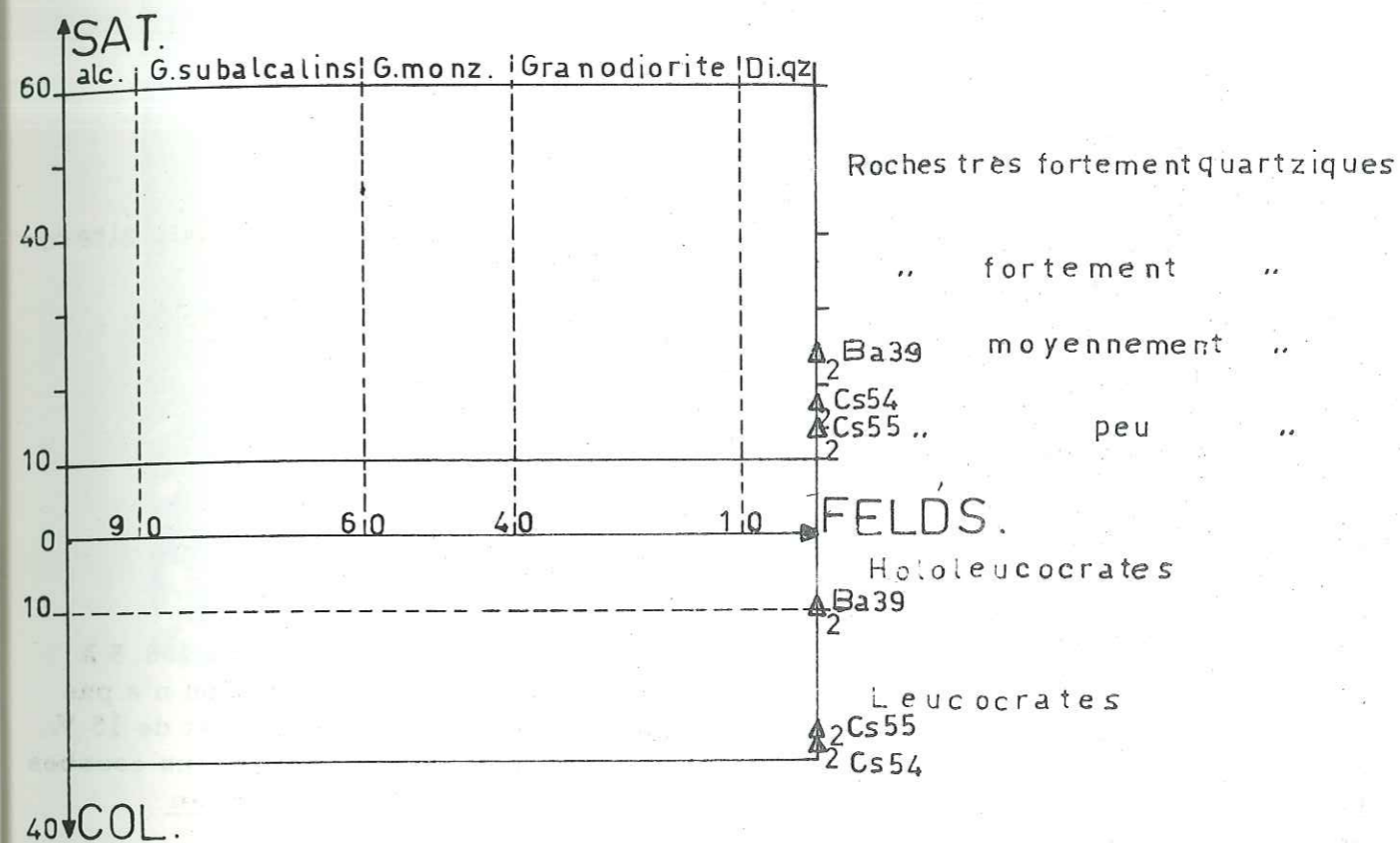


Fig. 2-11

Leur équivalent éruptif serait un leucodiorite quartzique, car les plagioclases mesurés ont An < 50 %.

Structure : elle est granoblastique. Les amphiboles y sont poecilitiques, xénomorphes (fig. 2-12).

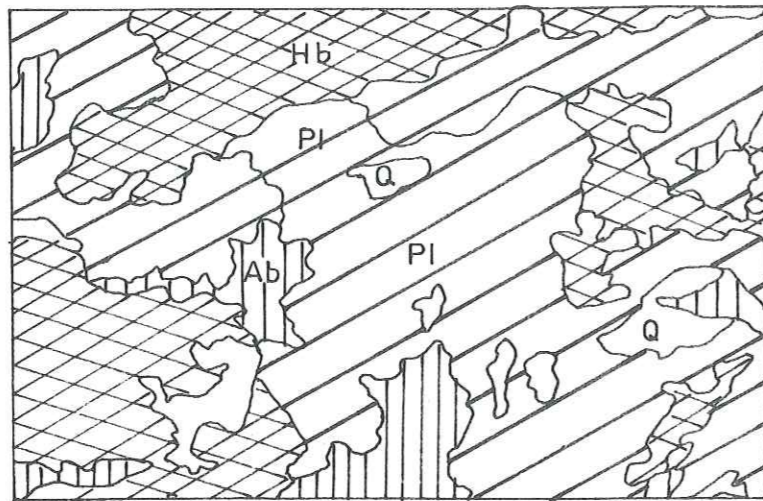


Fig.2-12 x 23

Pl: Plagioclase altéré
 Hb: Hornblende
 Ab: Albite
 Q : Quartz

Minéralogie :

- Plagioclase : il forme le principal constituant de la roche (38,5 à 74,5 %), toujours altéré, saussuritisé, en porphyroblaste. Son altération n'a pas permis de déterminer ses caractères optiques. Sa teneur en anorthite est de 15 %. Elle est déterminée à l'aide des macles encore observables en utilisant les courbes de migration des éléments de l'ellipsoïde des indices (C. BURRI, 1956, in ROUBAULT, 1963).

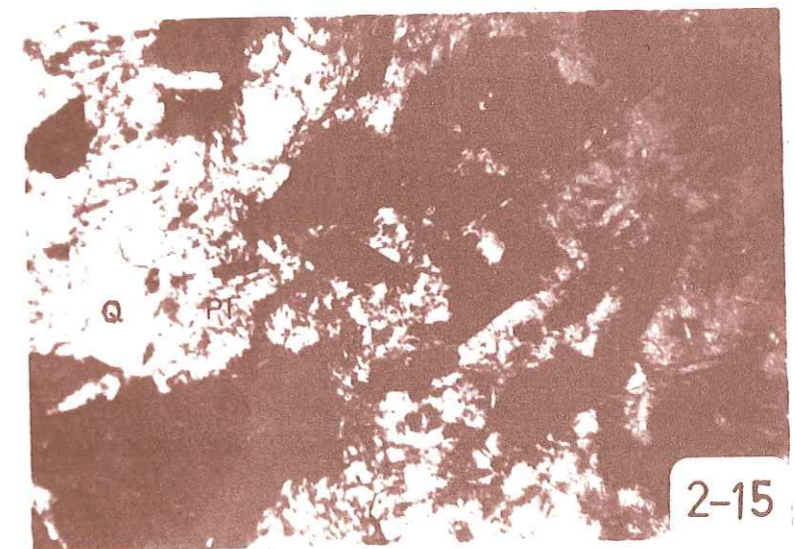
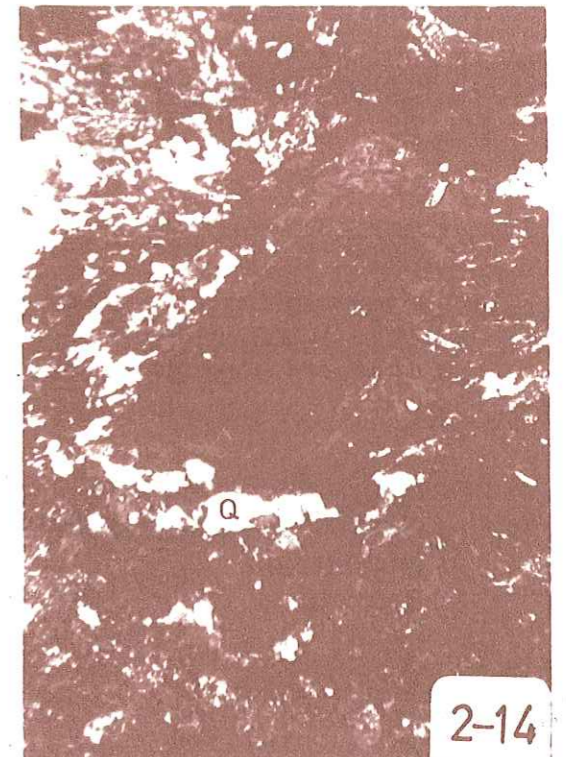
Les lois de macle déterminées sont :
 Carlsbad plan (010) ; axe parallèle $[001]$
 Albite " " " perpendiculaire $[010]$
 (l'angle $2V_{np} = 78$ à 80 %).

Les mesures peu nombreuses ne suffisent pas pour conclure sur l'origine de la roche. Cependant, la présence des macles Carlsbad, selon M. GORAI (1960), indiquerait une origine ortho.

Ces plagioclases sont recoupés par les amphiboles en fines aiguilles suivant la foliation (voir fig. 2-13).

Parfois, une partie du cristal est remplacée par la hornblende.

L'albitisation est très importante une fois de plus dans Cs 54 où le plagioclase est toujours entouré par l'albite secondaire et le quartz (voir fig. 2-14)



GNEISS PEU QUARTZIQUES A AMPHIBOLE

Figure 2-13 : porphyroblaste de plagioclase (Pl) traversé par les hornblendes (Hb) selon la foliation.
Echantillon Cs 54 - LP x 42.

Figure 2-14 : phénomène d'albitisation des plagioclases. Ancien plagioclase saussuritisé (Pl, partie centrale sombre), couronné d'albite (Ab) et quartz (Q).
Echantillon Cs 54 - LP x 42.

Figure 2-15 : paragenèse : sphène (Sph) + plagioclase (Pl) + quartz.
Echantillon Cs 55 - LP x 42.

Les cristaux automorphes de plagioclase semblent avoir cristallisé bien avant le métamorphisme et sont déstabilisés par celui-ci pour donner un mélange d'albite et de quartz, indépendant de celui dû à la saussuritisation.

- Les plagioclases de l'échantillon Cs 55 sans amphibole ont une teneur en anorthite variant entre 30 et 39 %.
L'angle $2V_{np} = 78$ à 82° .

- Hornblende (25 à 0 %) : elle est xénomorphe, en porphyroblastes ou en baquettes vert foncé.

Pléochroïsme : selon nm = vert jaune, incolore, selon np = vert pâle :

$$ng \wedge C = 20^\circ$$
$$2V_{np} = -86^\circ$$

Certains cristaux gardent des reliques de biotites.

- Biotites : complètement ou en partie transformées en amphibole, ont un pléochroïsme vert jaune pâle ou vert clair.

Les minéraux tels que l'épidote et la chlorite sont en très faible quantité.

- Sphène : il est surtout développé (13 %) dans l'échantillon Cs 55 qui ne contient pas d'amphibole. Il se présente sous forme de cristaux automorphes, losangiques (voir fig. 2-15).

- Apatite : elle se présente sous forme automorphe avec longueur/largeur = 3.

La présence de sphène, d'apatite et de plagioclase An 30 à 39 permet de dire que cet échantillon est particulièrement riche en CaO.

2.2.1.4. Conclusion à l'étude pétrographique des amphibolites massives et gneiss à amphibole :

- les trois types étudiés ont le même gisement
- les paragenèses minérales des deux premiers types sont assez voisines et riches en amphibole. Leur équivalent éruptif est un mélagabbro, alors que les gneiss peu quartziques à amphibole ont pour équivalent éruptif une leucodiorite quartzique.

- Les plagioclases sont altérés.
- Les biotites sont amphibolisées
- Les minéraux secondaires (albite, quartz, épidote, chlorite) sont constamment présents dans chaque type.

De tout cela, nous pouvons tirer que ces roches à amphibole proviendraient d'un vieux massif de type gabbro-dioritique repris par d'autres événements postérieurs à sa formation.

2.2.2. ENSEMBLE DES PARAGNEISS ET MICASCHISTES A 2 MICAS
GRENAT + SILLIMANITE (G-2M)

Ces roches, très facilement reconnaissables en raison de leur couleur brun clair, de leur structure schisteuse et de leur friabilité, forment des collines très rabotées entre les amphibolites massives sombres et les leptynites claires.

Si leur contact basal n'est point facile à observer, par contre, leur contact avec les leptynites est très progressif (voir fig. 2-16). L'épaisseur maximale est de l'ordre de 400 m.

Sur le terrain on constate une prédominance des parties à texture schisteuse, soit 80 % de l'ensemble, par rapport aux bancs de gneiss blancs plus massifs décimétriques (voir Pl. 6). Ces bancs de gneiss à muscovite deviennent plus nombreux vers le sommet. Donc, une alternance grésopélique originelle peut être envisagée. Quelques bancs de gneiss à amphibole et grenat coexistent avec les gneiss blancs.

Quatre paragenèses peuvent être distinguées au sein de cet ensemble :

- 2.2.2.1. Quartz + orthose + plagioclase + biotite + muscovite + chlorite ± sphène.
- 2.2.2.2. Quartz + orthose + plagioclase + biotite + muscovite + chlorite + grenat ± sillimanite ± tourmaline.
- 2.2.2.3. Quartz + plagioclase + muscovite ± tourmaline + apatite.
- 2.2.2.4. Quartz + plagioclase + albite + amphibole ± biotite ± chlorite ± grenat ± épidote ± minerais.

Les deux premières paragenèses sont à grain fin et à structure schisteuse, alors que les deux dernières sont à grain moyen et grossier et à structure gneissique.

Paragenèses 2.2.2.1. et 2.2.2.2. :

Paragneiss et micaschistes à deux micas ± grenat ± sillimanite.

Ces deux faciès sont macroscopiquement semblables. Il s'agit de roches très biotitiques à grain relativement fin, d'aspect schisteux, en lits extrêmement minces. Certains comportent des grenats rouges anormalement développés et des sillimanites. Les autres ne sont pas grenatifères mais beaucoup plus quartziques.

Structure : microgrenue, grano-lépidoblastique. La forme des grains est variable, isogranulaire ou hétérogranulaire. Leur taille varie de 30 μ à 500 μ (voir fig. 2-17), d'où impossibilité de comptage de points.

Etude microscopique

- Quartz en grain arrondi, à extinction onduleuse, à contours engrenés, parfois allongés suivant la schistosité.

- Plagioclase : il a une composition moyenne comprise entre An 20 - An 25 (oligoclase), maclé albite, mais souvent non maclé. Les macles selon le plan g1 (010) existent aussi. L'angle 2V_{np} varie de -78° à -82°. Ces plagioclases sont très peu altérés. Ils ne sont pas perthitiques.

- Feldspath potassique : l'orthose a été reconnue à la platine de Fédorof avec 2V_{np} = 72° à -84°. Elle est légèrement kaolinisée, ce qui aide à l'identification, malgré l'absence de clivage et de macle (voir fig. 2-18).

- Biotite : abondante, fortement pléochroïque. ng = rouge sang, np = jaune sale. Elle montre des chloritisations à tous les stades (voir fig. 2-19).

Certaines biotites présentent des rapports longueur/largeur variables de 1 à 16. La schistosité est marquée par ces biotites très allongées.

- Muscovite : elle est toujours liée à la biotite ; de taille variable, elle est parfois aussi longue que les biotites.

- Sillimanite : à l'intérieur des parties biotito-muscovitiques, les sillimanites se présentent en très fines aiguilles tressées, en rapport direct avec les biotites (voir fig. 2-20). Parfois elles sont groupées en paquets de couleur sombre (lame Ba 18₁).

Caractères optiques : forte réfringence, incolore α = + 10°, biréfringence du premier ordre.

- Grenat : de plus grande taille que les autres minéraux, souvent poeciloblastique. Les inclusions des quartz et des biotites en hélice sont assez fréquentes. Il semble que les grenats ont cristallisé tardivement et ont tourné en boule de neige (voir fig. 2-20 et 2-21).

- Cordiérite pinitisée (?) : elle a été observée uniquement dans la lame Ba 35. S'il en est ainsi, elle complète la paragenèse biotite-sillimanite et grenat sur laquelle nous reviendrons lors des études de caractères du métamorphisme.

ENSEMBLE DES PARAGNEISS ET MICASCHISTES

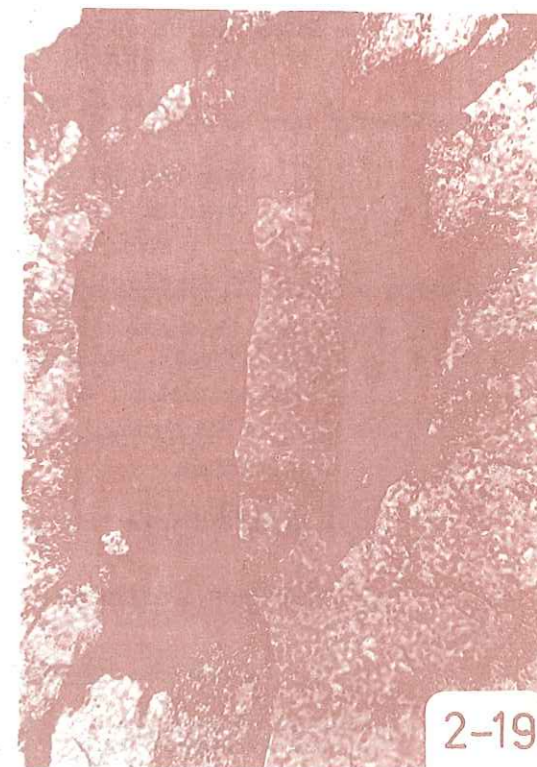
A DEUX MICAS, GRENAT + SILLIMANITE

Figure 2-16 : passage progressif de l'ensemble paragneissique (G-2M) aux leptynites (GH).

Figure 2-17 : structure granolépidoblastique des paragneiss. Biotite en baguettes allongées.
Echantillon Ba 1 x 125.

Figure 2-18 : kaolinisation des feldspaths potassiques des paragneiss.
Echantillon Cs 52 - LP x 125.

Figure 2-19 : chloritisation des biotites lamelle par lamelle. La chlorite (gris sombre) remplace la biotite (gris clair).
Echantillon Cs 52 - LN x 125.



- Apatite et tourmaline, oxydes opaques.
- Chlorites : liées aux biotites, avec une polarisation violacée (pennine).
- Actinote et trémolite : observées seulement dans l'échantillon Cs 52.

Les chlorites et actinotes traversent des cristaux anciens (biotite, grenat, plagioclase) parfois selon une autre direction de schistosité (voir fig. 2-21).

2.2.2.3. Paragneiss à muscovite et grenat (fig. 2-22)

Les bancs blancs montrant cette paragenèse ont un grain moyennement grossier. Les ferromagnésiens sont uniquement des muscovites développées en lattes allongées selon la schistosité.

Structure : engrenée, est due aux quartz et aux feldspaths.

Ces gneiss ont probablement une origine sédimentaire, car l'alternance observée sur le terrain et au microscope est d'origine grésopélitique (voir fig. 2-23).

Minéralogie :

- Quartz : abondant, à contour engrené et à extinction roulante.
- Plagioclase : les mesures ont donné :
 - un indice de réfraction $n > n$ (baume du Canada)
 - un angle d'extinction : $n_p \wedge (010) = 2^\circ$
 - $2V_{np} = -84^\circ$ à 90°
 - An oscillant entre 21 et 22 % (oligoclase)
 - macles observées : albite, péricline. Les sections non maclées sont abondantes.
 - Ces plagioclases ne sont pas perthitiques.
- Muscovite : elle est assez bien représentée avec $2V_{np} = -38^\circ$.
- Tourmaline : elle est automorphe, allongée selon l'indice np. Pléochroïsme, selon np = vert kaki, vert brun, selon ng = jaune brun.

Il s'agit d'une tourmaline ferrière (schorlite).

- Grenat : dispersé çà et là en faible quantité.

2.2.2.4. Paragenèse à amphibole

Les gneiss à amphibole n'ont pas une extension régionale. A l'intérieur de l'ensemble paragneissique, ils forment quelques bancs tendres et massifs

de couleur foncée, alternant sur une épaisseur de 20 m approximativement, ce qui permet de supposer un léger changement de faciès au sein des formations grésopélitiques (marnes ou tufs ?).

Analyse volumétrique :

Tableau 2-4

	Cs 106	
quartz	11,71	
albite secon.	15,33	
plagioclase	5,60	
amphibole	47,70	SAT = 55,60
biotite	0,74	COL = 79
chlorite	0,93	FELD = 0
grenat	7,31	
épidote	0,15	
minerais	10,54	

Cette roche ne peut être représentée sur le diagramme SAT-COL-FELD, ce qui est en faveur de son origine sédimentaire.

Structure : elle est la même que celle des gneiss peu quartziques à amphibole (voir parag. 2.2.1.3.) ; granoblastique.

Minéralogie :

- Amphibole : elle est le constituant essentiel. Il semble exister deux espèces, mais difficilement discernables au microscope, car le pléochroïsme est analogue (ng = vert foncé, nm = vert jaune, np = vert brun).

- Hornblende : angle d'extinction maximal : $ng \wedge C = 20$ à 21° , $2V_{np} = -68$ à -70° .

- Amphibole sodique : $ng \wedge C = +37$ à 42° , $2V_{np} = 0$ à -20° .

Cette dernière pouvait être liée à l'enrichissement en soude, qui se traduit aussi par une albitisation.

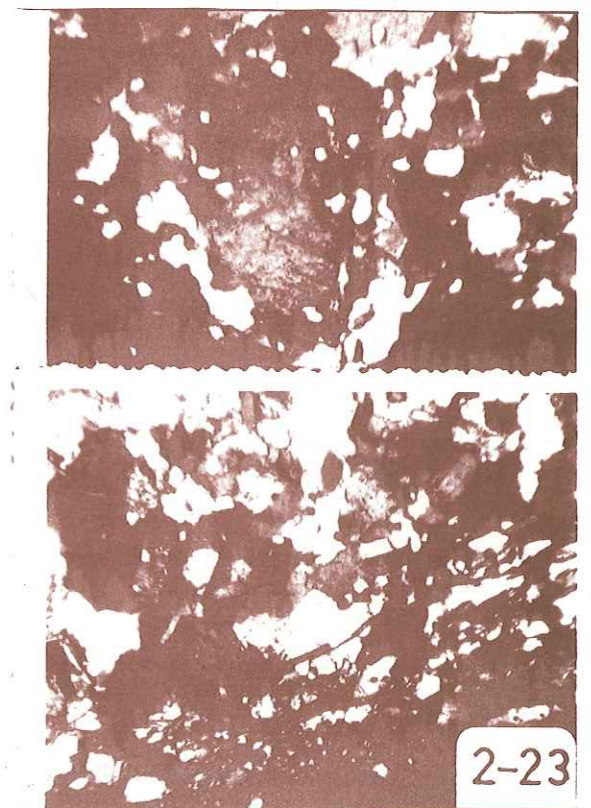
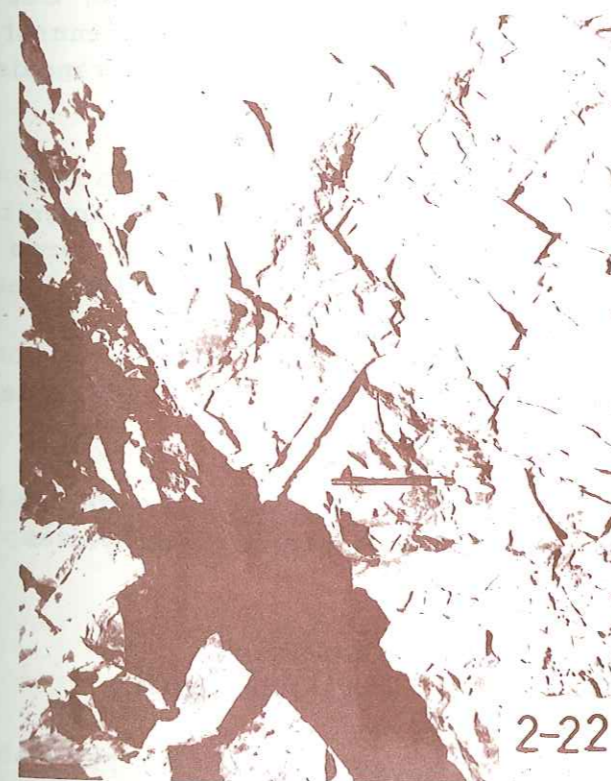
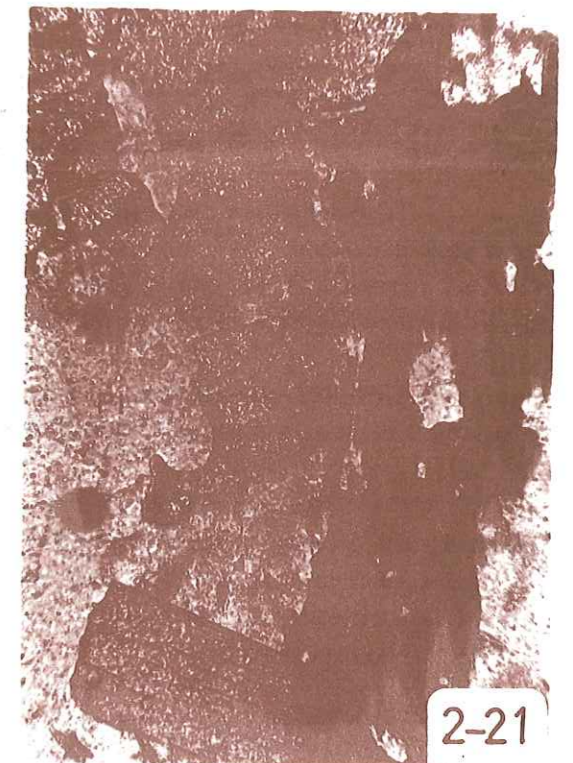
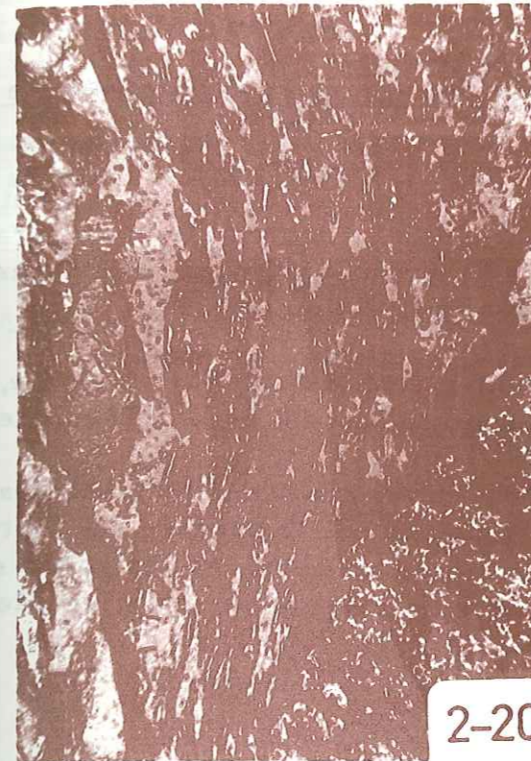
- Plagioclase : les mesures faites sont peu nombreuses. La plupart sont albitisés. Les macles sont totalement masquées.

Figure 2-20 : sillimanite intimement associée à la biotite, à la muscovite et au grenat, se présentant en aiguilles allongées. Noter la taille du grenat (1/6 du cristal) par rapport aux autres cristaux.
Echantillon Cs 56 - LN x 125.

Figure 2-21 : l'actinote se développe postérieurement dans certains paragneiss comme la chlorite.
Echantillon Cs 52 - LN x 125.

Figure 2-22 : à l'affleurement, les paragneiss à muscovite montrent une patine toute différente de celle des leptynites (photo prise à l'emplacement de l'échantillon Ba 45).

Figure 2-23 : lame mince taillée au contact des leptynites et des paragneiss (voir fig. 2-22) montrant apparaître une partie finement grenue biotitique passant graduellement à la seconde nettement grenue et à muscovite.
Echantillon Cs 105₁ - LP x 42.



- Les autres minéraux sont identiques à ceux qui ont été énumérés avec les paragenèses précédentes.

2.2.2.5. Conclusion à l'étude pétrographique de l'ensemble paragneissique

- L'ensemble paragneissique est constitué par l'alternance de niveaux de micaschistes (80% en volume), de paragneiss à muscovite et de paragneiss à amphibole, rappelant un complexe de sédiments gréso-pélitiques. Localement, un changement de faciès (marnes ou tufs) donne les gneiss à amphibole.

- Les micaschistes et les paragneiss sont très riches en biotite, muscovite avec ou sans grenat ; certains niveaux contiennent de la sillimanite.

- On note la constance de la teneur en anorthite des plagioclases dans chacune des quatre paragenèses et leur albitisation ; le passage aux leptynites massives basales qui est très progressif ; le contact entre les leptynites et les paragneiss qui est souligné par une abondance de tourmaline ferrifère ; les biotites qui sont chloritisées.

2.2.3. GNEISS BLANCS (Leptynites) (GH)

Les gneiss blancs qui surmontent l'ensemble paragneissique couvrent de grandes superficies avec une épaisseur approximative de 500 à 600 m. Ces bancs blancs gneissiques, avec quelques niveaux ferromagnésiens, deviennent si massifs au bout de 100 m que nous les appelons des leptynites au sens français du terme (voir fig. 2-16, 2-23).

A cause de leur gisement en intercalation, les gneiss de la base ont été étudiés avec les paragneiss (voir 2.2.2.3.). Vers le sommet, ces leptynites montrent une linéation due aux biotites (voir fig. 2-26) et se débitent en corps cylindrique (voir fig. 2-25). Dans les plans perpendiculaires à la foliation, les leptynites ont une texture apparemment équante (voir fig. 2-27).

Elles disparaissent toujours sous les gneiss verts par un plan de charriage ou par un plan de faille incliné (voir fig. 2-24).

Elles sont d'aspect très divers ; leur grain est grossier (de 0,5 à 0,8 cm) à fin. Mais, au microscope, deux catégories extrêmes de leptynites peuvent être distinguées grâce à leur paragenèse:

- 2.2.3.1. Leptynites hololeucocrates albitiques
- 2.2.3.2. " " calcoalcalines.

La paragenèse du groupe (2.2.3.1.) est surtout indiquée par l'absen-

ce quasi-totale de feldspaths potassiques (voir tableau 3-1, Cs 53 et Cs 92) et par la présence d'antiperthites.

La seconde paragenèse est au contraire caractérisée par l'existence de feldspaths potassiques sous forme de microcline ou orthose perthitiques, et par l'absence de plagioclases antiperthitiques.

Caractères communs :

- elles ont toujours une structure grenue plus ou moins protoclastique où des reliques d'une ancienne roche grenue sont toujours présentes;
- les biotites sont chloritisées.

2.2.3.1. Leptynites hololeucocrates albitiques

Une analyse modale a donné les résultats suivants.

Tableau 2-5

	Cs 92	
quartz	32,52	
plagioclase	19,46	
antiperthite	37,94	SAT = 36,2
biotite + biotite chloritisée	8,37	COL = 10
muscovite	1,74	FELD = 100
épidote + min.	tr.	

Le diagramme SAT - COL - FELD (fig. 2-28, regroupant les échantillons des deux groupes, indique également, pour cet échantillon qui se détache du champ subalcalin, un granite holoalcalin fortement quartzique.

Structure: elle est protomylonitique, hétérogranulaire, quelquefois avec des yeux quartzo-feldspathiques. La schistosité est grossièrement marquée par une légère orientation du quartz.

GNEISS BLANCS (Leptynites)

Figure 2-24 : Contact des leptynites et des gneiss verts : toujours anormal.
Noter la régularité des bancs de leptynites.



Figure 2-25 : débit des leptynites en corps cylindriques.

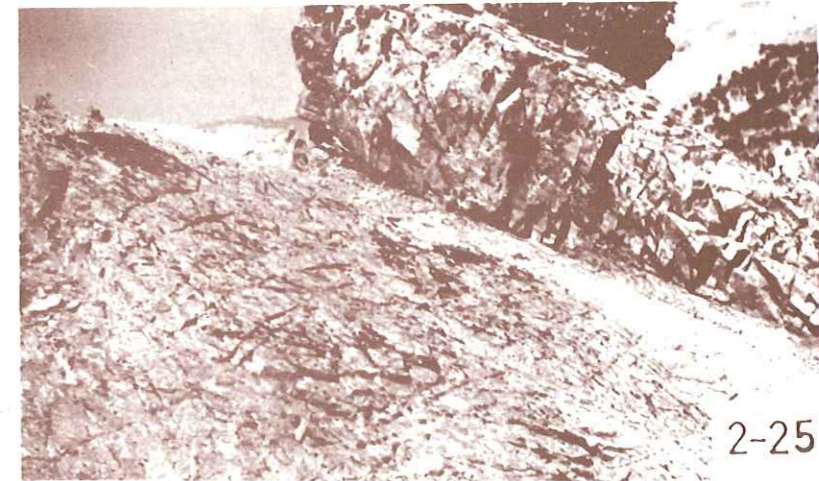


Figure 2-26. : cannelures parallèles à la linéation due aux biotites.

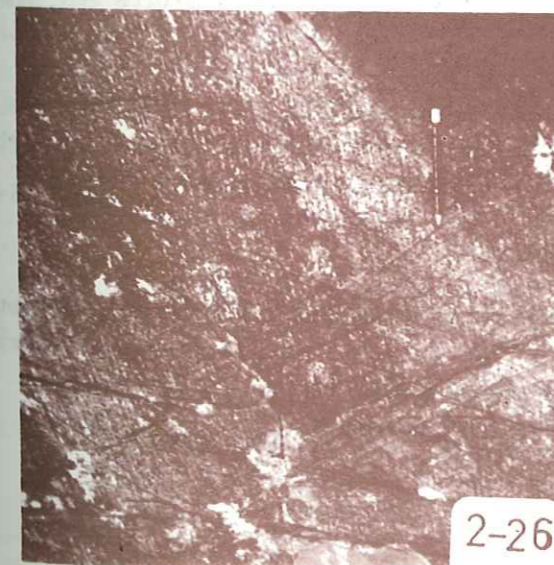
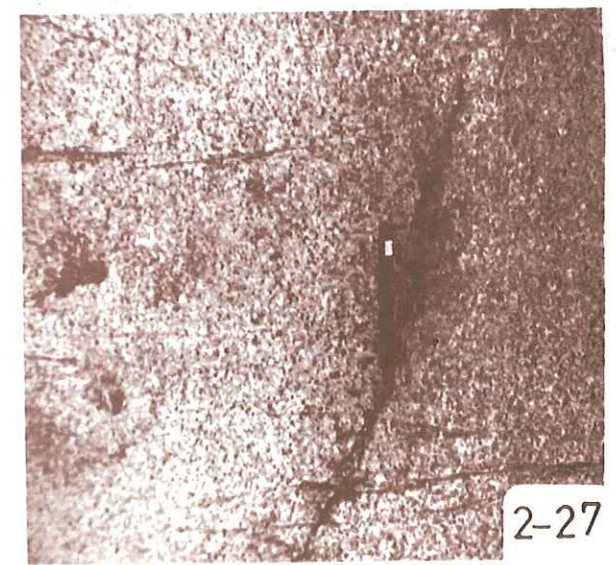


Figure 2-27 : apparence granitique des leptynites coupée perpendiculairement
à la foliation. Mais on voit tout de même une certaine orientation.



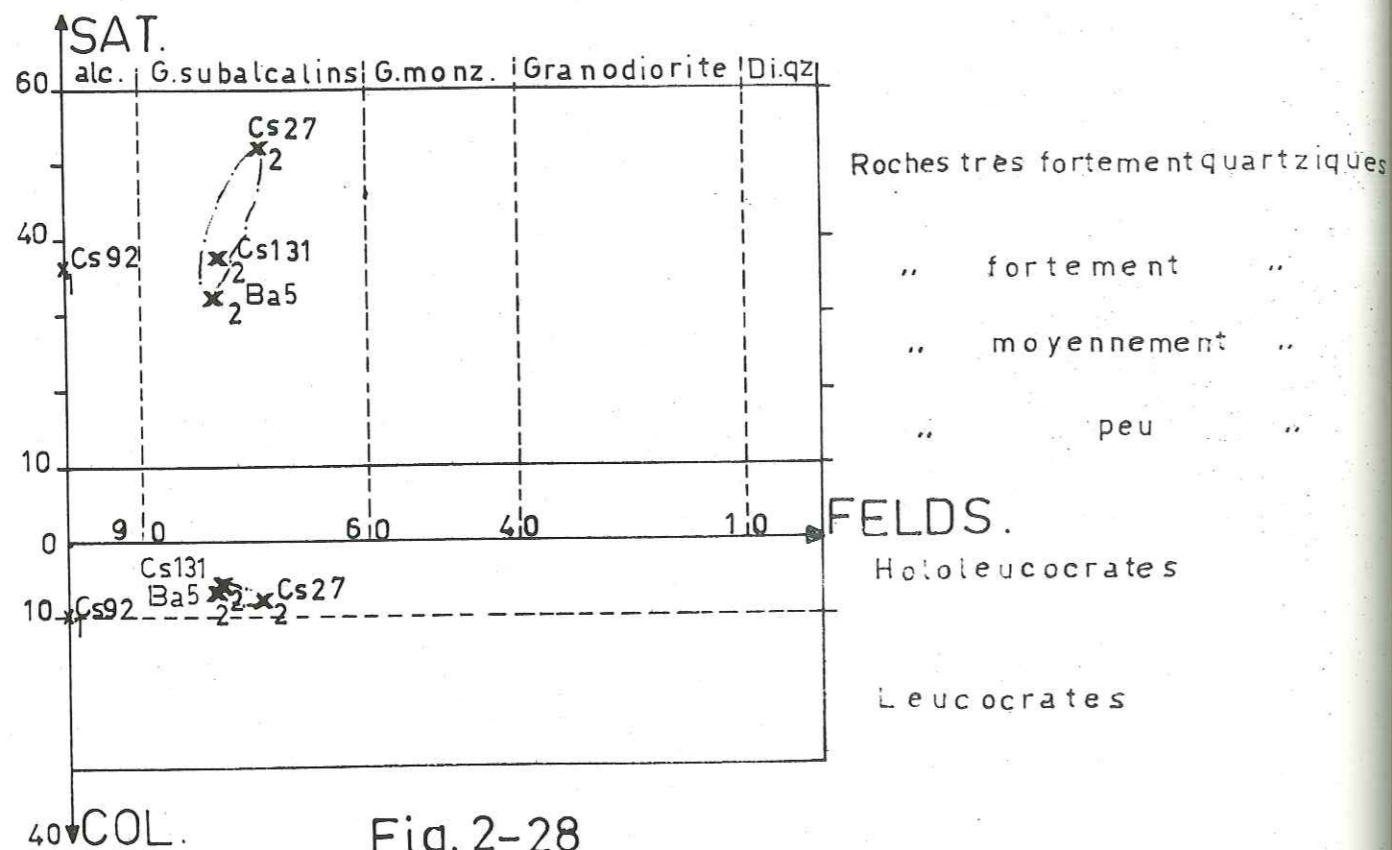


Fig. 2-28

Minéralogie : type moyen choisi : échantillon Cs 92.

- Plagioclase : comme le tableau 2-5 l'indique, il existe deux générations de plagioclases assez souvent maclés.

Les uns sont toujours piquetés de séricite. Il s'agit d'albite $Ab_{97}An_3$ ($2V_{ng} = +82^\circ$).

Les autres sont antiperthitiques non altérés. Les mesures à la platine universelle révèlent deux sortes d'antiperthites : les unes sont purement albitiques : $Or_1Ab_{98}An_1$ ($2V_{ng} = +78^\circ$), les autres sont plus potassiques : $Or_{43}Ab_{54}An_3$ ($2V_{np} = -86^\circ$).

Apparemment ces antiperthites ont deux origines : de remplacement et de fracturation. Car le long des fractures, à l'intérieur des plagioclases séricitisés et antiperthitiques, l'albite et le quartz recristallisent en taches rondes (voir fig. 2-30, 2-31). Ceci est surtout dû à l'apport sodique.

L'angle $2V_{np}$ mesuré augmente en fonction de la teneur en soude de perthites (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1963).

Si ces perthites riches en soude sont de "remplacement" et dues à un apport sodique tardif, que penser alors des perthites de fracturation et des perthites en baguettes ou en fuseaux ? Nous préférons aborder ce problème lors de l'étude pétrochimique (cf. chapitre 3).

- Quartz : il est engrené, xénomorphe, séparant les porphyroblastes de plagioclase. Assez souvent, il présente des allongements approchant parfois des textures granulitiques. Il peut être développé à l'intérieur des porphyroblastes et dans les fractures de ceux-ci.

- Biotite : la proportion peut varier de 1 à 8 %; en tout petits cristaux souvent chloritisés de couleur très délavée, légèrement pléochroïque d'un brun clair à un brun très clair. La chloritisation peut avoir tous les stades.

- Muscovite : elle existe également en fines baguettes.

- Epidote : en quantité minimale, liée à l'altération des feldspaths.

2.2.3.2. Leptynites hololeucocrates calco-alcalines

Structure : comme dans les précédentes, il existe plusieurs types.:

Mise à part la fracturation postérieure, les structures observables sont dans la plupart des cas mylonitiques. Cette mylonitisation est probablement due à la déformation contemporaine du métamorphisme régional d'une roche originellement grenue.

Structure porphyroblastique : les porphyroblastes des feldspaths sont entourés par des débris de quartz et de feldspaths granulés traçant, avec les biotites et les muscovites, la foliation (voir fig. 2-32). De là, on passe à une structure à cloison où les porphyroblastes ne sont séparés que par de minces trames granulées, et qui peut se développer jusqu'à donner une structure blastomylonitique avec une importante recristallisation du quartz (voir fig. 2-33). La structure ocellée de certaines leptynites est également d'origine cataclastique (voir fig. 2-34).

Il y a en outre des structures leptynitiques (hétérogranulaires), parfois avec une légère tendance au laminage (Ba 17 et Cs 61 ou Cs 12, voir fig. 2-35).

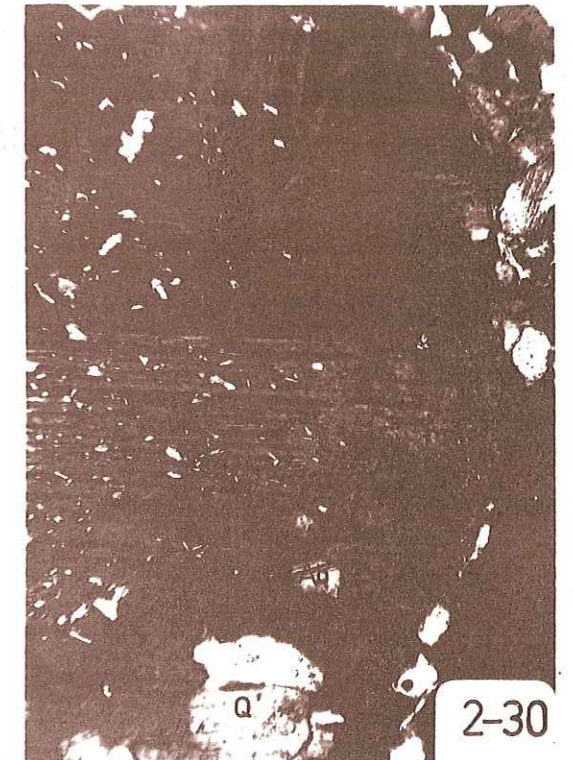
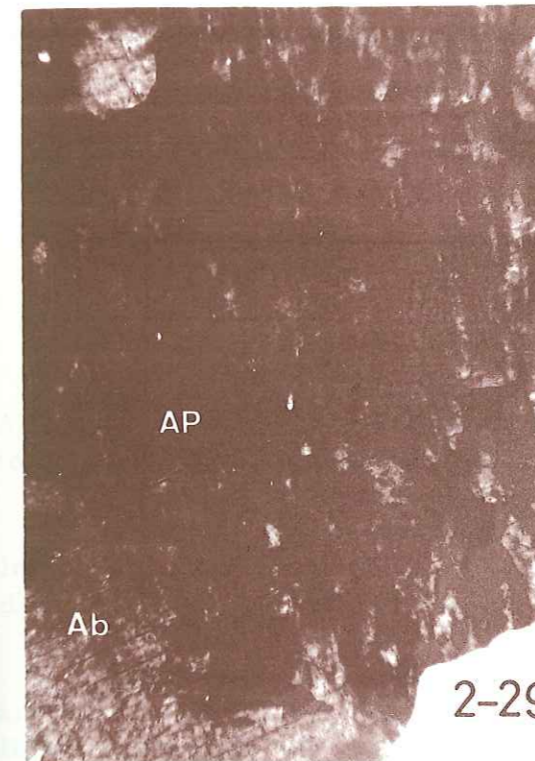
Les porphyroblastes sont tous des feldspaths. En aucun cas on ne voit des quartz porphyroblastiques ou en texture palimpseste.

LEPTYNITES HOLOLEUCOCRATES ALBITIQUES

Figure 2-29 : antiperthites de $Or_1Ab_{98}An_1$ à $Or_{43}Ab_{54}An_3$ (AP, gris clair) se développant par remplacement de l'albite Ab_{54} (Ab, gris clair), en partie ou en totalité.
Echantillon Cs 92 - LP x 125.

Figure 2-30 : ancien porphyroblaste de plagioclase séricitisé à caractère albitique (Pl-Ab) remplacé par une partie de l'antiperthite. L'albite secondaire (Ab) et le quartz (Q) se développent à l'intérieur et sur la bordure des plagioclases.
Echantillon Cs 92 - LP x 125.

Figure 2-31 : structure porphyroblastique où les anciens plagioclases séricitisés sont cassés ; les fractures ont été remplies par un matériel quartzoalbitique et antiperthitique.
Echantillon Cs 92 - LP x 42.



Comptage volumétrique

Les analyses modales ont été effectuées sur des échantillons Cs 27- Cs 131 - Ba 5 .

Tableau 2-6

	Cs 27	Cs 131	Ba 5
quartz	48,75	35,51	30,65
orthose+microcline	-	30,78	36,00
perthite	32,20	16,10	14,31
plagioclase	14,44	11,88	12,35
biotite+bi. chlori.	3,56	5,45	6,42
muscovite	-	tr.	tr.
épidote	4,24	0,20	0,20
sphène	-	tr.	-
minerais	tr.	-	tr.

SAT	52,6	37,7	32,8
COL	7,6	5,7	6,7
FELD	74,0	79,5	80,0

Le diagramme SAT-COL-FELD (cf. fig. 2-28) montre que ces trois échantillons s'insèrent dans des granites hololeucocrates subalcalins.

L'équivalent éruptif de ces leptynites est un granite subalcalin "fortement à très fortement" quartzique.

Minéralogie :

- Quartz : il est un constituant aussi important que les feldspaths (30 à 49 %). Les grains des quartz sont crypto-micro ou mésogrenus, parfois lamellaires ou globulaires. Les minéraux sont engrenés. Ils sont, soit dans la foliation avec les feldspaths et les biotites, soit dans les feldspaths ou dans les fractures de ceux-ci. Quelques bourgeons myrmékitiques sont aussi développés (Cs 131). L'extinction onduleuse est fréquente.

- Feldspaths potassiques : les porphyroblastes d'orthose et de microcline sont micropertthitiques; cryptopertthitiques ou pertthitiques. Certains sont homogènes au microscope. Il est bien évident que les fines perthites ne sont discernables qu'aux rayons X.

Mesures optiques :

2Vnp = -84°	Or ₉₀ Ab ₁₀	microcline-perthite
" = -88°	Or ₆₀ Ab ₄₀	" - cryptopertthite
" = -56°	Or ₇₄ Ab ₂₆	orthose - "
" = -62°	Or ₆₈ Ab ₃₂	" - "
" = -80°	Or ₅₀ Ab ₅₀	" - "

Les résultats ci-dessus trouvés par le diagramme de O. F. Tuttle in ROUBAULT (1963) nous fournissent donc deux types de feldspaths potassiques: microcline et orthose perthitiques avec une teneur en Ab de 5 à 50 %.

L'analyse chimique partielle sur les feldspaths potassiques de l'échantillon type Cs 131 ont fourni Or_{79,3}Ab_{15,8}An_{4,9}. Ceci n'est qu'une valeur moyenne des résultats optiquement mesurés (voir parag. 3.4.1.).

- Plagioclases : ils sont subautomorphes, granoblastiques. Leur volume varie de 10 à 20 %. La valeur An des plagioclases est entre 4-17 %, il s'agit d'albite-oligoclase. Ils sont tous altérés, séricitisés et saussuritisés. Les albites An = 4 sont issues d'anciens plagioclases. Ils présentent assez souvent des macles complexes, ce qui nous a incité à utiliser la méthode de Gorai (1951). Cet auteur se sert des macles comme indice de l'origine des roches et les a classés en deux groupes principaux A et C :

A = albite - péricline - acline

C = macles parallèles et complexes. Ces types seraient très rares dans les roches métamorphiques et plus fréquents dans les roches plutoniques.

U = plagioclases non maclés.

En appliquant cette méthode, la moyenne de 55 mesures est portée sur le triangle U : A : C de Gorai (fig. 2-37):

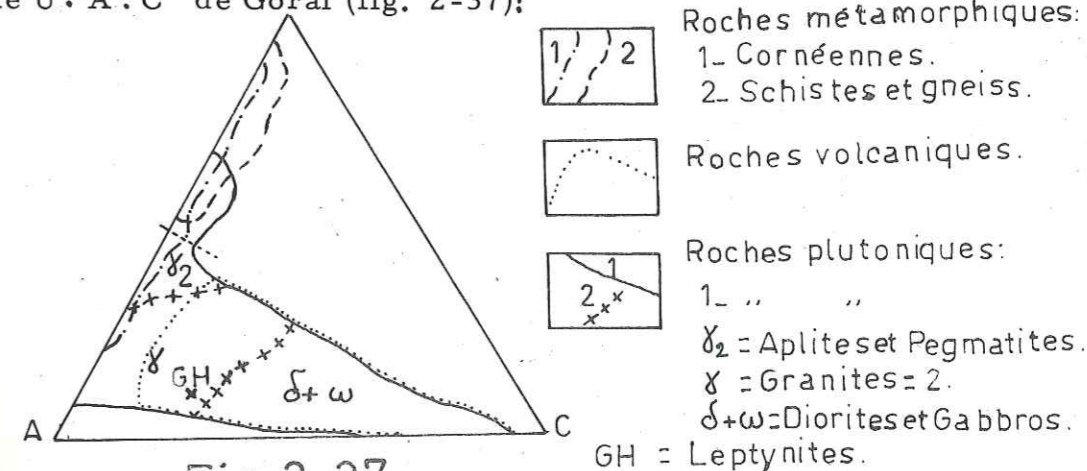


Fig. 2-37

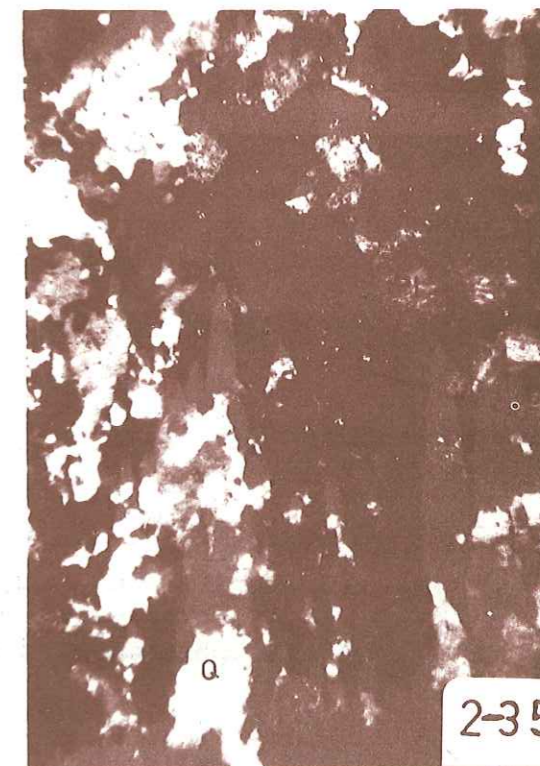
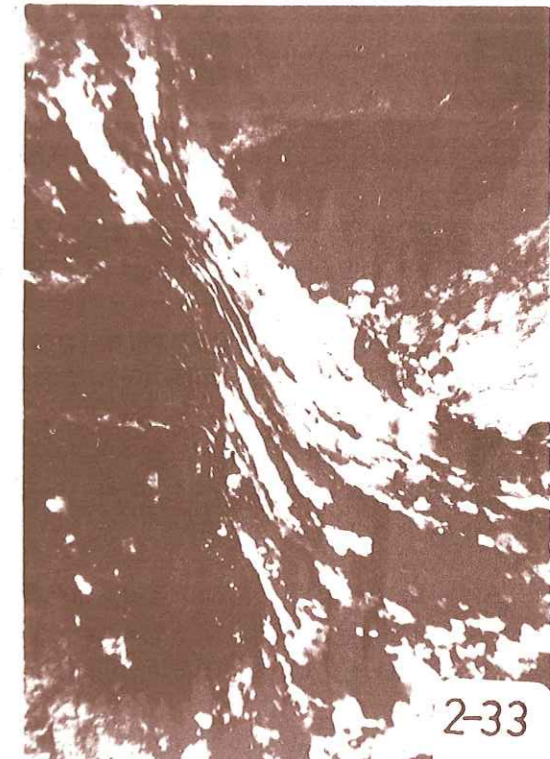
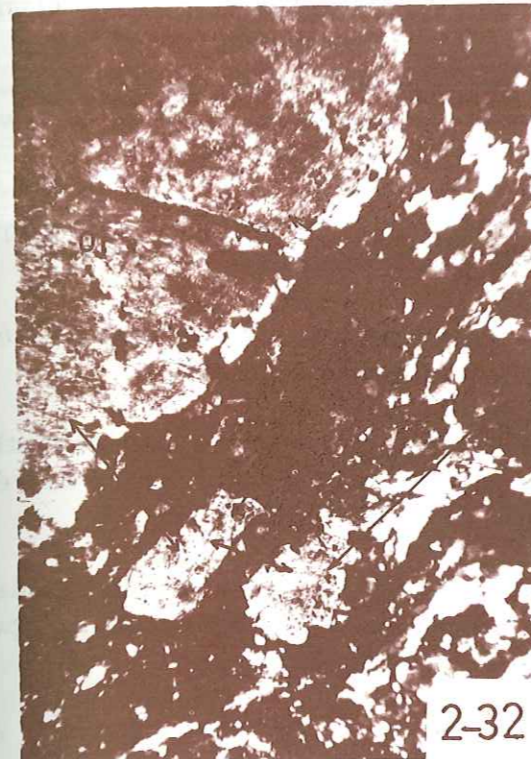
STRUCTURE DES LEPTYNITES

Figure 2-32 : structure porphyroblastique des leptynites hololeucocrates calco-alcalines. Porphyroblaste d'orthose fracturé dont certains morceaux sont reconnaissables (flèches) et entourés par une mésostase de quartz, feldspaths et biotite.
Echantillon Cs 27 - LP x 42.

Figure 2-33 : avec une importante recristallisation du quartz, la structure précédente peut devenir blastomylonitique. La photo indique également que la recristallisation n'est pas due à une mylonitisation superficielle (dynamométamorphisme).
Echantillon Cs 7 - LP x 42.

Figure 2-34 : structure ocellée de certaines leptynites ayant également une origine cataclastique.
Echantillon Cs 29 - LP x 42.

Figure 2-35 : les structures précédentes aboutissent à une structure granoblastique s'approchant de celle des granulites.
Echantillon Cs 61 - LP x 42.



Elle tombe dans le domaine des granite et grano-diorites (leurs équivalents volcaniques inclus) et non pas dans le domaine des roches métamorphiques (schistes, paragneiss et cornéennes).

Les plagioclases sont des reliquats d'une roche plutonique ou volcanique (granite calco-alcalin ou rhyolite).

D'ailleurs le diagramme SAT-COL-FELD et les études chimiques (cf. 3-4) sont en faveur de l'origine "ortho" de ces leptynites.

- Biotite et biotite chloritisée : constituants subsidiaires (3 à 6 %). Leurs caractères sont les mêmes que dans la paragenèse 2.2.3.1.

Cependant, grâce à l'analyse chimique des biotites de l'échantillon Cs 131, nous discuterons par la voie quantitative la couleur et l'indice de réfraction (cf. 3.4.2.).

E. W. M. HEINRICH (1946) partant de 60 analyses chimiques de la série biotite-phlogopite, a tracé une courbe liant l'indice de réfraction au pourcentage pondéral de la somme $[\text{FeO} + 2(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)]$.

La valeur (52,90 %) de la somme $[\text{FeO} + 2(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)]$ de l'échantillon $\gamma = 1,688$ (fig. 2-38).

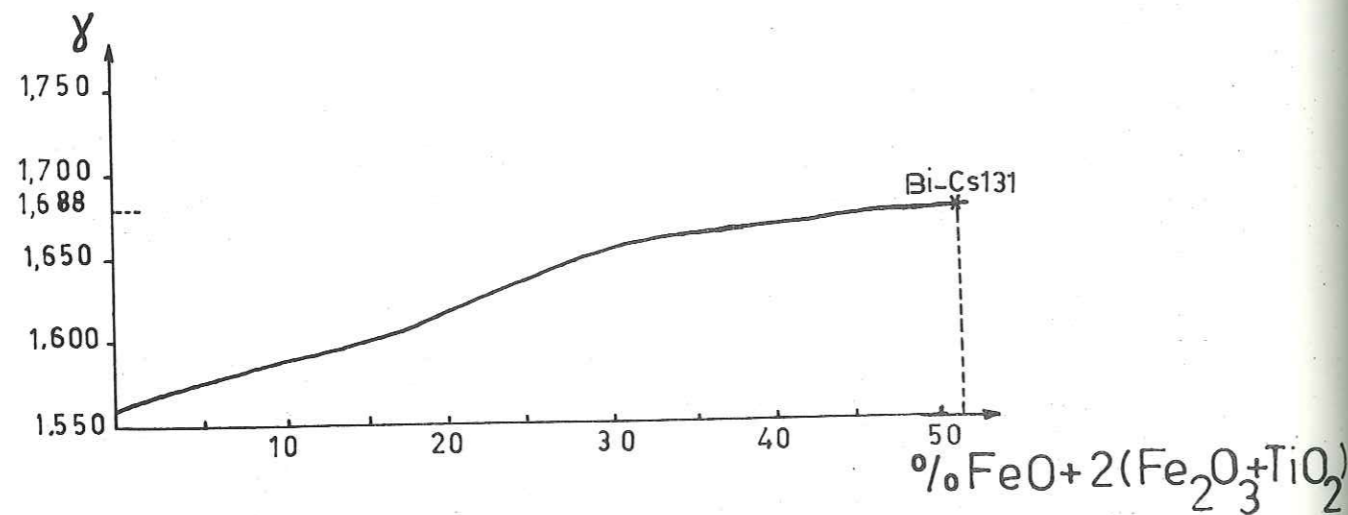


Figure 2-38. Relation entre l'indice de réfraction et la composition chimique de la série biotite-phlogopite, d'après HEINRICH.

En ce qui concerne la couleur des biotites, le diagramme de Hayama (1959) fait intervenir le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ pour compenser la coloration en brun rouge des biotites due au TiO_2 . Dans son diagramme % TiO_2 (en poids) — $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, il a différencié quatre zones (fig. 2-39):

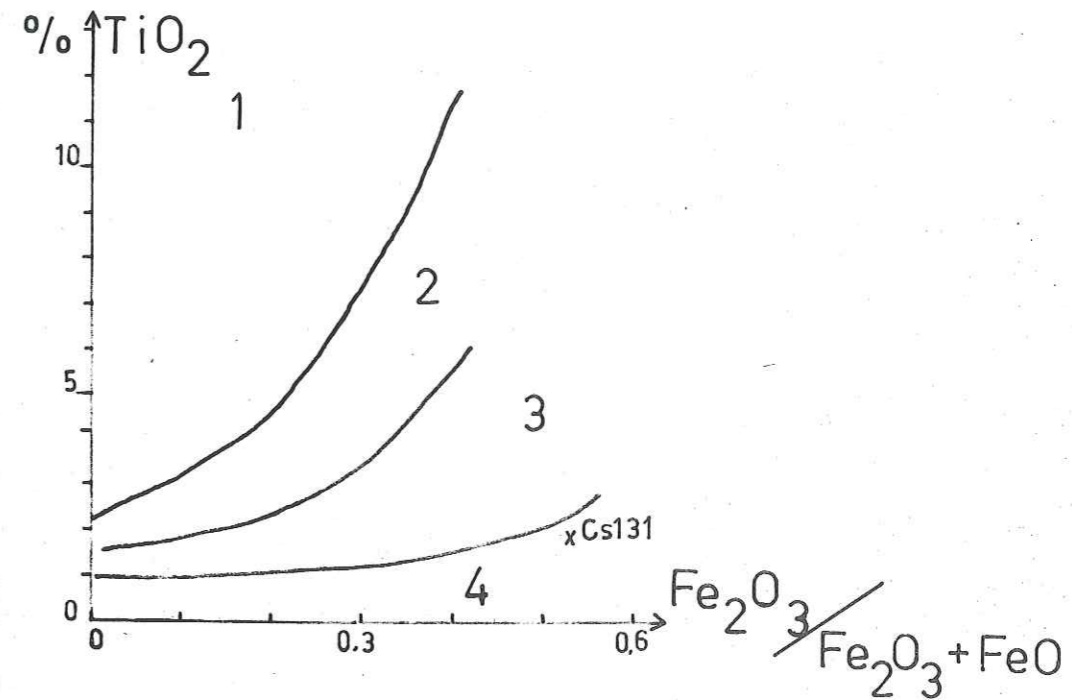


Fig. 2-39. Relation entre les couleurs des biotites. Leur pourcentage pondéral de TiO_2 et le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, d'après HAYAMA.

- 1 - Les biotites ayant une forte teneur en Ti et pauvres en Fe^{+3} sont brun rougeâtre.
- 2 - Les teneurs comparables en Ti et Fe^{+3} donnent une teinte brun foncé aux biotites.
- 3 - Une forte teneur en Fe^{+3} et assez faible en Ti donnent une teinte brun jaunâtre-verdâtre aux biotites.
- 4 - Les biotites ayant une forte teneur en Fe^{+3} et une faible teneur en Ti sont vertes.

On voit que notre biotite étant dans la zone 4 où le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ est très fort, elle est forcément verdâtre bien qu'elle présente la teneur maximale en TiO_2 dans ce domaine.

Selon cet auteur, la teneur en Fe^{+3} décroît avec un degré progressif du métamorphisme. Les biotites vertes des leptynites ne sont évidemment pas issues du premier métamorphisme à paragenèse grenat - sillimanite - biotite rouge des paragneiss, mais seulement liées au phénomène de chloritisation survenu postérieurement et visible sur toutes les roches métamorphiques et plutoniques du socle ancien.

- Allanite : elle forme le minéral accessoire (0-2 %) de certaines leptynites. Dans l'échantillon Cs 131, elle est très spectaculairement associée aux biotites vertes. Elle se présente en petites sections de 0,45 à 1 mm subautomorphes. Elle n'est pas altérée, parfois sa couleur de pléochroïsme est plus foncée, mais jamais opaque. Elle est très pléochroïque : selon n_m = rouge brunâtre, selon n_p = beige clair.

Les allanites sont assez souvent doublement zonées, la partie extérieure est en forme d'auréole non pléochroïque (voir fig. 2-40).

Une mesure dans l'échantillon Cs 27 a donné : $2V_{np} = -88^\circ$.

La transformation des biotites en allanite semble être contemporaine de leur recristallisation.

- Les épidotes et les muscovites liées aux plagioclases sont issues de la saussuritisation.

- Grenat : quelques rares cristaux poecilites se développent à la partie basale des leptynites.

2.2.3.3. Conclusion à l'étude pétrographique des leptynites

Après cette étude succincte, nous pouvons conclure que :

- les leptynites hololeucocrates albitiques et calco-alcalines appartiennent au même gisement.

- Le passage de l'ensemble paragneissique aux leptynites massives se fait par l'intermédiaire des paragneiss à muscovite.

- La paragenèse rencontrée dans les deux types, la couleur des biotites et la disparition du grenat permettent de dire que les leptynites placées sur l'ensemble paragneissique sont moins métamorphiques que celui-ci.

- La texture est granoblastique, parfois à cloison et ocellée.

- les antiperthites à $Or_5 Ab_{95}$ des leptynites albitiques et les perthites des leptynites calco-alcalines ont deux origines de formation.

- L'albitisation et la chloritisation sont présentes.

- Les plagioclases sont séricitisés.

- Les positions dans le diagramme SAT-COL-FELD et dans le triangle U:A:C, permettent de dire que les leptynites proviendraient du métamorphisme de roches granitiques calco-alcalines ou des rhyolites calco-alcalines.

2.2.4. GNEISS VERTS (Gcl)

Les gneiss verts sont étroitement associés aux leptynites, à l'exception de leur contact qui est toujours soit un plan de charriage, soit un plan de faille incliné. Au sommet de Sordini (0059, 0159), entre les leptynites et les gneiss verts, il existe un passage très mylonitique de 5 m d'épaisseur (voir fig. 2-24).

Dans l'ensemble, ils sont très tectonisés et morcelés en blocs occupant une position au front des nappes (voir Pl. 5). L'épaisseur des gneiss est assez variable en raison des répétitions tectoniques; en moyenne elle est de l'ordre de 250 m.

Dans la partie supérieure, en quelques endroits, nous avons pu constater qu'ils passent aux schistes verts inférieurs faiblement métamorphiques appartenant à la couverture épimétamorphique d'âge et de formation tous deux différents de ceux du socle ancien.

Macroscopiquement, ce sont des roches vert foncé avec quelques petits grains de feldspaths rose, ayant une structure gneissique. La couleur verte est celle de la biotite, de la chlorite et de l'épidote. Ils sont plus micacés que les leptynites.

Comptage volumétrique : en raison de leurs grains finement broyés, l'analyse modale n'a pas été pratiquée.

Structure : identique à celle des leptynites. Les feldspaths sont porphyroblastiques. Le quartz est engrené. Les biotites assemblées en faisceaux soulignent la foliation.

Minéralogie : les paragenèses sont à quelques exceptions près, celles rencontrées chez les leptynites. Les phénomènes d'albitisation et de chloritisation existent également.

Nous nous contenterons donc de donner les résultats trouvés pour certains minéraux :

- quartz : ils sont globulaires dans les plagioclases altérés, entourent ceux-ci et se présentent parfois en cristaux engrenés (voir fig. 2-41).

L'angle $2V_{ng} = +0^\circ$ à $+30^\circ$ indique que les quartz ont été considérablement déformés.

- Feldspaths : ils forment la grande partie de la roche avec le quartz ils sont assez souvent perthitiques et à macles complexes. L'orthose perthitique peut parfois remplacer les plagioclases anciens. Les perthites ont des teneurs en Ab très variables (fig. 2-42).

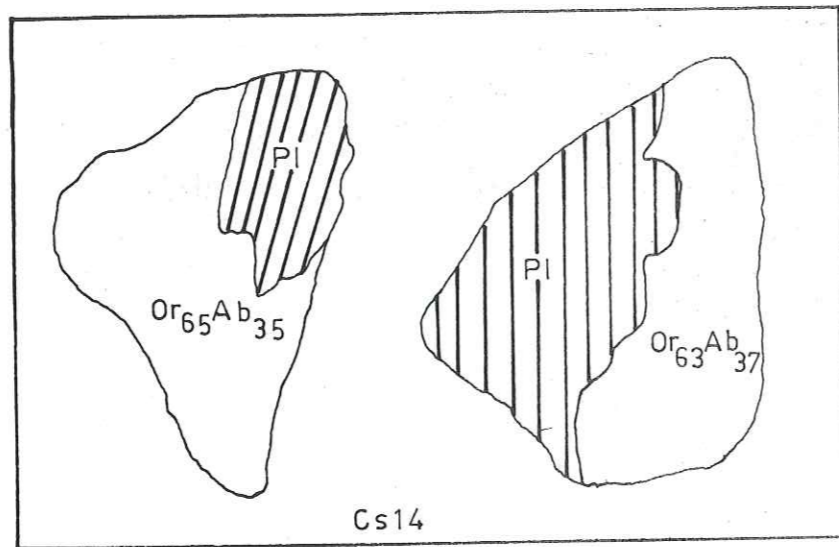


Fig. 2-42. : Remplacement des plagioclases altérés par des perthites.

- 2Vng = +78° Ab₉₅ Or₅
- " = +80° albite
- " = +84° "
- " = +86° Ab ? (mesure difficile des macles)
- " = +88° Ab₁₀₀ An₀

D'autres sont plus orthosiques :

- 2Vnp = -62° Or₆₅ Ab₃₅
- " = -66° Or₆₃ Ab₃₇
- " = -86° Or₆₀ Ab₄₀
- " = -88° Or₅₅ Ab₄₅

Nous pensons que ces perthites en taches sont de remplacement.

La valeur moyenne de 24 macles mesurées (avec 3 non maclés) est portée sur le diagramme U:A:C de M. Corai (fig. 2-43).

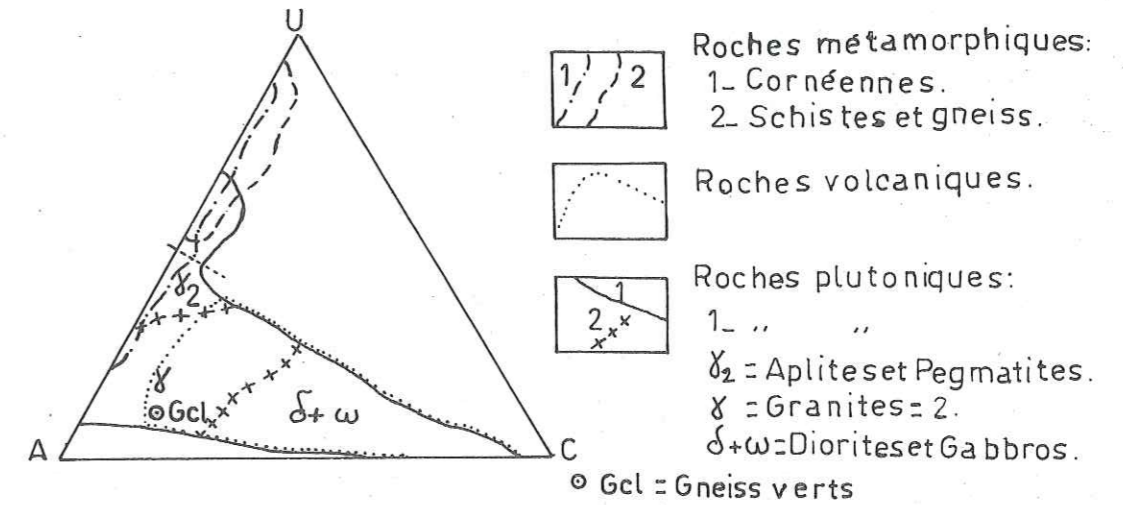


Fig. 2-43

Cette moyenne est proche de celle des leptynites à l'intérieur du domaine granitique, Il s'agit probablement d'une seule roche originelle qui présentait une légère variation chimique dans sa partie sommitale (faciès plus micacés des roches originellement quartzo-feldspathiques).

- Biotites : leur couleur varie dans les tons vert : selon ng = vert brun, foncé, sombre, brun sombre, vert kaki selon np = vert jaune d'or. la plupart sont chloritisées.

- Chlorite : biréfringence très faible, bleu foncé du premier ordre (pennine).

L'angle d'extinction : $\alpha = +0^\circ$.

- Muscovite : étroitement liée aux biotites.

- Les épidotes et séricites sont liées à l'altération des plagioclases (voir fig. 2-44).

- Chloritoïde : il est présent dans Cs 98.

2.2.4.1. Conclusion à l'étude pétrographique des gneiss verts

Les gneiss verts sont encore des roches du socle ancien faisant suite aux leptynites. La paragenèse est identique à celle des leptynites.

Figure 2-36 : porphyroblaste de microcline-perthite : perthite de striation parallèle au plan de macle (100) du microcline.
Echantillon Cs 131 - LP x 125.

Figure 2-40 : association d'allanite (All) et de biotite verte (Bi). L'allanite est souvent entourée d'une auréole moins pléochroïque.
Echantillon Cs 131 - LN x 125.

GNEISS VERTS

Figure 2-41 : antiperthites (AP) cassées et cicatrisées par du quartz fortement engrené. Contrairement aux perthites de la figure 2-42, les antiperthites sont aussi anciennes que les plagioclases altérés. Près du quartz, figure la biotite accompagnée de muscovite traçant la foliation peu régulière.
Echantillon Ba 19 - LP x 42.

Figure 2-44 : le plagioclase altéré en séricite et épidote laisse apparaître encore ses macles. Cette altération moins poussée résulte d'un phénomène analogue à celui qui a saussuritisé les plagioclases des roches à amphiboles (voir fig. 2-6).
Echantillon Cs 77 - LP x 125.

Les feldspaths sont assez souvent perthitiques, de composition Or - Ab très variable.

- Ces perthites sont de remplacement (albitisation?).

- dans le diagramme U: A: C, de Gorai, ils se rangent dans le domaine des granites (origine ortho-).

- Les biotites sont vertes, donc riches en Fe⁺³ et faibles en Ti. Elles sont chloritisées.

- Les grenats sont absents.

2.2.5. GRANITE DU SOCLE ANCIEN (X)

Les roches granitiques affleurent mal dans notre secteur. Elles ont une extension très limitée, en amas de 50 à 2 000 m de longueur. Les granites sont curieusement en contact uniquement avec les leptynites. Toutefois, les enclaves de faciès à amphibole de l'ensemble paragneissique indiquent que ceux-ci ont été mobilisés tardivement par rapport aux roches métamorphiques. Donc, le granite est intrusif (voir fig. 2-47).

Bien que les amas "recoupants" soient massifs (voir fig. 2-45), certains sont très morcelés, en conséquence de la tectonisation alpine. Les joints subhorizontaux donnent à la roche un aspect lité, tandis que les joints transverses et les joints diagonaux fracturent celle-ci (voir fig. 2-46).

A l'affleurement, les roches granitiques présentent des faciès différents mais très étroitement associés, de teinte blanc laiteux, rose ou verte. Les granites dont la teinte blanc laiteux est due aux albites et antiperthites, se présentent en bouffées éparses dans ceux qui ont la teinte rose ou verte, due au microcline, à l'orthose et aux perthites. C'est pour cela qu'ils ne sont pas dissociés cartographiquement.

Ils sont à grain moyen (0,5 à 1 cm), hétérogranulaires, hypidiomorphiques. Leur structure équante est cataclasée.

Mais, cette cataclase, plutôt due aux mouvements tectoniques postérieurement survenus (alpins), ne doit pas être confondue avec la structure mylonitique des leptynites, acquise sous certaines conditions du métamorphisme.

Les biotites sont fortement chloritisées. Avec cette triple ressemblance, les granites roses ou verts ont le même aspect que la protogine du mont Blanc (L. MORET, 1962 ; A. BARBIERI, 1970).

Grâce aux mesures à la platine universelle et à l'analyse chimique, nous avons distingué deux types de granites :

2.2.5.2. Granite albitique

2.2.5.2. Granite monzonitique.

Ces deux dénominations sont surtout tirées du triangle KNC de Frey (1937) sur lequel nous reviendrons lors de l'étude chimique des granites (voir fig. 3-1).

2.2.5.1. Granite alcalin albitique

Paragenèse générale des granites blancs : quartz + antiperthite + plagioclase ± zircon ± pyrite ± scapolite. Elle est dépourvue de ferromagnésien et de feldspath potassique.

Pourcentages volumétriques : les résultats de la composition modale et normative (voir Ba 11, tableau 3-2) sont donnés dans le tableau suivant.

Tableau 2-7

Ba 11	anal. mod.	min. virtuels
quartz	43,10	40,14
albite	20,34	{ 56,07
antiperthite	36,07	
orthose	-	0,56
divers	0,47	3,72

SAT	43,31	
COL	0,49	
FELD	100	

Les pourcentages modaux sont les mêmes que ceux des minéraux virtuels déduits de l'analyse chimique. Ce fait est évidemment normal pour des roches hololeucocrates comportant peu ou pas de minéraux ferro-magnésiens.

Dans le diagramme SAT-COL-FELD commun aux deux paragenèses, cet échantillon est placé dans l'aire des granites alcalins, ce qui l'oppose aux échantillons de granite monzonitique (voir fig. 2-50).

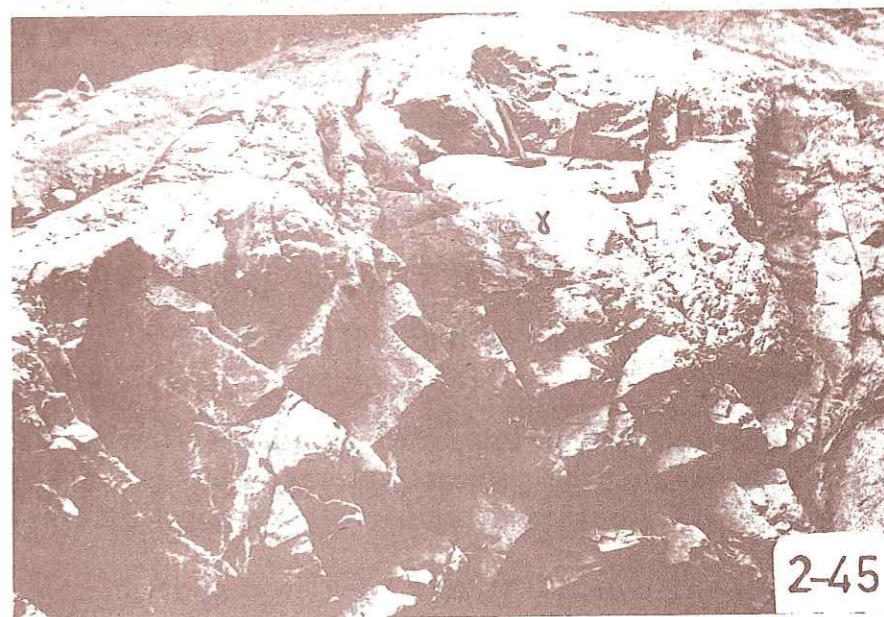
On peut signaler dès maintenant que, du point de vue de l'analyse modale, ce granite albitique est identique aux leptynites albitiques (Cs 92 in fig. 2-28).

GRANITE DU SOCLE ANCIEN

Figure 2-45 : aspect massif des granites, les différenciant facilement des leptynites.

Figure 2-46 : granites très tectonisés par les mouvements récents, les joints subhorizontaux (Jsh), transverses (Jt) et diagonaux (Jd) les morcellent à l'extrême.

Figure 2-47 : enclaves sombres, riches en amphibole dans les granites. Noter les apophyses granitiques affectant le bord de l'enclave.



Structure : ce sont des roches holocristallines présentant des macrocristaux de feldspaths alcalins hypidiomorphes avec de petits cristaux associés. La structure est équante des roches de semi-profondeur.

Minéralogie

- Quartz (43 %) : ils sont soit subautomorphes, soit xénomorphes de taille variable. Ils montrent une légère biaxie (2Vng = +8 à 14°) et une extinction franche. Certaines lames minces (Cs 137) ont des quartz uniaxes. Les microgranules de quartz ont poussé sur les feldspaths alcalins, alors que certains autres s'insèrent dans ceux-ci.

- Plagioclase et antiperthite (56 %) : les cristaux automorphes maclés d'albite ont parfois des parties antiperthitiques. Mais, à côté, il existe des cristaux normaux et des cristaux complètement antiperthitiques.

Leur taille varie de 3 à 10 mm avec un rapport : longueur/largeur = 1, 3.

Les individus maclés n'ont pas toujours des plans très réguliers et les antiperthites sont parallèles aux plans des macles. Les lamelles maclées d'un cristal ont des teneurs en An assez proches. La valeur moyenne de An est 10 %.

L'angle 2Vng varie de +76° à +82°.

Les macles mesurées à la platine universelle ont donné :

- macle "albite polysynthétique"
- " "Carlsbad"
- " "albite-Carlsbad"
- " "albite-Ala".

Ces macles sont habituellement fréquentes dans les roches granitiques.

Les sommes de U; A; C = 3; 7; 6 sont additionnées avec celles du granite monzonitique dont la valeur moyenne est portée sur le triangle U: A: C (voir fig. 2-53).

Les cristaux antiperthitiques ont des teneurs en Or voisines de 5 %. La valeur 2Vnp oscille autour de 106°. Donc des taches avec des teneurs Or₅Ab₉₅ s'interpénètrent avec celles nettement albitiques d'où la désignation d'antiperthite. C'est par ce caractère essentiel que les deux types de granites sont très facilement distingués au microscope.

L'analyse chimique (cf. tabl. 3-1) de la roche fournit 0,1 % K₂O quel que soit le lieu de l'échantillon (Ba 11, Cs 137). Cette teneur anormalement faible est présente uniquement dans les antiperthites à Or₅Ab₉₅.

Les antiperthites ne sont pas liées à la cataclase de la roche, car elles sont fracturées en même temps que les albites (voir fig. 2-48).

La configuration des antiperthites est assez constante, elles sont engrenées et parfois en baguettes. La taille des taches subangulaire varie de 1 à 70 μ. Donc il s'agirait de micro-antiperthite.

O. F. TUTTLE, 1952 (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1962) a proposé une classification génétique des perthites basée sur la taille de la phase d'exsolution dans laquelle les différents types de perthites sont corrélatifs avec la température décroissante de formation. Selon lui, les microperthites sont liées aux petites intrusions plutoniques alors que les phases individuelles d'orthose ou de microcline et d'albite sont liées aux grandes intrusions plutoniques. Ceci est en accord avec la faible extension de nos granites. Mais ces petites masses plutoniques sont certainement liées à un grand batholite qui d'ailleurs affleure largement au-delà du secteur étudié (cf. Pl. 2).

- Zircon, sphène, biotite verte, hématite forment les minéraux accessoires (0,47 %).

2.2.5.2. Granite monzonitique

Nous considérons comme granite monzonitique, le granite à grain moyen qui possède des macrocristaux de feldspaths potassiques (orthose, microcline et perthites) et de plagioclases non perthitiques.

La structure monzonitique est parfois observable (lame Cs 101). A l'intérieur des phénocristaux de microcline perthitique sont englobés des plagioclases altérés automorphes, poecilitiques d'orientation variable. Ceci confirme également l'appellation tirée du triangle KNC de Frey (voir fig. 2-49).

Paragenèse commune aux granites monzonitiques : quartz + orthose + microcline + perthite + plagioclase + biotite ± sphène ± zircon.

Pourcentages volumétriques :

Tableau 2-8

	Cs 101:	Cs 138
quartz	53,02	35,15
orth. microc.	[21,88	[37,77
perthites		
plagioclase	16,71	22,81
bi. + bi. chlori.	6,90	tr.
sphène	1,47	—

SAT	58	34
COL	8,39	4,27
FELD	56,7	62,3

Le volume des feldspaths alcalins est plus grand que celui des plagioclasses.

La teneur en ferromagnésiens commence à s'accroître légèrement. Le diagramme SAT-COL-FELD (voir fig. 2-50) est assez significatif, car les

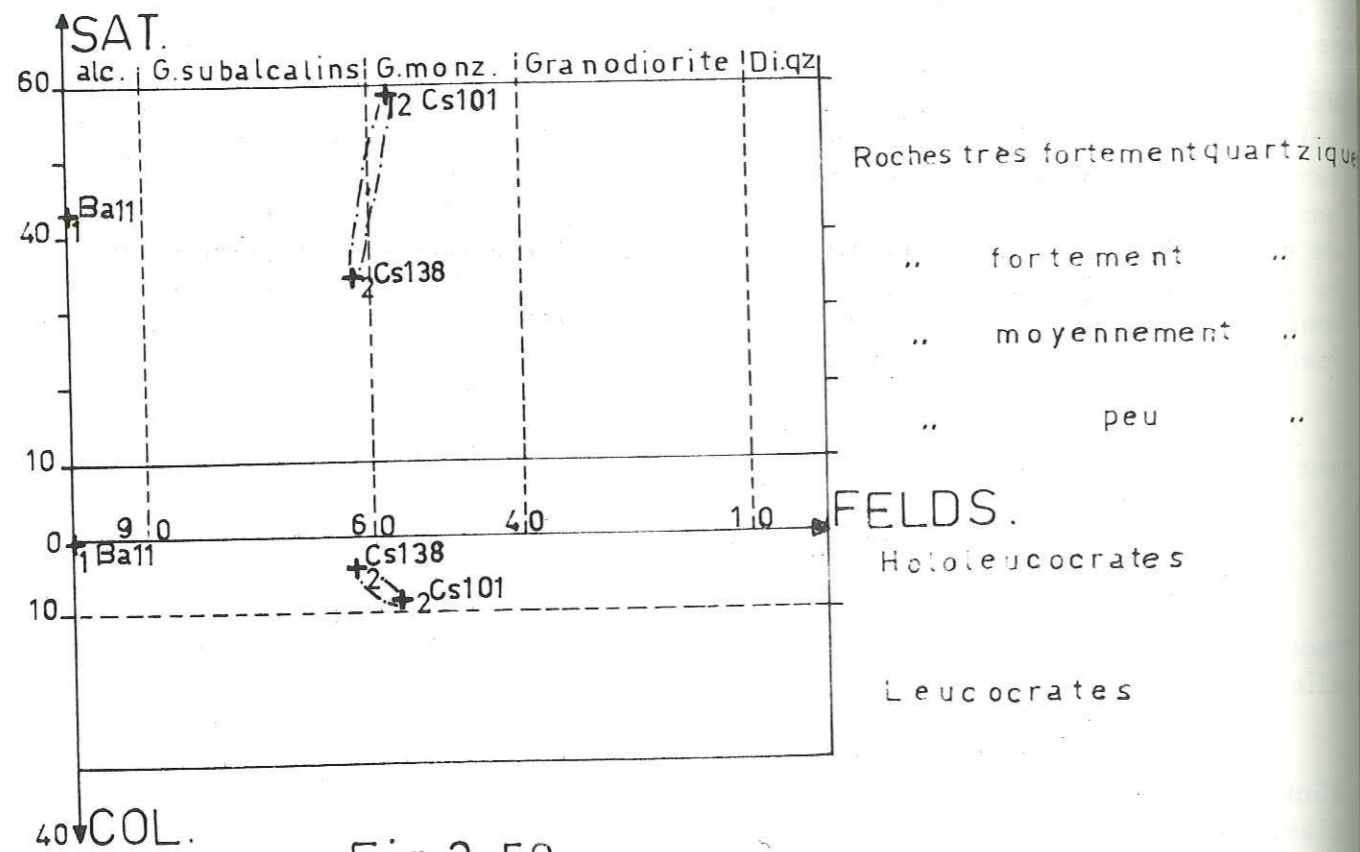


Fig. 2-50

échantillons sont à cheval entre l'aire du granite monzonitique et celle du granite subalcalin, ce que vérifie le triangle KNC (voir fig. 3-1). Donc on pourrait penser que les granites originels monzonitiques ont été enrichis en sodium pour aboutir aux granites alcalins albitiques. Leur indice de coloration reste alors dans l'aire hololeucocrate.

Minéralogie

- Quartz (35 à 53 %) : finement cristallisé, interstitiel. Les petits grains à contour xénomorphe forment une mosaïque entre les gros cristaux de feldspath.

- Orthose, microcline et perthite (22 à 38 %) : les macrocristaux de feldspath potassique peuvent être soit des orthoses (des microclines), soit des perthites. Certains cristaux à coeur d'orthose perthitique sont enveloppés de micro-

cline moiré, également perthitique.

On doit penser à une microclinisation postérieure, au cours d'une phase tectonique. Certaines orthoses paraissent non perthitiques au microscope ordinaire. Mais "une orthose qui apparaît comme un feldspath unique au plus fort grossissement du microscope et présentant des propriétés optiques considérées d'ordinaire comme celles d'un feldspath homogène, peut malgré cela être une intrication de termes extrêmes presque purs" (O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN, 1958).

Certaines mesures à la platine universelle, en comparaison avec le diagramme de O. F. TUTTLE (1952), ont donné :

2 Vnp = -40°	orthose à	Or ₉₀ Ab ₁₀
" = -66°	" -	perthite Or ₆₃ Ab ₃₇
" = -78°	" -	cryptoperthite Or ₅₆ Ab ₄₄
" = -80°	microcline-	"
" = -82°	" -	" Or ₉₀ Ab ₁₀
" = -88°	" -	perthite Or ₆₀₋₃₀ Ab ₄₀₋₇₀
" = -90°	" -	" "

Les feldspaths potassiques sont surtout des microclines-cryptoperthites et des microclines-perthites. Une microclinisation très poussée des feldspaths potassiques est à envisager. Leur teneur en Ab varie de 10 à 70.

- L'analyse chimique partielle de l'échantillon F. K. - Cs 101 donne : Or_{68,3}Ab_{28,6}An_{3,1} (voir parag. 3.6.1.). Donc, les feldspaths potassiques ne sont nullement homogènes, mais perthitiques.

Au microscope, certaines perthites semblent se développer suivant les microfractures du microcline. C'est pourquoi elles s'anastomosent en veinules fines dans le cristal (voir fig. 2-49).

Les autres ont des formes plus géométriques, développées selon les plans de maclé (100) du microcline rappelant les perthites de striation de ALLING (1938, in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1962). La striation aboutit à des fuseaux s'estompant, plus ou moins parallèles entre eux, mais perpendiculaires à la direction des stries parallèle au plan (100).

On peut donc penser que nos deux types de perthites (fuseaux et veinules fines) sont génétiquement différents.

GRANITE ALCALIN ALBITIQUE

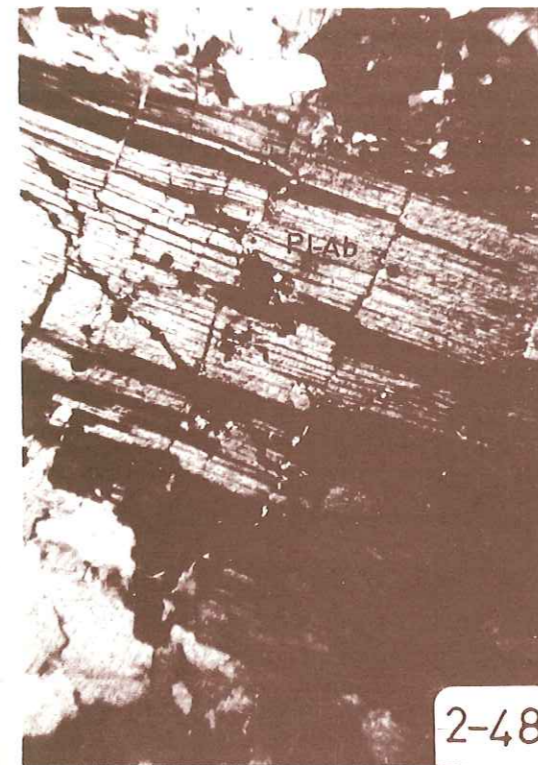
Figure 2-48 : plagioclase du granite. L'antiperthite n'est pas liée à la cataclase, car elle est fracturée en même temps que l'albite (Pl-Ab).
Echantillon Ba 11 - LP x 42.

GRANITE MONZONITIQUE

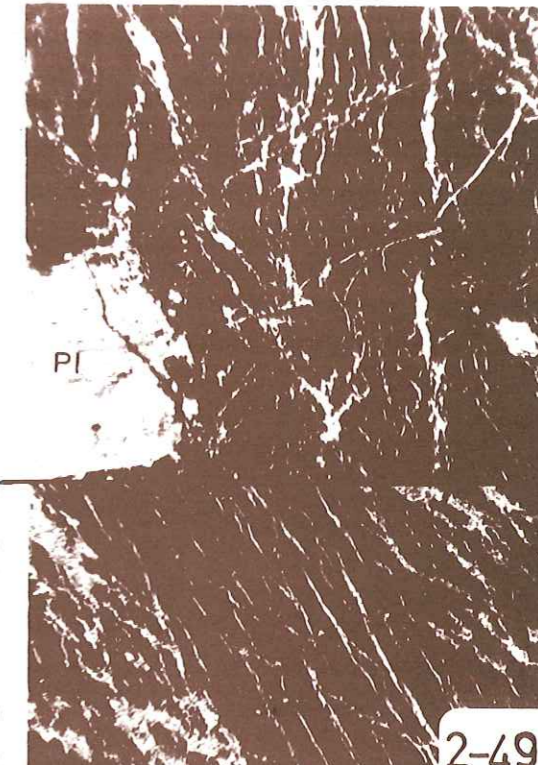
Figure 2-49 : structure monzonitique du granite. Plagioclase (Pl) automorphe (en réalité en nombre plus élevé) englobé dans le microcline-microperthite (Mic).
Les perthites se développent dans les microfractures d'origine tectonique.
Echantillon Cs 101₂ - LP x 42 et LP x 125 (partie inférieure).

Figure 2-51 : plagioclase (Pl) automorphe zoné, séricitisé et entouré de microcline-microperthite non altéré.
Echantillon Ba 6 - LP x 31.

Figure 2-52 : plagioclase (sombre) séricitisé, englobé par l'albite (Ab).
Echantillon Ba 60 - LP x 31.



2-48



2-49



2-51



2-52

"Les perthites en fuseaux ont dû résulter du changement de pression hydrostatique pendant le dernier stade de cristallisation, tandis que les perthites en veinules fines sont attribuées à des événements postérieurs, probablement une tectonisation aboutissant à des fracturations de minéraux. Les fractures des minéraux présentant ainsi des régions de basses pressions par rapport au reste du cristal seront remplies par le matériel mobile sodique pour devenir des perthites" (M. GATES, 1953).

- Plagioclase (16 à 23 %) : à l'opposé des feldspaths potassiques, les plagioclases ne se montrent pas perthitiques malgré leur teneur assez élevée en orthose, révélée par l'analyse chimique partielle des plagioclases (Fpl - Cs 101) qui donne $Ab_{72,4} Or_{18,6} An_{9,0}$ (voir 3.6.2.).

Les plagioclases sont subautomorphes à automorphes. Assez souvent doublement zonés : la partie englobée qui se manifeste en reliquat est séricitisée, tandis que la partie englobante est soit une albite néoformée, soit un microcline moiré (voir fig. 2-51 et 2-52).

Les mesures à la platine universelle ont donné : une teneur en anorthite variant de 3 à 28 %. Le maximum de fréquence est placé sur des valeurs $An_3 - An_5$ et $An_{10} - An_{11}$.

L'angle 2Vng varie de $+68^\circ$ à $+84^\circ$ avec un maximum de fréquence autour de $+78^\circ$.

Les lois de macles sont complexes, de type albite-Carlsbad et albite-Ala. Mais la première est plus fréquente. Les valeurs mesurées sont groupées avec celles des granites alcalins albitiques dont la moyenne est portée sur le triangle U : A : C de Gorai avec U:A:C = 4:4:5 (fig. 2-53).

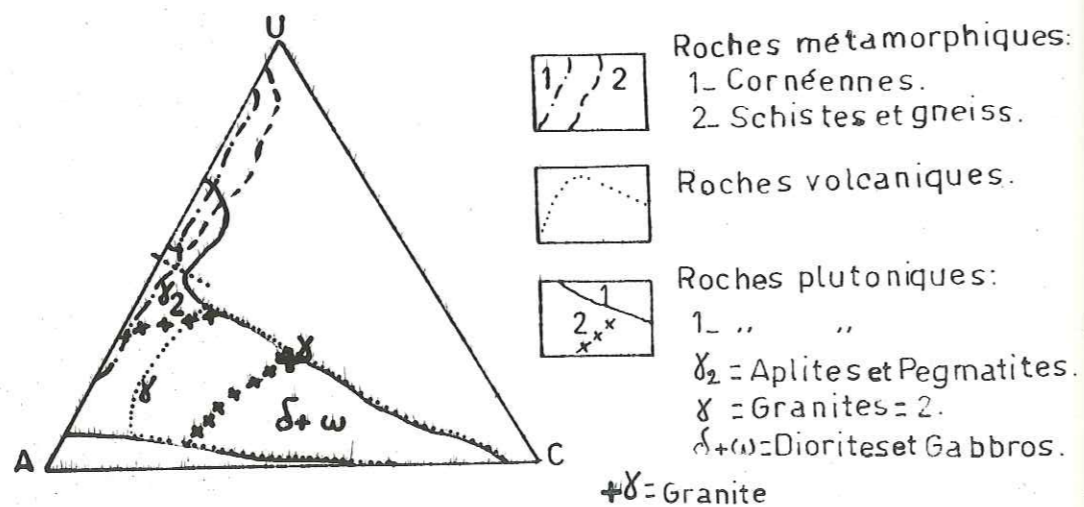


Figure 2-53. Les rapports U:A:C des plagioclases des différentes roches plutoniques et métamorphiques.

- U : non maclé
- A : albite-péricline-acline
- C : macles parallèles et complexes

La moyenne sur les granites monzonitiques et albitiques est indiquée par $+\gamma$. Cette valeur moyenne bien qu'elle soit dans l'aire des granites montre une proportion de cristaux non maclés de 24 %, ce qui est fort, car l'aire tracée par M. GORAI pour les macles des plagioclases d'origine ignée est plus proche de l'arête AC. Nous reconnaissons que les antiperthites bien qu'elles suivent certains plans de macle, en particulier celui de macle d'albite, ont été comptées comme non-maillées, ce qui a augmenté le pourcentage de U.

Problème de l'albite. L'albitisation est syntectonique, à la cristallisation du granite hercynien, postérieure

- Les minéraux accessoires de la paragenèse quartz + feldspath potassique + plagioclase sont les suivants : biotite, biotite chloritisée, zircon, apatite, scapolite, allanite, clinozoïsite et minerais.

2.2.5.3. Contact et enclaves du granite

Le contact du granite avec les séries encaissantes n'est pas toujours visible.

Dans le secteur (0057) le petit amas de granite rose recoupe brutalement les leptynites (fig. 2-54).

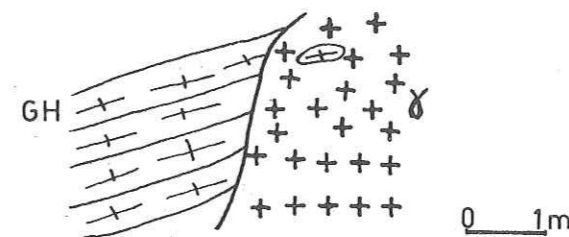


Figure 2 - 54.

Un contact analogue a été observé à l'emplacement de l'échantillon Cs 101 (9762) (voir fig. 2-46).

La lame Cs 101₂ taillée au voisinage du contact laisse apparaître une partie de leptynite où la foliation est plus ou moins conservée et marquée

par les biotites vertes et une partie granitique à structure grenue recoupant la foliation de la leptynite.

Au contact, les feldspaths potassiques ont des tailles plus importantes. Les autres contacts observés correspondent aux bordures des enclaves du granite qui sont de deux sortes :

• enclave homogène : enclave de taille réduite (2 cm) observée uniquement dans l'échantillon Ba 6. En lame mince, il s'agit d'un amas surmicacé (biotite verte, biotite chloritisée, etc.) où aucune relique correspondant aux séries encaissantes n'est visible;

• enclaves énallogènes : elles sont de taille plus importante (3 x 5 m²) comme le montre la figure 2-47). Il s'agit de panneaux informes vers l'intérieur desquels les apophyses granitiques ont poussé. Ces enclaves présentent d'une manière constante une paragenèse et une structure de paragneiss (G-2M) et de gneiss à amphibole. Elles seraient alors des reliques non assimilées des séries antérieures au granite.

La présence d'enclaves et les contacts recoupants confirment qu'il s'agit de granites intrusifs. L'âge de leur intrusion mesuré par la méthode au strontium (325 MA cf. 6-3-1) indique qu'ils se sont mis en place postérieurement aux séries métamorphiques du socle ancien, pendant la phase sudète de l'orogénèse hercynienne.

2.2.5.4. Conclusion à l'étude pétrographique des granites

- Pétrographiquement, deux types de granites (alcalin albitique et monzonitique) ont été différenciés malgré leur unique gisement.
- Les granites alcalins albitiques semblent provenir des granites monzonitiques par des apports sodiques postérieurs.
- Les granites sont intrusifs.
- La chloritisation des biotites est toujours présente.

2.2.6. CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES DU SOCLE ANCIEN

Les études pétrographiques ont permis de distinguer dans les roches formant le socle ancien, du bas vers le haut :

- Les amphibolites massives et gneiss à amphibole, qui proviendraient du métamorphisme d'un vieux massif de type gabbro-dioritique.

- L'ensemble des paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat ± sillimanite ne sont originellement que des alternances grésopélitiques méta-

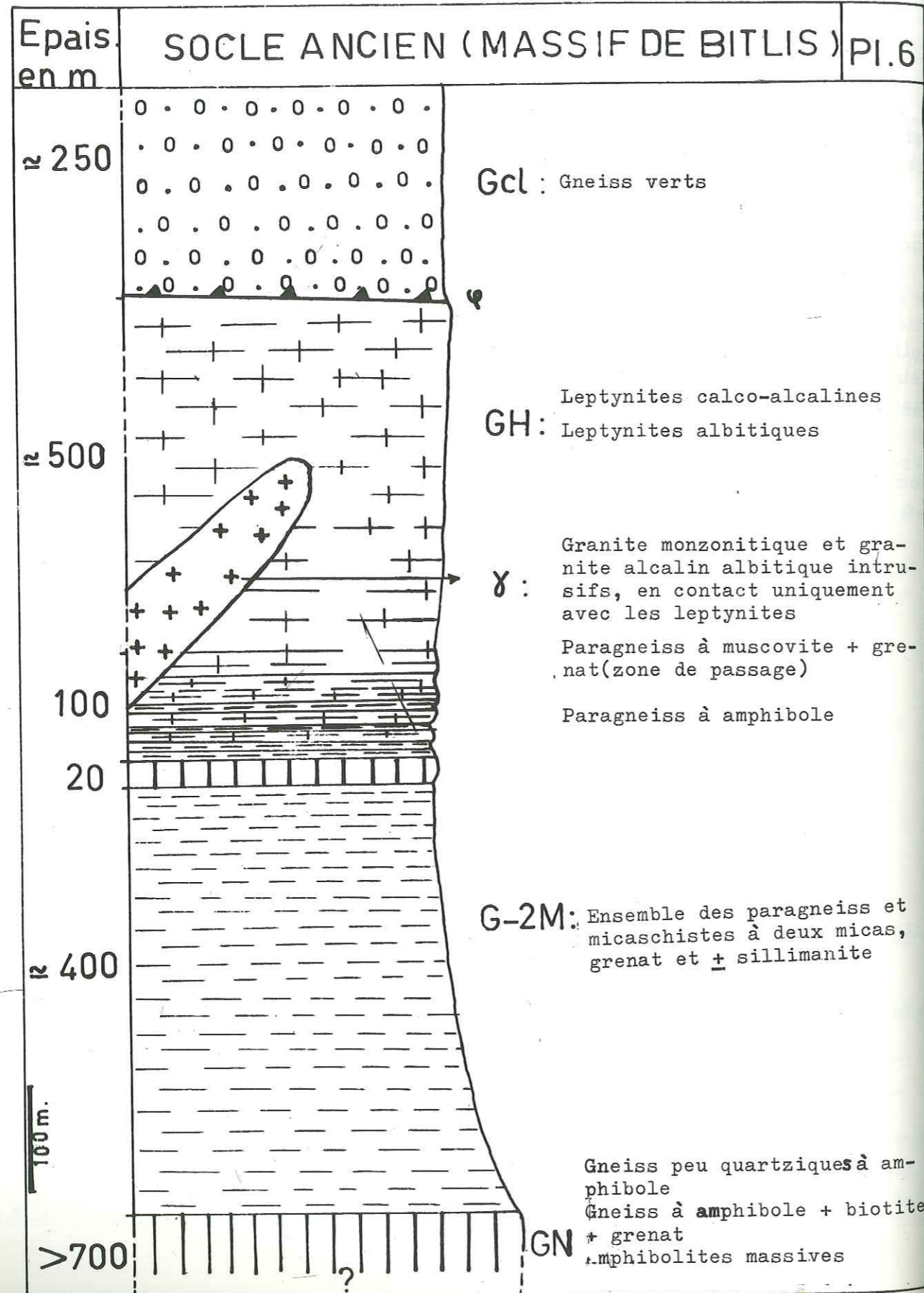
morphisées dans l'almandin-amphibolite faciès.

- Les gneiss blancs (leptynites) et les gneiss verts sont des roches hololeucocrates très peu micacées ayant vraisemblablement une origine éruptive (granite calco-alcalin à alcalin ou son équivalent effusif).

- Les granites sont intrusifs et postérieurs au métamorphisme du socle ancien.

- La chloritisation des biotites, l'apparition d'actinote et de chlorite avec une schistosité différente et surtout l'albitisation de toutes les roches (métamorphiques et plutoniques) du socle ancien nous permettent de dire que celles-ci ont été sujettes au moins à deux métamorphismes dont le dernier serait celui qui a transformé les roches de la couverture enveloppant le socle ancien du massif de Bitlis.

Lors des études chimique et géochronologique nous essayerons de compléter ces conclusions tirées uniquement des considérations pétrographiques. Le "log" suivant regroupe les diverses formations du socle ancien (Pl. 6).



2.3. ETUDE PETROGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE DU MASSIF DE BITLIS

Certaines parties du socle ancien supportent des roches très faiblement métamorphiques. Dans l'ensemble, celles-ci occupent des zones orientées N-S, correspondant aux dépressions axiales transversales de l'anticlinorium NW-SE du massif de Bitlis (voir Pl. 2 et 5).

Nous y avons distingué six groupes cartographiables à l'échelle du 1/25 000, qui présentent un faible degré de métamorphisme s'atténuant vers le haut :

- 2.3.1. Schistes verts inférieurs (Cls)
- 2.3.2. Quartzites à muscovite (Q + Gr)
- 2.3.3. Calcschistes (Ks)
- 2.3.4. Calcaires dolomitiques recristallisés (ccl)
- 2.3.5. Schistes verts supérieurs (A)
- 2.3.6. Calcaires karstiques recristallisés (ck2)

Les figures 2-55 et 2-56 illustrent le passage aux gneiss verts du socle ancien et la chronologie relative des roches formant la couverture.

Certaines coupes naturelles, soit dans certaines vallées profondément encaissées, soit sur les flancs dénudés, permettent de mieux établir la succession relative et les changements de faciès.

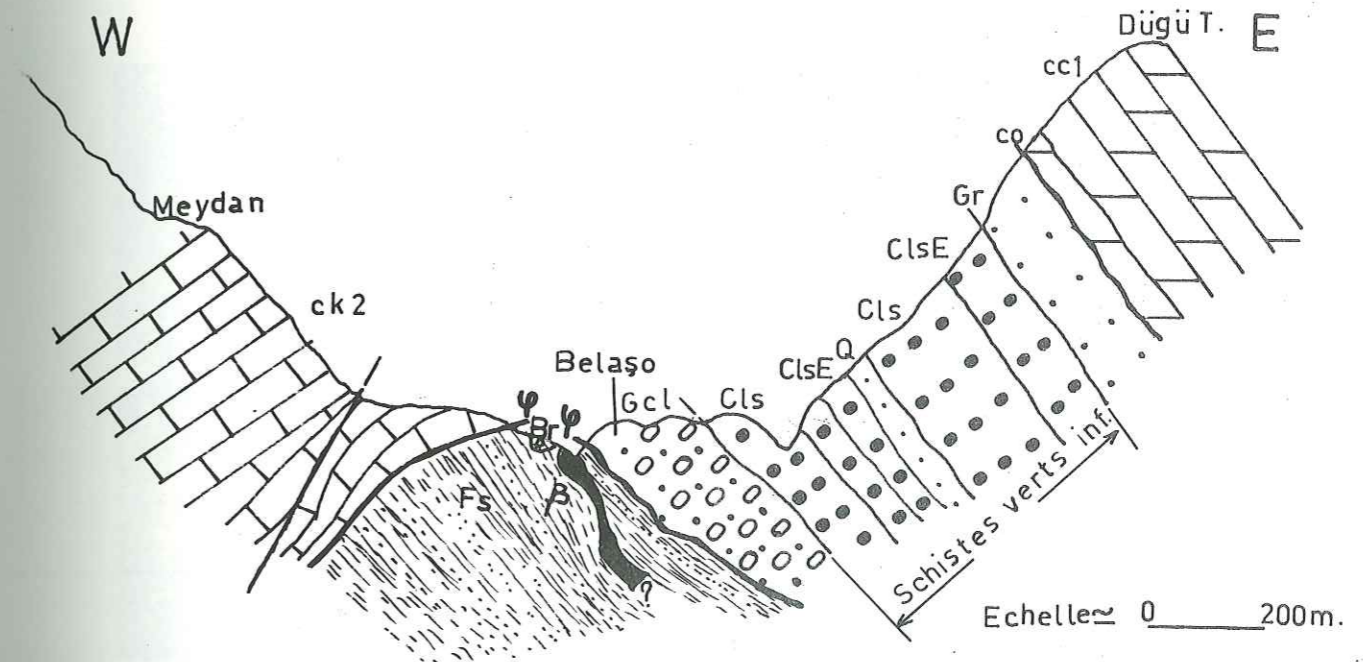
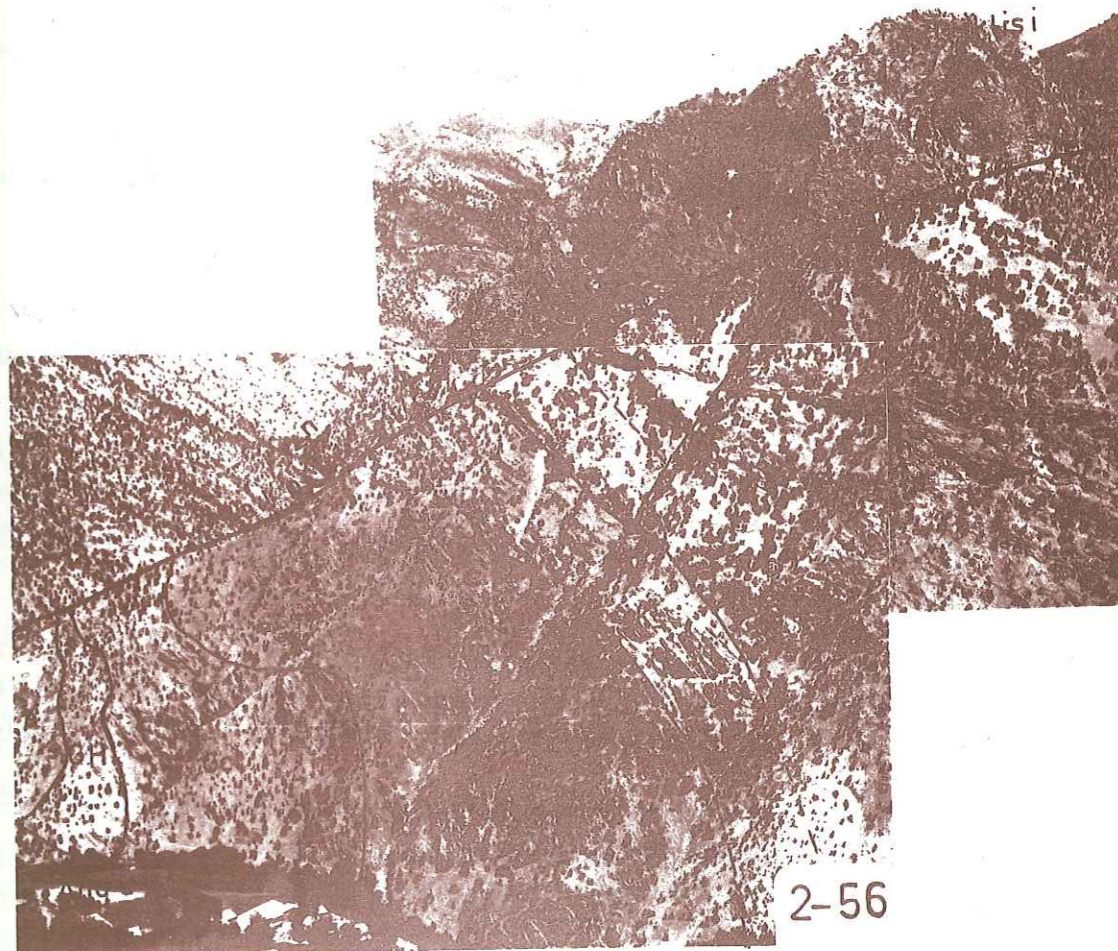


Figure 2-57. Coupe géologique W-E entre Meydan Dag et Düğü T (0752) près de Belaso (0552). (Pour la signification des symboles voir le texte).

COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE

Figure 2-55 : calcaires dolomitiques recristallisés (ccl) en toute continuité avec les schistes verts supérieurs (A). Cependant, entre les schistes verts supérieurs et les calcaires karstiques recristallisés, le contact est anormal, Cagot Dağı (0353-0457, etc.) Kerevank (0455) : pour les situer voir la carte géologique planche 5, à la fin du texte.

Figure 2-56 : plus au Nord-Ouest de la figure 2-55, le torrent de Hoşnir donne une très bonne coupe naturelle. Ainsi, les granites intrusifs (Y) recourent les leptynites (GH), celles-ci passent aux gneiss verts (Gcl) par l'intermédiaire d'un contact mylonitique. Ensuite se succèdent les chloritoschistes (Cls), calcschistes (Ks) et les calcaires dolomitiques recristallisés (ccl). Poziklisi (0258), Andube Me (0258).



-- Coupe entre Meydan Dağ et Düğü T (fig. 2-57)

Les geniss verts (Gcl) passent insensiblement aux chloritoschistes (≈ 120 m) très plissés, à l'intérieur desquels existent quelques passées massives de quartzite.

Les chloritoschistes s'enrichissent en épidote pour devenir une prasinite (ClsE) (≈ 50 m) (Cs 33).

Puis viennent :

- un couloir de 20 m de chloritoschiste
- intercalation de quartzite à muscovite et feldspath dans les chloritoschistes (≈ 50 m) (Cs 34)
- chloritoschiste (150 m)
- prasinite en bancs massifs de 80 m
- quartzite à muscovite + hématite et quartzite à muscovite + feldspaths (Gr) (Cs 35) (120 m)

- calcaire ocre (co) présentant un aspect de cargneule à impuretés sériciteuses et quartz, équivalent latéral des calcschistes (Ks2) 40 à 50 m

- Calcaire noir recristallisé (200 m) (cc1)

Ici les schistes verts supérieurs (A) et les calcaires karstiques recristallisés (ck2) manquent.

-- Coupe de Sultanan Tepe.

Un peu au Nord de la précédente, elle laisse apparaître des marbres et des talcschistes (voir fig. 2-58).

Ailleurs, la succession est assez différente, par exemple à l'aval du torrent de Hoşnir (0256 et 0257) où les chloritoschistes sont avec les calcschistes et où les quartzites manquent totalement (voir Pl. 7 et fig. 2-56).

Il est bien évident que ces différents faciès sont le résultat de variations latérales d'origine sédimentaire.

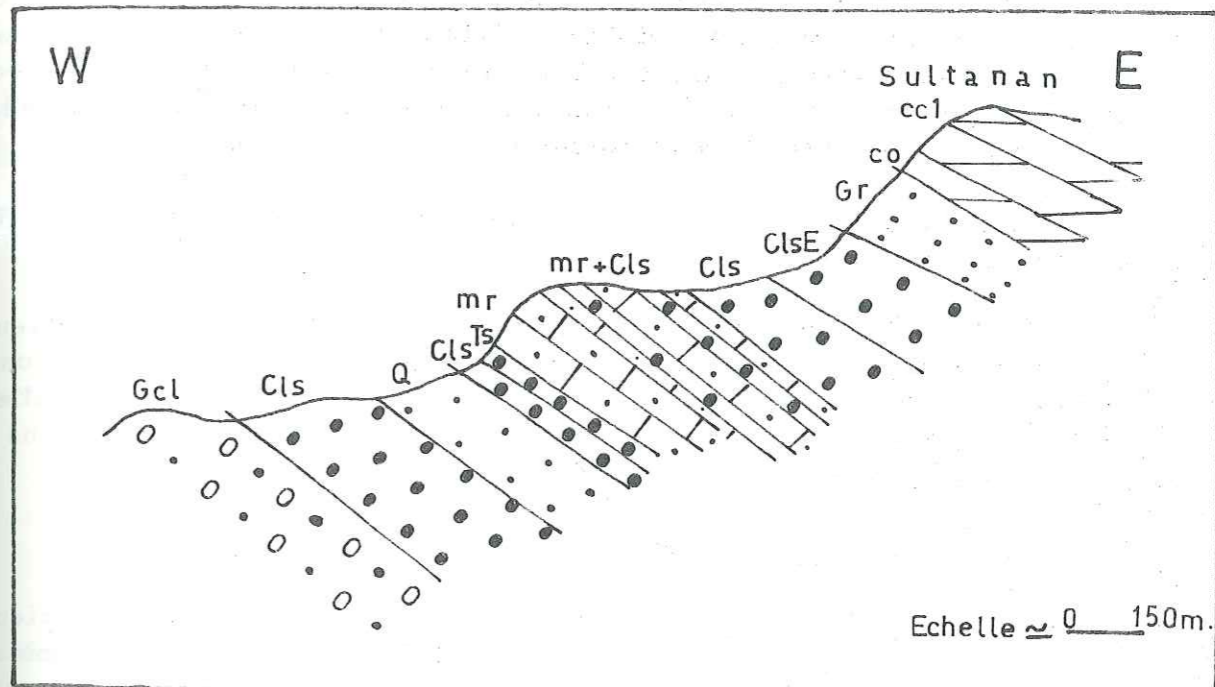


Figure 2-58. Coupe géologique W-E passant par Sultanan Tepe (0753). (Pour la signification des symboles voir le texte).

Pour les chloritoschistes et les calcschistes du torrent Hoşnir, on peut penser à des roches argilo-calcaires passant vers le haut à des roches calcaréo-argileuses et à des calcaires purs.

Dans l'ensemble, les calcaires recristallisés dolomitiques, les schistes verts supérieurs et les calcaires karstiques recristallisés présentent peu de variations latérales de faciès. Mais les deux derniers peuvent manquer totalement pour des raisons plutôt sédimentaires que tectoniques (lacune de sédimentation ou érosion). Quant aux calcaires karstiques recristallisés, à notre avis, ils marquent une nouvelle transgression de la mer probablement mésozoïque. La tectonique masque complètement les contacts à étudier et la recristallisation a effacé toutes les traces de fossiles. C'est pourquoi nous admettons un âge permien pour ces calcaires (cc1) (voir Pl. 5), selon la conception de N. TOULUN (1953).

De notre côté, ayant établi l'âge du métamorphisme du socle ancien, soit 450 MA, l'âge du granite hercynien soit 325 MA et ayant mis en évidence un second métamorphisme alpin aux alentours de 95 MA (phase autrichienne) et pris en considération cet âge permien pour les calcaires dolomitiques recristallisés

(cc1), nous pouvons avancer que les schistes verts inférieurs, les quartzites, les calcschistes et les calcaires recristallisés de la base (co et cc1) sont issus d'une transgression des mers permo-carbonifères suivie d'une régression du Perm-Trias. Les sédiments issus de cette dernière se sont transformés, lors du second métamorphisme, en schistes verts (A). Les calcaires karstiques recristallisés (ck2) résulteraient d'une autre transgression d'âge mésozoïque.

Un léger métamorphisme, d'âge albo-cénomaniens, a recristallisé ces roches formant la couverture du massif de Bitlis.

Les calcaires karstiques recristallisés sont évidemment antérieurs à l'époque albo-cénomaniens. Il serait souhaitable de solutionner par des données micropaléontologiques l'âge des séries calcaires dans des régions où elles sont peu ou pas touchées par le métamorphisme. Les échantillons taillés dans notre secteur n'ont donné que des sections de gastéropodes indéterminables.

2.3.1. SCHISTES VERTS INFÉRIEURS (CIs)

Nous avons rassemblé sous le vocable de "schistes verts inférieurs" tout un ensemble de schistes de couleur verte, à grain très fin présentant une position intermédiaire, comme le montre la planche 5, entre les leptynites ou les gneiss verts et les quartzites ou les calcschistes (base de la couverture).

Plusieurs faciès ont été distingués au microscope. Ce sont de bas en haut :

- 2.3.1.1. Chloritoschistes microconglomératiques
- 2.3.1.2. " (s. s; CIs)
- 2.3.1.3. Prasinites (CIsE)
- 2.3.1.4. Talcschistes (Ts)

En réalité, les schistes (CIs) prédominent, tandis que les schistes microconglomératiques, comprenant également des schistes à porphyroblastes d'albite n'ont été décelés qu'au microscope. Quant à la prasinite, elle affleure en banc massif au sein des schistes (CIs) ayant une épaisseur moyenne d'une cinquantaine de mètres, mais selon les endroits, elle peut être absente.

On peut signaler également la présence des marbres (mr) à l'intérieur des schistes verts inférieurs. La position de ceux-ci est assez délicate. En effet, la figure 2-58 nous enseigne que les marbres sont fichés en lentilles dans les schistes verts inférieurs, car ils s'amincissent et disparaissent vers le Nord et le Sud de la coupe de Sultan Tepe. Ces lentilles ont une épaisseur de 50 à 120 m. La dalle de marbre siliceux fait une corniche dans la topographie rabotée des chloritoschistes. Leur étendue est très réduite et leur paragenèse est identique à celle des calcschistes à séricite (cf. 2.3.3.2.).

2.3.1.1. Chloritoschistes microconglomératiques

Les échantillons Cs 43, Cs 88 et Cs 10, Cs 90 peuvent s'apparenter aux roches du socle ancien (gneiss verts) ou à celles de la couverture.

L'échantillon Cs 88 provient d'un banc moins massif de gneiss verts occupant une place intermédiaire entre les talcschistes (Cs 87)(0262) et le granite alcalin albitique (Cs 89) (0262).

Quant aux échantillons Cs 10 et Cs 90, ils se placent sur des gneiss verts. Ils sont nettement conglomératiques et contiennent respectivement des microgalets de Cs 89 et Cs 88.

2.3.1.1.1. Etudes au microscope des lames Cs 88 et Cs 43 schistes à porphyroblastes d'albite

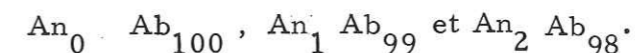
Ces schistes sont caractérisés par l'abondance d'albites automorphes maclées plus ou moins orientées ou tournées par rapport à la foliation tracée par les cryptocristaux du fond et des chlorites.

Les porphyroblastes paraissent avoir cristallisé en dernier lieu, car ils arrêtent parfois les chlorites?

Structure : elle est schisteuse, faite de cryptocristaux isogranulaires de quartz et de phénocristaux d'albite.

Etude microscopique :

- Albite : les cristaux ne sont jamais perthitiques. Les porphyroblastes mesurés ont donné :



$2Vng = +74^\circ \text{ à } +84^\circ$ (74° et 76° plus fréquents).

Macles observées : albite, albite-Carlsbad, Ala A avec $U = 44,8\%$, $A = 21,2\%$ et $C = 34,5\%$ (voir fig. 2-59).

S'il s'agissait d'une rhyolite albitique, on pourrait s'attendre à une valeur moyenne dans le domaine des granites du triangle U : A : C de M. Gorai. Au contraire, elle tombe à l'extérieur. A. C. TOBI (1962) remarque un point à retenir. Les albites porphyroblastiques qui se développent dans les roches péli-tiques de métamorphisme de bas degré n'ont que des macles de plan d'association (010) g1. "Les macles complexes sont usuellement plus rares que les macles

CHLORITOSCHISTES

Figure 2-59 : schiste à porphyroblastes d'albite. Albite (Ab) se développant dans une matrice schisteuse faite de microcristaux de quartz et de chlorite (partie sombre marquant la foliation).
Echantillon Cs 88 - LP x 31.

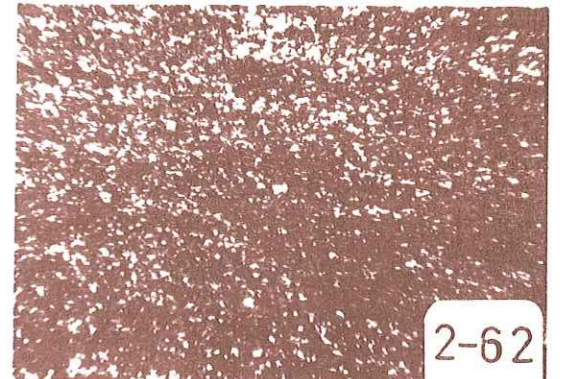
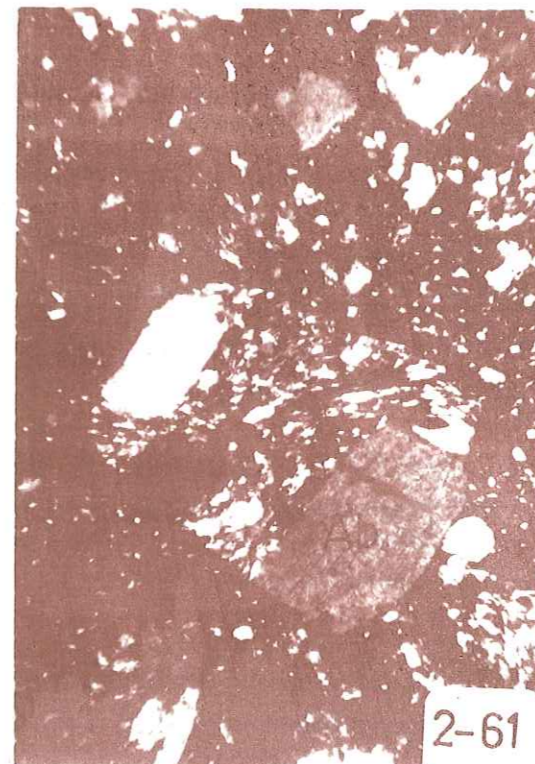
Figure 2-60 : chloritoschiste microconglomératique. Microgalet albito-quartzique (élément des granites alcalins albitiques) s'insérant dans un chloritoschiste qui provient de la partie basale de la couverture.
Echantillon Cs 10 - LP x 31.

Figure 2-61 : microgalet appartenant à un chloritoschiste à porphyroblastes d'albite provenant également d'un chloritoschiste basal de la couverture épimétamorphique.
Echantillon Cs 90 - LP x 42.

QUARTZITES A MUSCOVITE

Figure 2-62 : quartzite à hématite, à grain fin.
Echantillon Cs 58 - LP x 42.

Figure 2-63 : structure granolépidoblastique de quartzite à hématite et muscovite.
Echantillon Cs 23 - LP x 42.



d'albites simples, mais plus fréquentes que la macle de Carlsbad simple. Celles-ci ont été trouvées dans les porphyroblastes d'albites de toutes les régions... Evidemment de telles roches ne suivent pas la règle de Gorai, même loin de là, la macle albite-Carlsbad est présente" (A. C. TOBI, 1962).

Pour nous, les deux échantillons proviendraient d'une roche originellement pélitique où les albites ont poussé lors du métamorphisme par l'apport sodique.

Par ailleurs, comme le soulignent WILLIAMS, TURNER, GILBERT (1955) : "Le plagioclase des roches métamorphiques de faible degré est souvent une albite à peu ou pas d'anorthite (An 0-7). L'albite métamorphique, en contraste avec les plagioclases d'origine plutonique, tend à être non maclée". Ceci est vérifié également avec U = 44,8 % qui prédomine sur A et C.

L'absence de plagioclases antiperthitiques, la faible teneur en anorthite (An 2 %) différencient ces plagioclases de ceux des granites ; une cristallisation postérieure à la déformation du métamorphisme ancien, nous incite à infirmer l'origine rhyolitique.

- Quartz : il est le constituant essentiel, sous forme d'agrégat de 1 à 15 µ de diamètre.
- Chlorite : elle trace la foliation avec un pléochroïsme allant du vert clair à l'incolore.
- Oxydes opaques et pyrites sont abondants.

2.3.1.1.2. Chloritoschistes microconglomératiques (s. s.)

Etude au microscope des lames Cs 10 et Cs 90 (voir fig. 2-60 et 2-61). L'échantillon Cs 10 présente une structure schisteuse. La foliation due à l'actinote fibroblastique, à la chlorite et à la calcite est interrompue par les galets albite-quartziques. Ces microgalets proviennent probablement du granite alcalin albitique (voir fig. 2-60).

Les minéraux opaques (magnétite et hématite) sont en quantité appréciable.

L'échantillon Cs 90 contient également des microgalets assez ronds ou parfois subanguleux et quartzo-feldspathiques (voir fig. 2-61).

Ces microéléments provenant probablement de schistes à porphyroblaste d'albite se trouvent liés par un ciment silico-ferreux.

En résumé, les schistes microconglomératiques ou à porphyroblastes d'albite appartiennent à la couverture épimétamorphique. Les microgalets granitiques englobés montrent que ces schistes ont été déposés après le granite hercynien.

La discordance, liée aux calcaires permien, d'après N. TOLUN nous semble s'être produite à une époque antérieure au Permien et postérieure à la mise en place du granite hercynien, donc au Carbonifère supérieur (?).

Ailleurs, cette transgression est marquée par les quartzites à muscovite et hématite et les quartzites à muscovite et feldspath cantonnés à la base des calcaires permien (ccl) (voir parag. 2.3.2.).

2.3.1.2. Chloritoschistes (s. s.) (C1s)

Ceux-ci forment une partie très importante des schistes verts inférieurs. Certains micaschistes à grenat (G-2M) sont indiqués sur la carte comme des chloritoschistes à cause d'une chloritisation très poussée des biotites.

Structure : le quartz et les oxydes constituent la trame à laquelle s'adjoignent les albites et les chlorites lépidoblastiques. On aboutit ainsi à la structure granolépido-blastique.

Etude microscopique : leur paragenèse : quartz + feldspaths + chlorite + hématite ± muscovite ± talc ± chloritoïde

- Le quartz, toujours prédominant, occupe plus de 50 % du volume (70 % dans Ba 38).
- Les feldspaths sont essentiellement de l'albite avec un peu d'orthose résiduelle.

Ces schistes proviendraient de sédiments pélitiques ou grésopélitiques dans lesquels existaient des passées de grès quartzo-feldspathiques.

2.3.1.3. Prasinites(C1sE)

Nous n'insisterons pas sur l'exemple du gisement cité précédemment dans le paragraphe 2.3. Les prasinites s'associent particulièrement aux quartites à muscovite sus-jacents, sinon les chloritoschistes, suivis de calcschistes à séricite ou à chlorite, sont dépourvus de prasinites.

Par définition, " le terme de prasinite à été créé pour désigner les roches dans lesquelles on trouve, parmi les constituants essentiels, outre un plagioclase acide (albite), de l'amphibole, de l'épidote et de la chlorite en quantités à peu près égales " (R. MICHEL, 1953).

Ce sont des roches vert foncé, à l'intérieur desquelles les pistachites vert jaune se trouvent en gros grains dispersés; Dans certaines, ces grains occupent les 80 % du volume de la roche que l'on peut appeler épidotite.

Structure : lépidoblastique.

Minéralogie (échantillon-type Cs 33). Leur paragenèse : actinote + chlorite + albite + pistachite + oxydes opaques (hématites).

- La trémolite peut, dans certains cas s'associer à l'actinote. Cet assemblage est sans quartz, tandis qu'il est abondant dans l'échantillon Ba 10 avec la biotite verte à pléochroïsme vert foncé à vert jaune qui remplace l'amphibole dans la paragenèse ci-dessus.

- Actinote : elle est caractérisée par sa forme allongée, son pléochroïsme vert bleu à vert pâle. Les cristaux se terminent imparfaitement en aboutissant aux albites.

- Chlorite : elle constitue la trame de la roche avec les oxydes opaques sous forme de plages à contours diffus de couleur verte.

- Albite : elle est sous forme de microphénoblastes, assez souvent maclée albite. L'albite est exempte d'altération.

- Epidote (pistachite) : les cristaux globuleux poussent anarchiquement. La couleur est jaune pistache. Un fort relief et l'extinction oblique indiquent une pistachite.

On pense que les prasinites proviennent du léger métamorphisme de roches basiques (volcaniques) ou de marnes. Leur origine sera recherchée lors de l'étude pétrochimique (cf. 3.8.1.).

Quant à la paragenèse de Ba 10 (Biotite verte + chlorite + épidote + quartz + albite + hématite, elle ne présente pas d'amphibole comme les prasinites. Elle indique peut-être une provenance basaltique (?).

2.3.1.4. Talcschistes (Ts)

Près de Belaço, plus précisément dans le secteur 0651, les talcschistes affleurent en intercalation d'une vingtaine de mètres dans les chloritoschistes. C'est une roche à grain fin, d'aspect soyeux, de couleur brun clair.

Paragenèse minérale : talc + quartz + chlorite ± apatite ± oxyde opaque.

- Le talc, constituant principal (plus de 50 %), se distingue aisément de la chlorite à cause de sa biréfringence forte.

- Le quartz est en cristaux microgranulaires.

Les talcschistes ne présentent donc pas de calcite, dolomite, trémolite. Ils doivent correspondre à des schistes magnésiens originels. Le manque de chaux est alors un caractère dominant des schistes verts inférieurs.

2.3.1.5. Conclusion à l'étude pétrographique des schistes verts inférieurs

Les schistes verts inférieurs se divisent en 4 types d'inégale importance.

- Les chloritoschistes microconglomératiques et les schistes à porphyroblastes d'albite semblent indiquer la base de la couverture épimétamorphique sur le socle ancien du massif de Bitlis. Leurs paragenèses minérales sont tout à fait différentes de celles des roches du socle ancien.

- Les chloritoschistes et les prasinites forment plus de 90 % des schistes verts inférieurs et semblent provenir d'une formation sédimentaire (ou volcano-sédimentaire), constituant avec les schistes précédents et les talcschistes l'horizon inférieur de la couverture. Cet horizon passe progressivement vers le haut soit aux calcschistes, soit aux quartzites cantonnés sous les calcaires recristallisés (cc1) du Permien.

Pour nous, la transgression débiterait notamment avec cet horizon, d'âge antérieur au Permien et postérieur à 325 MA (Carbonifère supérieur à Permien inférieur).

- Les quatre types de schistes verts inférieurs ne présentent pas de phénomène d'albitisation à l'exception des chloritoschistes à porphyroblastes d'albite. Donc, l'albitisation s'est produite surtout dans le socle ancien et pratiquement pas dans la couverture épimétamorphique.

2.3.2. QUARTZITES A MUSCOVITE (Q + Gr)

Les bancs lités des quartzites à muscovite continuent les schistes verts inférieurs. A la base du calcaire (cc1), ils constituent un banc repère. Ces quartzites ne couvrent pas de grandes surfaces (cf. Pl. 5). Leur couleur varie selon la prédominance de la muscovite et des minéraux opaques (oligogiste, hématite), allant respectivement d'un blanc bleuté au gris blanc et au noir. Ils présentent un débit schisteux. La foliation est due à la muscovite et aux minéraux opaques. Les grains sont imperceptibles à l'oeil.

Deux types de quartzites ont été distingués :

2.3.2.1. Quartzites à muscovite et hématite

2.3.2.2. Quartzites à muscovite et feldspaths.

2.3.2.1. Quartzites à muscovite et hématite (Q)

Les paragenèses de ces types sont les suivantes :

- quartz + hématite (fig. 2-62)

- quartz + hématite ± muscovite (fig. 2-63)
- " + " + "
- " + muscovite + magnétite + apatite (fig. 2-64).

Structure : granoblastique isogranulaire à granolépido-blastique.

- Le quartz est le constituant principal dans presque toutes les paragenèses (90 à 45 %), en grains isogranulaires.
- La muscovite lépidoblastique est accompagnée ou non de minéraux opaques.
- Les minéraux opaques sont essentiellement l'hématite et la magnétite arrangées selon la foliation.

Ces quartzites semblent dériver de grès essentiellement quartzeux à ciment ferrugineux ou de grès argileux.

2.3.2.2. Quartzites à muscovite et feldspaths (Gr)

La paragenèse, la taille des grains, l'aspect détritique les opposent aux paragenèses précédentes.

La structure clastique, à quartz et feldspaths anguleux, subanguleux ou ronds, est bien conservée. Le ciment ancien sériciteux ou argileux a été transformé en muscovite. La muscovite, entre les grains, trace une texture cloisonnée.

La paragenèse (quartz + feldspaths + muscovite, fig. 2-65) semble résulter du métamorphisme faible de grès feldspathiques à ciment argileux.

2.3.3. CALCSCHISTES (Ks)

Les études pétrographiques ont conduit à distinguer les deux types suivants :

- 2.3.3.1. Calcschistes à chlorite
- 2.3.3.2. Calcschistes à séricite.

2.3.3.1. Calcschistes à chlorite (Ks1) : ils se distinguent par leur teinte verdâtre et leur aspect schisteux. Toutefois, la chlorite est plus abondante dans ce type que la séricite dans le second.

On observe les paragenèses suivantes :

- calcite + chlorite + quartz + muscovite ± feldspath
- calcite + quartz + feldspath ± pyrite ± chlorite (Cs 75).

Structure : granoblastique

- Calcite : elle occupe plus des 3/4 de la roche. Les cristaux à contour irrégulier sont allongés parallèlement à la foliation tracée par des feuillets de chlorites.

- Le quartz et le feldspath gardent leur caractère détritique. Quelques petits grains d'albite commencent à peine à se former.

2.3.3.2. Calcschistes à séricite (Ks2)

Les impuretés argileuses n'ont parfois pas recristallisé : elles confèrent alors une couleur noire à la roche. A l'affleurement, ils peuvent être de brun à noir. Les parties noires (au fort grossissement) sont constituées de minuscules paillettes de séricite et de souillures opaques. Dans la roche, ces parties noires s'arrachent comme des écailles parallèlement au plan S.

Au microscope, dans certaines lames minces, on constate des souillures en forme de l'hélice autour d'un axe perpendiculaire au plan S. Celles-ci donnent à la roche un aspect bréchique.

La paragenèse est constante : calcite + quartz + séricite ± feldspath ± minerais opaques.

Structure : granolépido-blastique (voir fig. 2-66).

- Seuls les minéraux argileux ont donné séricite + chlorite.
- Le quartz est intact ou à peine recristallisé, car, il garde son caractère détritique.
- L'albite s'est à peine formée.
- La calcite a recristallisé avec une bonne schistosité.

Les calcschistes des deux types ne sont donc que d'anciens calcaires gréseux à impuretés argileuses, ce qui confirme l'existence d'un métamorphisme très léger.

2.3.4. CALCAIRE DOLOMITIQUE RECRISTALLISÉ (cc1)

En arrivant à cette formation, nous sommes obligé d'ouvrir une parenthèse. En effet, les géologues qui nous ont précédé (N. TOLUN, ceux de la R. R. Co) bloquent dans un même ensemble permien ("couverture calcaire semi-cristalline") :

- les calcaires dolomitiques recristallisés (cc1)
- les schistes verts supérieurs (A) (voir 2.3.5.)
- les calcaires karstiques recristallisés (ck2) (voir 2.3.6.).

En réalité, nos levés et l'étude pétrographique nous ont permis de distinguer ces 3 niveaux. Par analogie de faciès lithologique, et bien que nous

Figure 2 - 64 : quartzite à muscovite, magnétite et apatite. Ce quartzite grano-lépidoblastique, étant sans feldspath, est composé essentiellement de quartz et de muscovite.
Echantillon Cs 94₂ - LP x 42.

Figure 2 - 65 : quartzite à muscovite et feldspaths. Les grains détritiques de quartz (Q) et de feldspaths (Fel) sont englobés d'une sorte de ciment de muscovite.
Echantillon Cs 39 - LP x 42.

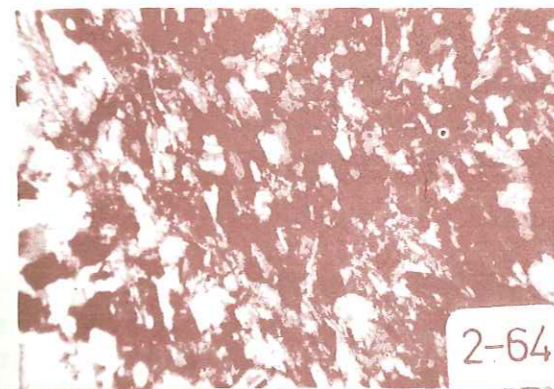
CALCSCHISTES

Figure 2-66 : calcschiste à séricite. La calcite (Ca) recristallisée, formant la roche, est accompagnée de séricite lépidoblastique et de quartz.
Echantillon Ba 15 - LP x 31.

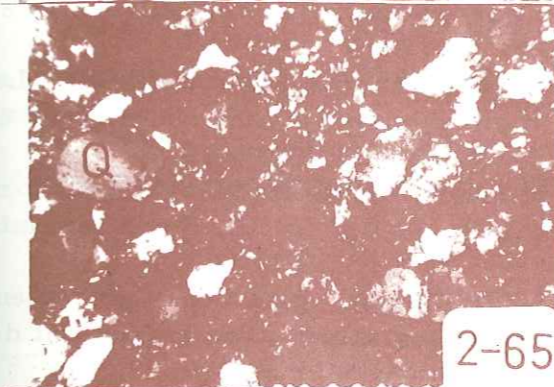
CALCAIRE DOLOMITIQUE RECRISTALLISE

Figure 2-67 : cristaux de calcite à clivages donnant un quadrillage losangique, accompagnés de quelques grains de dolomite (fort relief).
Echantillon Cs 16 - LN x 42

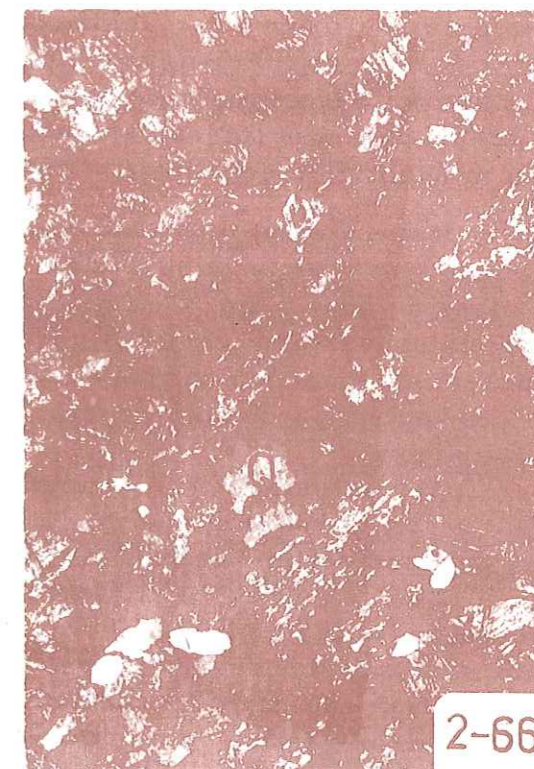
Figure 2-68 : passage progressif des calcaires dolomitiques recristallisés à des schistes verts supérieurs (photo prise dans le secteur 0356, près de Hoşnir Mezra).



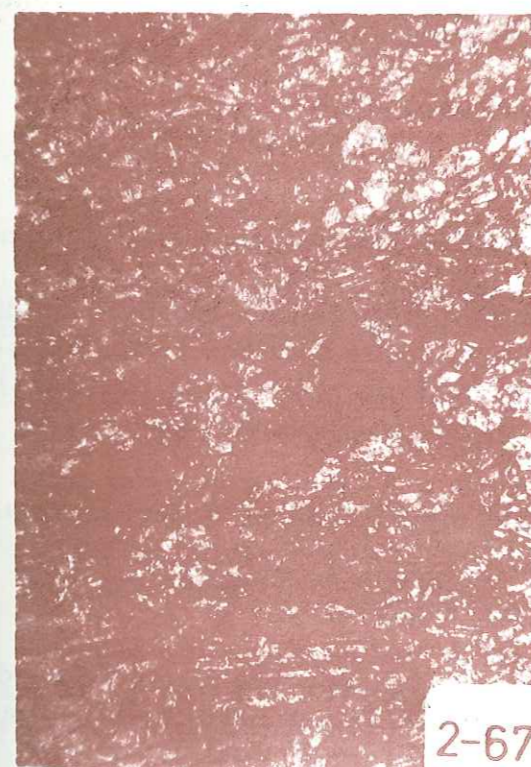
2-64



2-65



2-66



2-67



2-68

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE-SCIENCES
UNIVERSITAIRE

n'ayons pu trouver de fossiles dans les calcaires dolomitiques recristallisés, nous admettrons qu'il s'agit bien de l'équivalent métamorphique des calcaires permien définis, grâce à la paléontologie, par N. TOLUN (1953) plus à l'Est. Par contre nous verrons ci-dessous que les schistes verts supérieurs qui terminent la série de la couverture épimétamorphique doivent être rapportés probablement au Trias et que les calcaires karstiques recristallisés, discordants et beaucoup moins métamorphiques, sont probablement à rapporter au Crétacé inférieur.

Par ailleurs, ces calcaires sont les plus touchés par les mouvements tectoniques : leurs contacts sont très mylonitiques et se comportent souvent comme des plans de charriage. Ce charriage peut même supprimer tectoniquement la base de la couverture (schistes verts inférieurs, quartzites à muscovite et calcschistes) amenant les calcaires dolomitiques recristallisés en contact anormal sur les leptynites du socle ancien (voir par exemple, le secteur 0155 de la carte géologique).

Les calcaires cc1 occupent les parties hautes des montagnes. Leur épaisseur varie de 100 m à 650 m, le maximum s'observe dans les vallées encaissées de Hoşnir et de Talorin (0250).

Les calcaires de la base sont en bancs décimétriques. Le banc père dolomitique (co) a un aspect de cargneule (voir fig. 2-57). Vers le haut, les bancs sont massifs et non karstiques.

Leur couleur peut également varier du gris, gris noir, gris bleu au blanc. Les calcaires gris, gris noir sont microcristallins ; les autres ont des cristaux de calcite plus gros.

Structure : les calcites tracent une bonne schistosité. Les contacts des lamelles de calcite sont courbes.

Paragenèses :

- calcite ± quartz ± pyrite
- calcite + dolomite ± quartz

Au microscope :

- calcite (90-100 %) : en grains xénomorphes recristallisés pouvant atteindre 5 mm,
- dolomite : en quantité subsidiaire, en cristaux losangiques disséminés à l'intérieur de la calcite, ou bien parfois elle souligne la schistosité. A la base (co) elle peut atteindre 30 % du volume de la roche (voir fig. 2-67);
- quartz : en petits grains ronds de caractère détritique.

L'étude pétrographique montre que ces calcaires du Permien, n'ont pas subi de transformations minéralogiques importantes de la part du métamorphisme.

2.3.5. SCHISTES VERTS SUPERIEURS (A).

Les schistes verts supérieurs comprennent tout un complexe de roches entre les calcaires cc1 et ck2. La couleur de ces schistes n'est pas

toujours verte, plus précisément les calcaires à chert (Ac) et les quartzites à hématite (Aq) ont respectivement des couleurs gris bleu ou noir et rouge brique. Le "log" de la planche 7 indique les places respectives de chaque paragenèse ; on notera que la paragenèse du type Av a un gisement en amas massif très localisé correspondant à d'anciennes laves basaltiques.

Ces schistes verts ^{sont} en toute continuité avec les calcaires massifs cc1. La figure 2-68 l'illustre bien. La base de la série débute par des calcaires noirs à bancs centimétriques à décimétriques (3 m). Ensuite, les schistes verts et rouges finement feuilletés les suivent (15 m). Les calcaires schisteux à chert sombre (Ac) et schistes verts ou rouges les surmontent (Am).

Si à la base, ils suivent les calcaires cc1, les parties sommitales sont de véritables plans de charriage le long desquels les calcaires karstiques ont glissé.

Les schistes verts supérieurs se divisent en 5 paragenèses principales qui ont été localisées autant que possible par leur symbole sur la carte géologique :

- 2.3.5.1. As : séricite + quartz ± chlorite
- 2.3.5.2. Aq : quartz + hématite ± séricite
- 2.3.5.3. Ac : calcite + quartz
- 2.3.5.4. Am : calcite + épidote + chlorite + talc ± sphène ± quartz ± albite
- 2.3.5.5. Av : albite + épidote + actinote + chlorite ± quartz

Les autres paragenèses rencontrées sont subordonnées à celle 2.3.5.4. (Cs 46 ou Cs 64, etc.).

2.3.5.1. Paragenèse : séricite + quartz + chlorite (As)

Celle-ci est souvent associée aux autres paragenèses, sinon, elle est subsidiaire. C'est une roche de couleur jaune gris ou gris friable à la main.

Au microscope, on détermine de fines particules de séricite orientées selon la schistosité et des quartz cryptomicrogènes difficilement perceptibles.

La chlorite vert pâle complète cette paragenèse.

Structure : schisteuse.

Les fines particules de séricite et quartz, déterminent les lentilles, présentant des grains de taille plus ou moins différente. Ces microlentilles se bouclent ou s'interpénètrent.

Il s'agit d'une argilite transformée en séricitoschiste.

2.3.5.2. Paragenèse : quartz + hématite ± séricite (Aq)

Cette paragenèse est une des plus importantes des schistes A. Elle occupe la partie médiane des schistes verts supérieurs.

A l'affleurement, les bancs durs centimétriques à décimétriques des quartzites à hématite alternent soit avec les schistes rouges, soit avec les calcaires bleutés et avec ces derniers ils se confondent facilement.

Les quartzites ont des couleurs généralement rouges, lie-de-vin et plus rarement vertes.

Au microscope, on observe : une structure schisteuse faite de nodules de quartz allongés parallèlement et de microcristaux de quartz. L'hématite, saupoudrant régulièrement ceux-ci, donne à la roche sa couleur. La figure 2-69 illustre bien ces nodules de quartz, qui semblent dériver de radiolaires.

Ces fantômes de radiolaires et la présence d'hématite évoquent un volcanisme sous marin. Les caractères du gisement de ces roches et leur chimisme confirment cette activité (voir 2.3.5.5.).

Le développement de ces quartzites n'est pas sporadique. Ils occupent une place importante au sein des schistes A. Leur alternance rythmique avec les bancs minces riches en hématite sur plus de 100 m nous fait penser à un processus chimique de sédimentation.

La présence de radiolaires disséminés dans une matrice silico-ferrugineuse indiquerait un chert ferrugineux à radiolaires, originel.

2.3.5.3. Paragenèse : calcite + quartz (Ac)

A l'intérieur des schistes A, les calcaires siliceux de couleur gris bleu se reconnaissent par leur compacité. Les bancs sans joint sont très plissotés. A l'affleurement, leur épaisseur ne dépasse guère 50 m. Mais ils peuvent être plus épais. A l'oeil nu, la silice se montre sous forme de veinules parallèles aux bancs calcaires.

Le chert s'insère à la masse calciteuse sous forme soit de micro-éléments globulaires ou anguleux, noirs à multiples cryptocristaux de quartz, soit en bancs plus ou moins parallèles. Ce chert à impuretés noires est conservé donc dans son état initial (voir fig. 2-70).

La partie calciteuse est fortement recristallisée. Celle-ci contient, dans certaines lames minces, du quartz et de l'albite. Ces derniers ne prédominent pas sur la partie calciteuse, mais on peut parler d'un grès à ciment calcaire originel.

On observe des lits chloriteux et "cherteux" s'ajoutant aux lits calciteux.

La paragenèse ainsi acquise (calcite + quartz + chlorite + albite) annonce celle de Am.

Nous avons une gamme de roches allant des calcaires à chert aux calcaires gréseux à chert qui évoquent une série sédimentaire à dominante calcaireo-argileuse et plus ou moins gréseuse.

2.3.5.4. Paragenèse : calcite + épidote + chlorite + talc ± sphène ± quartz ± albite (Am)

Cette composition minéralogique est la plus répandue ; les roches correspondantes occupent presque exclusivement toute la base des calcaires (ck2) de Meydan. Lorsque le contact est invisible, il est tout de même jalonné par de multiples sources. En effet, pour les calcaires karstifiés de Meydan, ces roches Am jouent un rôle de substratum imperméable. Elles terminent la série des schistes verts supérieurs.

La couleur vert bleu est dominante par rapport au jaune vert. Comme toutes les autres roches dans les schistes verts elles ont un grain très fin indiscernable à l'oeil. De loin, l'aspect plissoté est très frappant, mais les plis sont semblables. Le second clivage est développé et subvertical à la foliation normale de la roche.

Au microscope : à la paragenèse ci-dessus d'ajoutent de l'actinote en très faible quantité et de l'hématite (magnétite). L'albite peut faire défaut. Une très nette alternance des lits blancs calcito-albitiques et chlorito-talqueux apparaît au microscope.

Ces schistes sont fortement colorés dans les tons vert foncé à cause d'une forte teneur en chlorite et épidote.

Structure : lépidoblastique. L'arrangement des cristaux souligne la foliation principale.

- La chlorite et la calcite sont prédominantes. La chlorite (pennine) est pléochroïque dans les tons vert-jaune à jaune ou vert-bleu à vert. La calcite apparaît assez souvent en section à deux clivages.

- Talc : il accompagne les chlorites en cristaux allongés à faible relief (voir fig. 2-71).

- Epidote : se développant souvent dans les lits chloriteux, ses cristaux sont déchiquetés mais allongés. Les angles d'extinction mesurés déterminent des clinozoisites-pistachites.

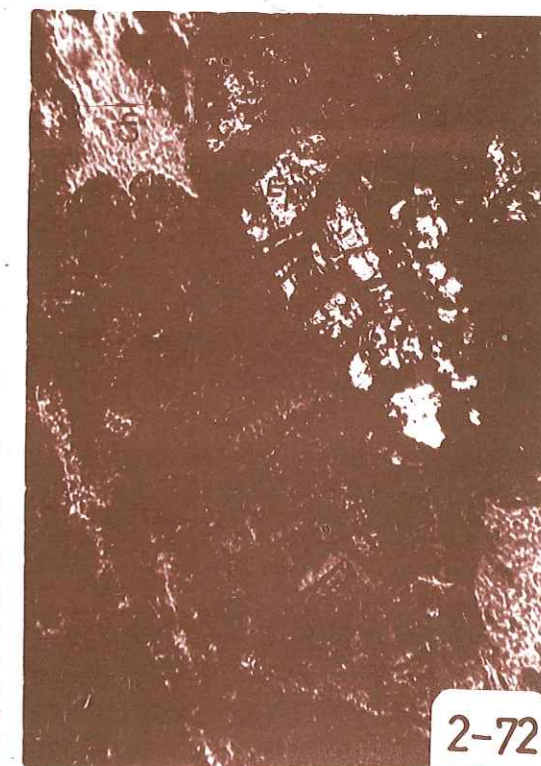
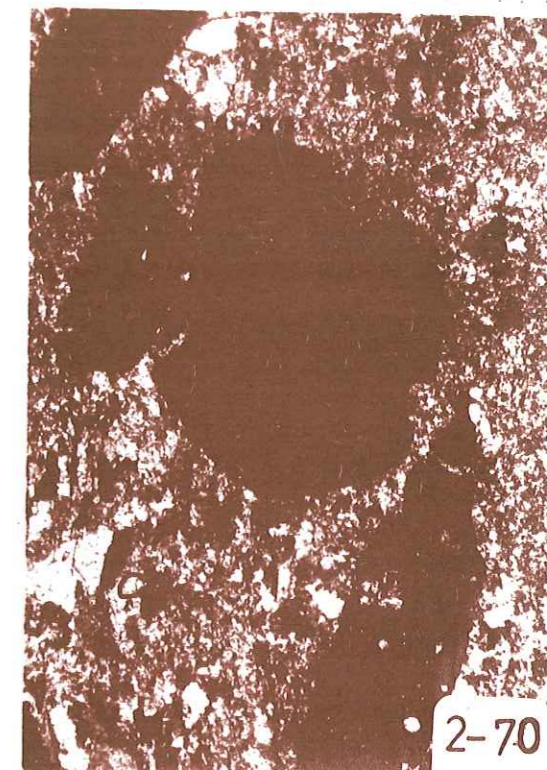
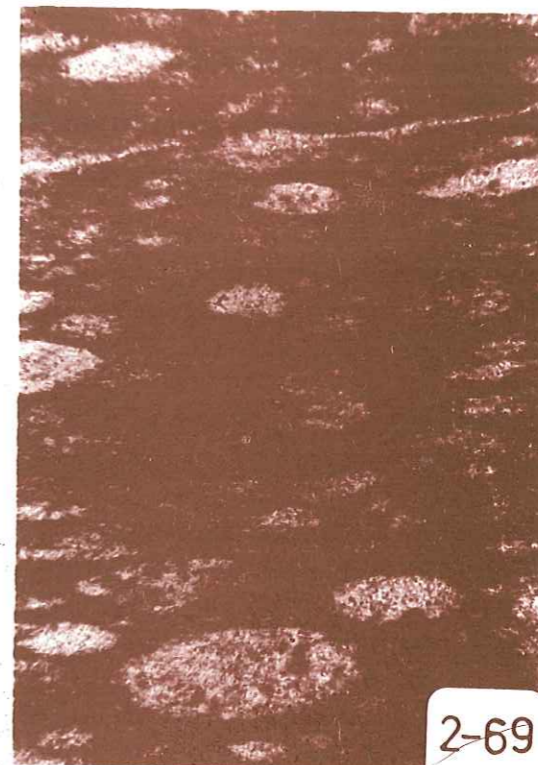
SCHISTES VERTS SUPERIEURS

Figure 2-69 : quartzite à hématite. Nodules de quartz (radiolaires) disséminés dans une matrice quartzo-hématitique.
Echantillon Cs 69 - LN x 125.

Figure 2-70 : calcaire recristallisé à chert. Microéléments ronds ou anguleux de chert noir entourés de calcite recristallisée (Ca) et de rares grains détritiques de quartz (Q).
Echantillon Cs 71 - LP x 31.

Figure 2-71 : parmi les minéraux de la paragenèse (Am 2.3.5.4.), pyrophyllite (Pyro), chlorite (Chl), albite (Ab) et quartz (Q) sont visibles.
Echantillon Cs 62 - LN x 42.

Figure 2-72 : cristal d'épidote (Ep) cassé et cicatrisé par la chlorite (Chl) selon une direction différente de la foliation principale. La recristallisation de la chlorite dans les cassures est liée à la déformation tectonique récente (tectonique en nappe de charriage créant un dynamométamorphisme local).
Echantillon Cs 117 - LN et LP x 125.



Les épidotes de la lame Cs 117 sont cassées verticalement à leur allongement (foliation principale) comme l'indique la figure 2-72. Dans les cassures, les chlorites de la seconde génération se sont développées.

Ces cassures nous indiquent l'effet du métamorphisme. Divers auteurs l'ont généralisé en tenant pour responsable de la transformation épimétamorphique des roches de la couverture du massif de Bitlis. Or, les roches de la couverture ont des paragenèses compatibles avec le quartz-albite-muscovite-chlorite subfaciès (B.1.1) du greenschist faciès (voir 4-3). La recristallisation de certains minéraux dans les cassures n'est donc liée qu'aux mouvements tectoniques plus récents que le métamorphisme alpin.

- Albite : elle est recristallisée, souvent non maclée et parfois à macle de l'albite. Il est malaisé de la distinguer du quartz. L'albite n'est point altérée.

Les autres minéraux complétant la paragenèse sont subsidiaires. Nous n'avons aucune analyse chimique pour discuter de l'origine des roches présentant cette paragenèse. Cependant, la richesse en calcite et en chlorite indiquerait une marne originelle.

2.3.5.5. Paragenèse : albite + épidote + actinote + chlorite + quartz (Av).

Deux caractères essentiels les distinguent des autres.

Gisement : les gisements des roches de cette paragenèse sont des amas massifs très localisés. Le nombre d'amas observés est assez élevé, en 5 places très éloignées l'une de l'autre (parfois 10 km). Les dimensions sont insuffisantes à l'échelle de la carte (1/25 000) ; de ce fait ils ont été seulement marqués d'un symbole Av. Leur couleur est vert sombre.

- A l'oeil nu, la schistosité est peu visible ; au microscope, elle est très diffuse. En effet le clivage de cassure se développe bien jusqu'au point de cacher le premier.

Pour certaines lames (Cs 134a et b), la schistosité soulignée par les actinotes, bien visible, les place comme des schistes verts.

La paragenèse ci-dessus est invariable quel que soit le lieu d'affleurement. On peut d'ores et déjà penser que ses roches auront une chimie assez homogène.

Structure : elle est lépidoblastique, mais peu orientée.

L'ensemble des cristaux à faces courbes semble tourner autour de la première linéation.

L'albite, l'actinote ($\alpha = +19^\circ$), la chlorite et l'épidote formant la roche n'ont pas de caractéristique à signaler à l'exclusion de l'albite présentant parfois des faces latérales courbes.

Vu l'homogénéité des faciès, nous considérons qu'une seule analyse d'échantillon-type suffira.

L'analyse chimique de l'échantillon-type Cs 78 nous a été donnée avec le dosage de CO₂, vu la forte teneur en CaO et H₂O⁺. Le pourcentage de Na₂O est assez important par rapport à la quantité de SiO₂ présente. Les paramètres de CIPW-LACROIX pour les deux cas, sans ou avec CO₂, sont respectivement :

' III, 5', 2, '5 ['3, '3, '2, '3] basalte basanitoïde β'
III, 5 '2, '5 [3, 2, 1, '3] basalte

Il est évident que la roche présentant un gisement très localisé et un chimisme de basalte ne sera pas modifiée chimiquement par le léger métamorphisme.

Nous pouvons même avancer que ce basalte n'a pas dû acquérir la schistosité première, visible dans les roches sédimentaires recristallisées par ce métamorphisme. C'est pourquoi nous avons des amas surgissant à l'intérieur de ces schistes A en imitant des copeaux tectoniques.

Notons que dans cet ensemble, les amas suivent le plissement régional et ne le recoupent jamais. Les basaltes semblent donc avoir réagi comme un matériau compétent par rapport aux marnes incompetentes.

2.3.5.6. Conclusion à l'étude pétrographique des schistes verts supérieurs

L'étude pétrographique qui précède a mis en évidence 5 paragenèses assez distinctes l'une de l'autre.

Bien que le passage du calcaire ccl aux schistes verts supérieurs soit continu, celui avec les calcaires karstiques (ck2) ne l'est point.

La dépendance par rapport aux formations sous-jacentes et l'extension moins étendue des schistes verts indiquent que ceux-ci sont en régression. Cette dernière est justifiée par les paragenèses distinguées et par la recherche systématique de leur origine : à savoir l'argillite pour les As, le chert ferrugineux à radiolaire pour les Aq, les sédiments calcaréo-argileux et peu gréseux pour les Ac, ainsi, les marnes pour les Am et les basaltes riches en soude avec leur affleurement massif ; tout cela implique plus ou moins un régime de faciès peu profonds (carte géologique Pl. 5).

S'il en est ainsi, les schistes verts A complètent les roches de la couverture en fermant le cycle sédimentaire d'âge permo-carbonifère.

2.3.6. CALCAIRE KARSTIQUE RECRISTALLISE (ck2)

Les caractères distinctifs essentiels de karstification et de couleur les opposent aux calcaires ccl.

Les couleurs blanc, gris-bleu ou gris, restent inchangées. Les formes de karstification (lapiaz, bad-land, poljé) sont assez significatives dans la montagne de Meydan.

Les calcaires sont bien lités, mais parfois en bancs massifs.

Si les calcaires de Meydan Dağ paraissent très épais, ceci est le résultat de la tectonisation. Néanmoins, l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 300 m.

Au microscope : la différence par rapport aux calcaires ccl est minime. La recristallisation, la schistosité et la présence d'une même teneur en dolomite sont communes aux deux formations. Toutefois, le quartz, les feldspaths détritiques font ici défaut. Leur matériel initial serait donc un calcaire pur, peu dolomitique.

Les caractéristiques pétrographiques des calcaires ck2 sont identiques à celles des ccl (voir parag. 2.3.4.).

La paragenèse est faite de calcite \pm dolomite. Ces calcaires sont azoïques. Aucune trace de fossile n'est visible.

Quant à déterminer l'âge de ces calcaires c'est une difficulté insurmontable, car selon les auteurs, l'âge attribué va du Permien au Tertiaire. Pour nous, comme nous l'avons déjà dit à maintes reprises, il s'agirait de calcaires postérieurs au Permien et antérieurs au Crétacé supérieur. La seule transgression possible déposant les calcaires, à l'échelle régionale, entre ces deux époques, est d'âge crétacé inférieur. Il est probable que, à cette époque, certaines parties méridionales du massif de Bitlis aient subi une transgression de grande envergure. La synthèse régionale nous satisfera mieux quant au choix de cet âge.

Nous regrettons de ne point éclaircir ce problème malgré des recherches très poussées en vue de la récolte de fossiles, car ailleurs le calcaire du Crétacé inférieur est la roche-mère du pétrole dans le Sud-Est anatolien.

2.3.7. CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE DU MASSIF DE BITLIS

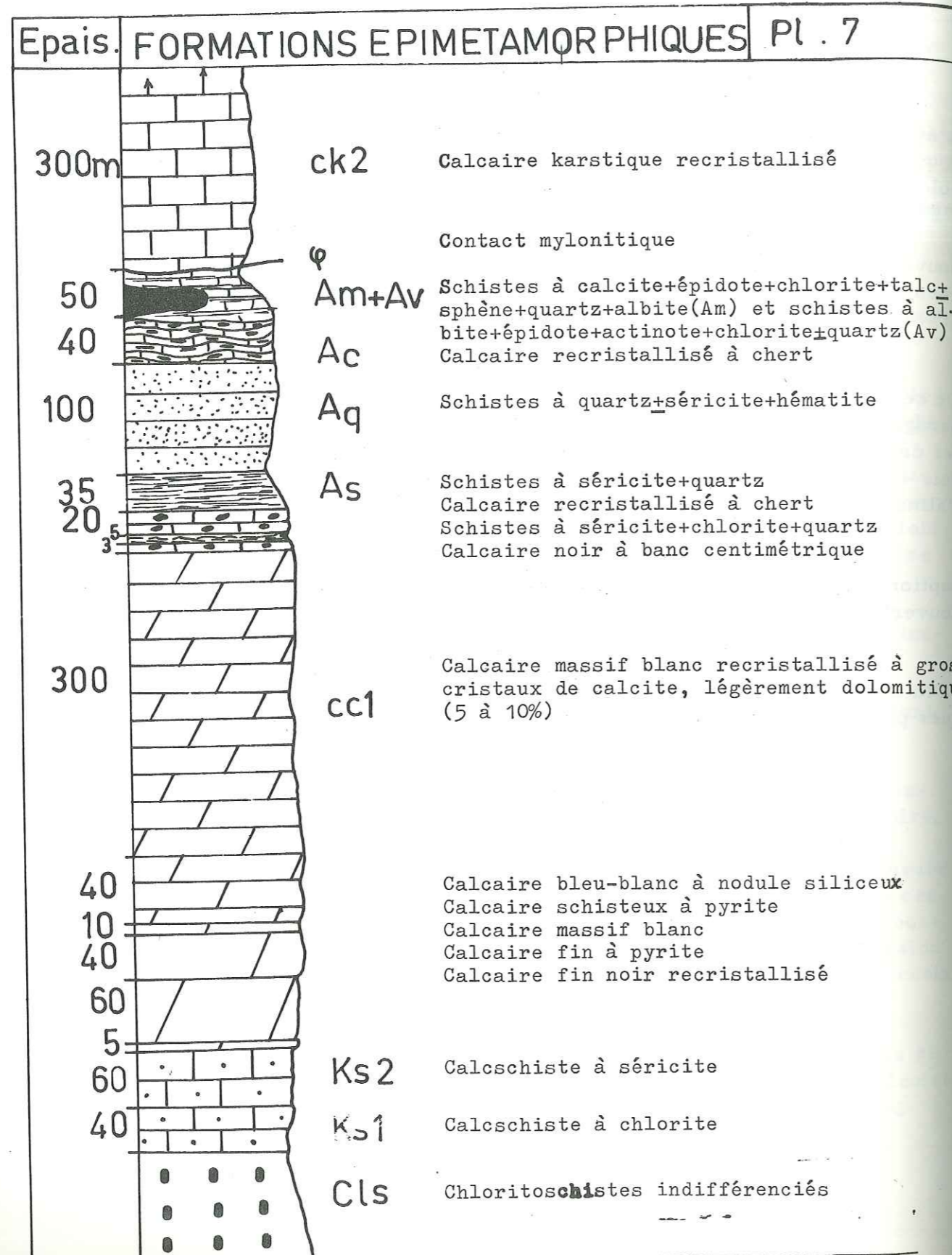
L'étude pétrographique et géologique a permis de voir que les roches formant la couverture sont essentiellement d'origine sédimentaire. Cependant un épisode volcanique au moins s'y est manifesté.

Le "log" de la planche 7 regroupe les diverses formations de la couverture. De cette dernière ressort bien une lithologie très variée. Nous avons reporté également les différentes paragenèses de 6 groupes du bas vers le haut et leur provenance probable (voir tableau 2-9).

Notons que seule la paragenèse C1sE, autre que Av, a été analysée. De ce fait, son origine sera reprise lors de l'étude chimique. En somme, les paragenèses démontrent bien peu de transformation à partir des roches originelles dans le sous-faciès le plus faible du faciès schiste vert (subfaciès B 1.1., voir 4-3) alors que les roches du socle ancien étaient métamorphosées dans l'almandin-amphibolite faciès (subfaciès B 2.2., voir 4-2).

On ne peut donc envisager un seul métamorphisme du fait de l'interruption évidente entre les paragenèses du socle ancien et les paragenèses de la couverture épimétamorphique.

Ce double métamorphisme se justifie également par la discordance de la couverture prouvée par l'existence des chloritoschistes microconglomératiques postérieure au granite hercynien (voir 2.3.1.1.2.).



Symbole	Paragenèse	Origine
ck2	calcite ± dolomite	calcaire pur ou peu dolomitique
Av	albite + épidote+actinote+chlorite ±quartz	basalte (riche en Na ₂ O)
Am	calcite+épidote+chlorite+talc+sphène ±quartz±albite	marnes
Ac	calcite+quartz	calcaire à chert
Aq	quartz+hématite+séricite	chert ferrugineux à radiolaires
As	séricite+quartz+chlorite	argillite
cc1	calcite± quartz± pyrite	calcaire presque pur
"	calcite+dolomite±quartz	calcaire peu dolomitique
Ks2	calcite+quartz+séricite+feldspath ±minerais	calcaire gréseux à impuretés argileuses
Ks1	calcite+quartz+feldspath+pyrite ±chlorite	
"	calcite+chlorite+quartz+muscovite ±feldspath	
Gr	quartz+feldspaths+muscovite	grès feldspathiques à ciment argileux
Q	quartz+muscovite+magnétite± apatite	grès quartzeux à ciment fer- rugineux ou grès argileux
"	quartz+hématite±muscovite	
Ts	talc+quartz+chlorite+apatite± oxyde opaque	schiste magnésien
ClS	biotite+chlorite+épidote+quartz +albite	tuf basaltique (?)
ClSE	actinote+chlorite+albite+pistachite +hématite	marnes ou roches basiques volcaniques
ClS	quartz+feldspaths+chlorite+hématite ±muscovite±talc	roches gréso-pélitiques et grès quartzo-feldspathiques
"	quartz+albite+chlorite	pélite

2.4. FORMATIONS DU FLYSCH OROGENIQUE (Krül)

La désignation du flysch orogénique comprend tout un ensemble de formations de caractère lithologique très varié et chaotique dans lequel se trouvent des roches sédimentaires, des intrusions de roches basiques et des roches du volcanisme sous-marin.

"The movement of the metamorphic massif during deposition, submarine eruptions, ultrabasic rocks that have erupted into the sediments towards the end of Mesozoic and finally the fact that the metamorphic Bitlis massif was thrust over these series have caused these to acquire a completely chaotic appearance" (N. TOLUN, 1960)."

Les formations du flysch de la région de Cacas, comme partout ailleurs au Sud Est de la Turquie, sont prises entre deux charriages (cf. Pl. 2 et 5). Ici, le flysch ne comporte pas d'intrusions basique et ultrabasique ; toutefois, en quelques endroits, les andésites, les basaltes et les spilites en pillow-lavas affleurent dans les shales argileux.

L'épaisseur et la stratigraphie du flysch n'ont pu être établies à cause de la tectonique. Pour en avoir une idée générale, aux environs de la région de Cacas, on estime son épaisseur à 5 000 m au moins. A l'intérieur du massif de Bitlis, les shales et le flysch argilo-gréseux occupent des corridors tectoniques, en bandes très étroites et contrastent, par leur couleur lie-de-vin et leur aspect sédimentaire, avec les roches du socle ancien et de la couverture épimétamorphique.

Il faudrait une étude plus détaillée d'une région plus étendue pour établir la succession des unités formant le flysch orogénique.

La succession adoptée dans l'ordre chronologique est celle des géologues de la R. R. Co. Cependant certaines de leurs unités ne sont pas présentes dans notre secteur. Celles qui s'y trouvent sont de bas en haut :

- 2.4.1 Conglomérats (Fco)
- 2.4.2. Flysch argilo-gréseux (Fa-g)
- 2.4.3. Flysch "shale" (Fs)
- 2.4.4. Calcaire (Fs)
- 2.4.5. Basalte, spilite associés au flysch (β)
- 2.4.6. Brèches de Belaço (Br). (Ces brèches n'appartiennent pas au flysch, mais lui sont intimement associées).

2.4.1. CONGLOMERATS (Fco)

Ils affleurent en quelques points très localisés de la carte L46-a2 où leurs relations avec d'autres unités du flysch sont observables.

Notamment à Kevresor T. (9454-9455)(fig. 2-73)

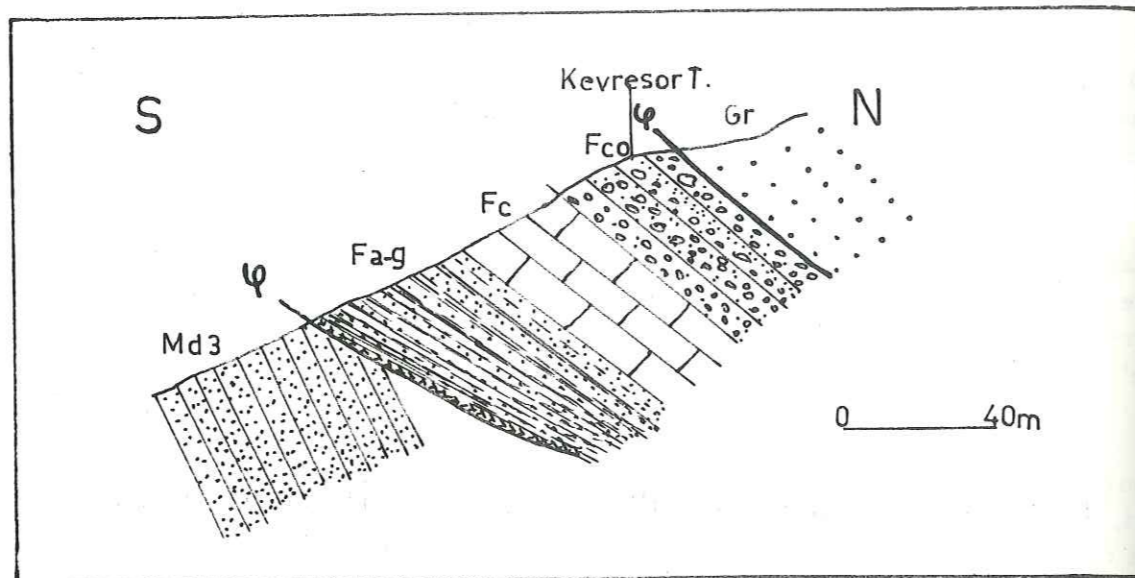


Figure 2-73. Coupe géologique SN passant par Kevresor T. Md3 : grès vindobonien, Fa-g : flysch argilo-gréseux, Fc : calcaire rouge finement grenu, Fco : conglomérats à passées gréseuses, Gr : quartzite à muscovite et feldspath.

Plus à l'Ouest de Kevresor (9355 et 9455) (fig.2-74) :

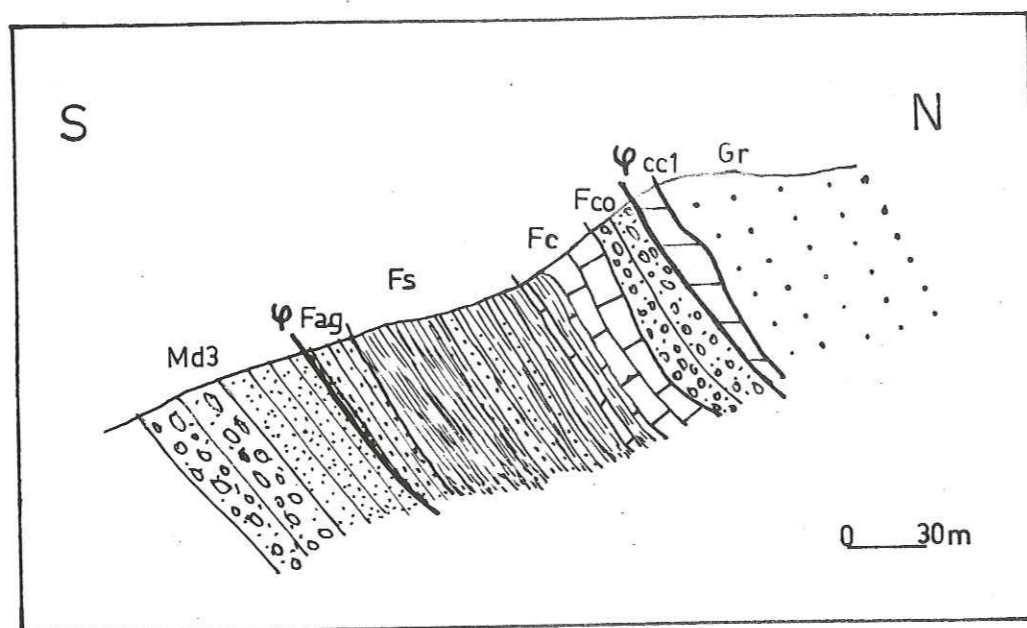


Figure 2-74. Coupe géologique SN à l'Ouest de Kevresor T. montrant la position du flysch très aminci entre deux surfaces de discontinuité.

Md3 : Vindobonien grés-conglomératique, Fa-g : flysch argilo-gréseux, Fs : flysch shale, Fc : calcaire noir et calcaire rouge finement grenu, Fco : conglomérats du flysch, cc1 : calcaire dolomitique recristallisé du Permien, Gr : quartzite à muscovite et hématite

et à 9156, près de Balurka (fig. 2-75).

Ces coupes montrent que les conglomérats sont en contact avec les autres unités du flysch et que leur épaisseur ne dépasse guère 50 mètres.

Les conglomérats sont polygéniques. Les galets ont des longueurs de 2 à 15 cm (rarement plus) et appartiennent au socle ancien et à la couverture épimétamorphique (surtout calcaires, quartzites à séricite et chloritoschistes).

Ces conglomérats montrent des parties gréseuses où la taille des éléments est inférieure à 1 cm.

Echantillon Cs 50 : microbrèche polygénique à ciment calcaire. Les microéléments sont anguleux et appartiennent aux chloritoschistes, aux quartzites à séricite, aux calcaires recristallisés où le quartz et le feldspath sont isolés. Il existe également des calcaires rouges finement grenus du flysch. Tous les éléments sont cimentés par une calcite authigénique. Les éléments détritiques qui ne sont pas roulés, alors que les autres niveaux (conglomérats, grès) sont à éléments roulés, impliquent un changement rapide des conditions de sédimentation.

La présence de calcaire microcristallin nous permet de supposer que ces microbrèches, et par conséquent les conglomérats, sont postérieurs aux calcaires du flysch.

A l'intérieur des microbrèches et des conglomérats, les fragments de roches basiques ou ultrabasiques n'ont pas été observés.

La présence de fragments de métamorphites confirment bien l'antériorité des métamorphismes par rapport au Crétacé supérieur.

2.4.2. FLYSCH ARGILO-GRESEUX

Il est formé d'une répétition rythmique de bancs argilo-gréseux de couleur rouge, lie-de-vin ou gris, d'une épaisseur totale de plusieurs centaines de mètres. Cependant, par endroits, on passe à des bancs franchement gréseux ou argileux ou schisteux, la puissance des bancs de shale et de grès varient de quelques centimètres à quelques décimètres. Il s'y ajoute localement des passées de calcaires gris ou noirs et de conglomérats.

Des lames minces taillées dans les bancs gréseux montrent au microscope, des éléments détritiques constitués de quartz, de feldspaths, de micro-

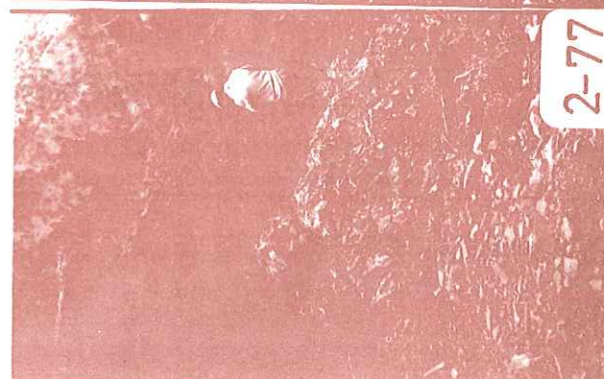
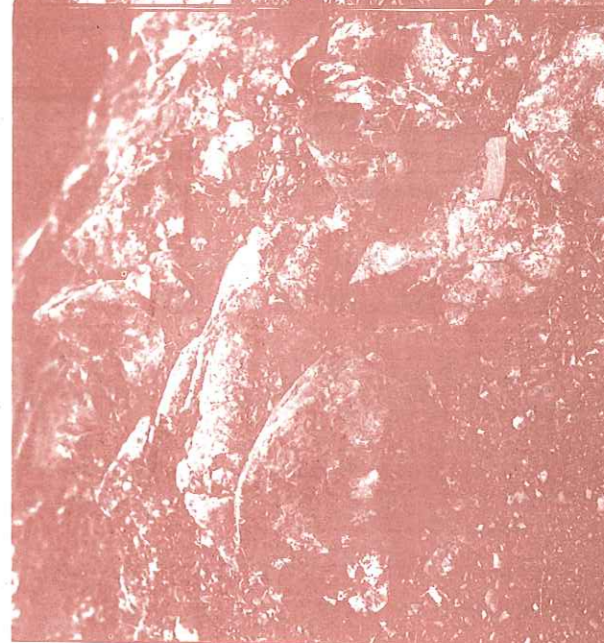
FORMATIONS DU FLYSCH

Figure 2-75 : conglomérats du flysch (Fco) affleurant constamment près du charriage frontal du massif de Bitlis (Ψ). Le plan du contact incliné subverticalement du côté des chloritoschistes comprend des roches très mylonitiques.
(Photo prise dans le secteur 9056, 250 m au Nord de Balurka).

Figure 2-76 : affleurement des shales du flysch (Fs) sous l'ensemble paragneissique (G-2M), dans le corridor tectonique. Les shales présentent des lits millimétriques encore visibles sur la photo.
(Photo prise dans le carré 0555 sur le sentier de Şirlak-Cergis).

Figure 2-77 : gisement en amas massifs des basaltes (β) à l'intérieur de shales du flysch (Fs).

Figure 2-78 : ces amas sont constitués par un empilement de multiples pillow-lavas de forme pseudocylindrique dont les grands axes (sens d'écoulement) sont parallèles entre eux et au pendage des bancs millimétriques du shale.
(Les deux dernières photos sont prises dans le secteur 0551).



éléments de micaschistes, de calcaires et de quelques plaques de chlorite. Le ciment est une calcite teintée d'oxyde de fer. Il occupe 20 à 70 % du volume de la roche. Par conséquent sur le terrain, les grès riches en calcite sont parfois pris comme calcaires noirs ou gris. C'est le cas de l'échantillon Ba 37. Les bancs sont azoïques.

2.4.3. FLYSCH SHALE

Il forme la partie peu ou pas gréseuse de l'unité précédente. Il affleure surtout à l'intérieur des séries métamorphiques le long des couloirs tectoniques (fig. 2-76).

Le shale est teinté de lie-de-vin par des oxydes de fer très caractéristiques. Il peut être calcaireux, siliceux ou silteux. Il est assez souvent associé aux pillow-lavas spilito-basaltiques. Cette couleur n'est pas due à l'altération superficielle mais à une sédimentation en milieu oxydant.

Au microscope : selon les lames minces, au fort grossissement, des échantillons de shales argileux sans calcite, à radiolaires et globigérines, se distinguent des shales calcaréo-argileux à globigérines et radiolaires.

Il existe aussi des radiolarites. La richesse en radiolaires et globigérines, l'abondance en oxyde de fer et la présence de pillow-lavas confirment que ces sédiments étaient marins et plus ou moins profonds.

Dans l'échantillon Ba 21, il existe des globigérines à tests épais, des radiolaires et des globorotalidés. Ceux-ci donnent une indication d'âge peu précis.

L'échantillon Cs 135 nous a fourni quelques microfossiles déterminant un intervalle d'âge plus réduit. La détermination a été effectuée par Mme A. ARNAUD (Institut Dolomieu, Grenoble, 1970) ;

LITUOLACEA

F. Pavonitinae

Cuneolina ? (en partie devenue Pseudotextulariella)
Crétacé inférieur-Miocène

F. Orbitolinidae

Orbitolinopsis sp. Barrémien-Coniacien

F. Hormosinidae

MILIOLACEA

E. Miliolidae

Quinqueloculina sp.

Spiroloculina sp. Crétacé inférieur récent.

Présence également d'algues ? et d'ostracodes.

Cet intervalle (Barrémien-Coniacien) se trouve inclus dans celui déterminé pour ce flysch (Crétacé-Paléocène) ailleurs que dans notre secteur.

2.4.4. CALCAIRE DU FLYSCH

Les calcaires de couleur noire affleurent en bancs décimétriques à l'intérieur des sédiments argilo-gréseux et des faciès rouges à radiolaires. Ils sont formés de grains submicroscopiques. Comme les éléments détritiques, le quartz figure seulement en faible quantité (< 5 %).

Les autres calcaires de couleur beige sont en lentilles très étroites et de longueur réduite (150 m). Nous en avons rencontré uniquement près de Cacas.

C'est un calcaire pur, très fin ne contenant ni fossiles ni éléments détritiques.

2.4.5. SPILITE, BASALTE ASSOCIES AU FLYSCH

Les laves basaltiques et spilites se remontent avec les shales et le flysch argilo-gréseux dans divers points de notre terrain, mais toujours de faible étendue et en amas massifs. Ils s'associent aux shales du flysch sous forme de pillow-lavas (voir fig. 2-77 et 2-78).

Ces pillows-lavas ne sont observables qu'à l'emplacement de l'échantillon Cs 48 (0551 et 0552).

Ils sont vert foncé, vert gris ou noir.

Les basaltes ont des textures microlitiques, porphyriques ou vacuolaires.

Les échantillons fortement altérés ne permettent aucune mesure au microscope, à l'exception des phénocristaux d'augite ($\alpha = +45^\circ$) de la lame Cs 48₂.

L'altération (primaire ou secondaire) aboutit à une calcitisation complète des plagioclases, à la chloritisation des parties vitreuses ou microlitiques. Les vacuoles sont remplies de calcédoine.

2.4.5.1. Etude pétrochimique

Pour ces types de roches, l'analyse chimique est très déterminante. Un seul échantillon Cs 48 a été analysé (tabl. 3-1).

Au cours de l'analyse chimique, nous n'avons pu obtenir le dosage de CO₂, qui nous aurait permis d'éliminer la calcite, en admettant qu'elle soit d'origine secondaire, ce qui n'est pas prouvé. De ce fait, dans les minéraux virtuels,

la présence de 8,24 % de néphéline n'est pas étonnante. La présence de Na_2O (4,25 %) n'est pas anormale et la potasse (2,00 %) ne l'est pas non plus.

Ces teneurs se rapprochent de celles des basaltes¹, alors que le spilité donné par TURNER et WERHOOGEN a des teneurs élevées en soude (4,93 %) et médiocre en potasse (0,85 %) (voir parag. 3.8.2.).

Les paramètres CIPW-LACROIX classent notre roche dans les andésites. Nous ne considérons pas que cette détermination, sans le dosage CO_2 pour cet échantillon soit exacte. On doit donc se référer aux diagrammes qui ne tiennent pas compte de la chaux.

Notamment dans le triangle $\text{MgO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ de H. de la Roche, Cs 48 est très proche du point basalte (fig. 3-8).

2.4.6. BRECHES DE BELAŞO (Br)

Les brèches affleurent en deux points non éloignés près de Belaşo Mezra dans les couloirs tectoniques (0551, 0452). Elles ont une étendue faible sur les formations du flysch.

Ce sont des brèches calcaires à ciment rouge (calcite + hématite). Les tailles des éléments des brèches avoisinent un mètre. L'âge, généralement admis pour ces brèches est éocène. L'existence de celles-ci est surtout signalée par H. E. KELLOGG (1960) près de Baykan (41°30' E - 38°N, cf. Pl. 2).

Ces brèches sont très importantes quant à l'histoire géologique du massif de Bitlis, car elles sont essentiellement liées à des torrents descendant du massif de Bitlis. Ceux-ci ont évidemment déposé les brèches sur les formations du flysch déjà exondées. Donc, dès l'Eocène, les formations du flysch et le massif de Bitlis ont formé des zones surélevées.

1. La comparaison a été faite avec le basalte donné par R. A. DALY (1933) (in TURNER et WERHOOGEN, p. 57, table 1).

2.5. FORMATIONS TERTIAIRES AUTOCHTONES

Les affleurements de la dépression Siirt-Diyarbakir de notre terrain appartiennent au Tertiaire autochtone au Sud-Ouest de la ligne de charriage du Sud-Est anatolien (voir Pl. 2). Il s'agit d'une formation molassique surmontant directement en fausse concordance le calcaire lutétien (formation de Midyat) de la partie nord de l'anticlinal de Gölap (fig. 2-79).

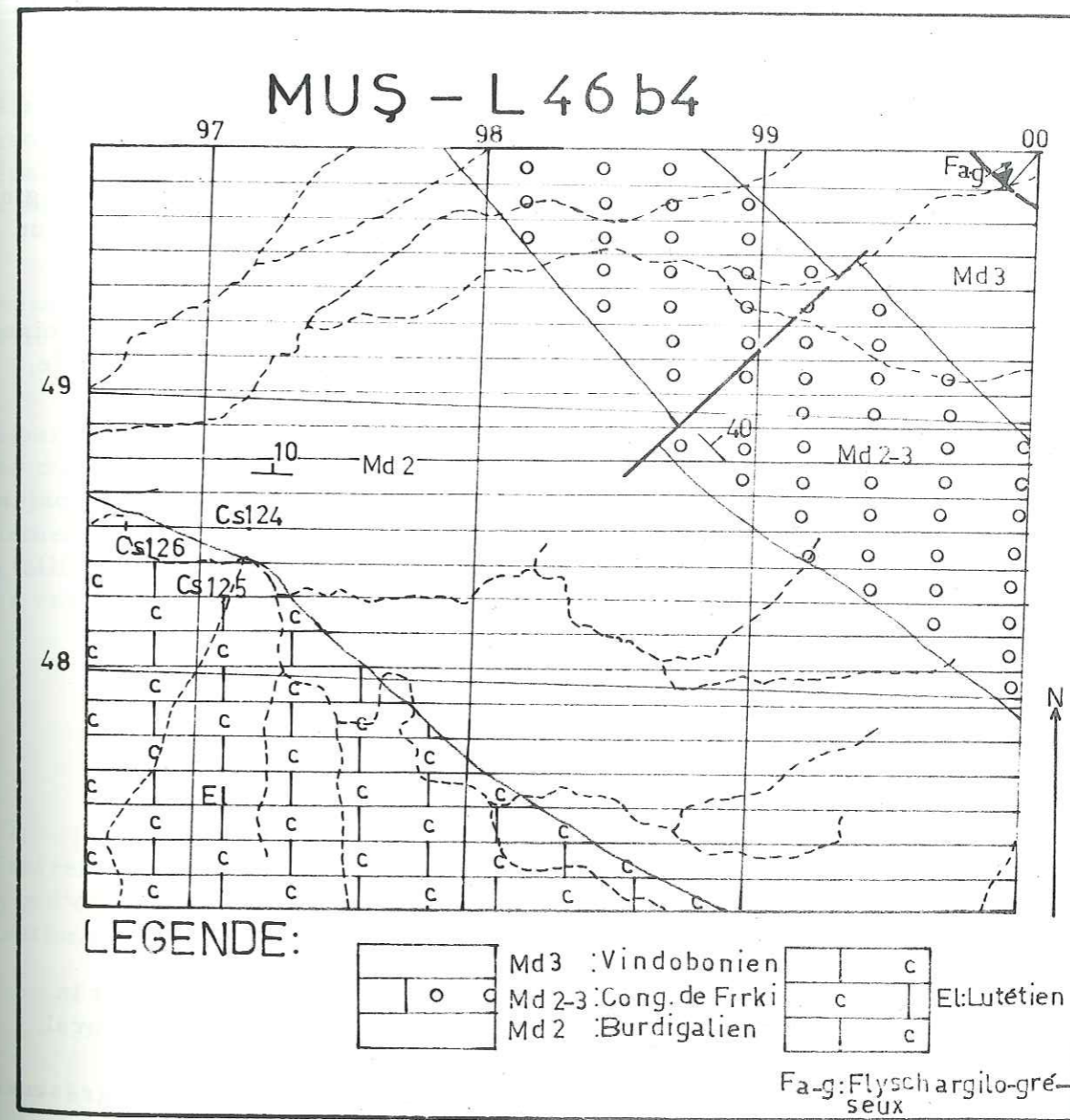


Figure 2-79

2.5.1. LUTETIEN (El, formation calcaire de Midyat)

Formant une surface structurale, il affleure très bien au Sud, dans l'anticlinal de Gölap. Mais celui-ci est au-delà de notre limite cartographique. Cependant le sommet de cette formation a été échantillonné pour le comparer avec les boules à nummulites des conglomérats de Firkî.

Son épaisseur, au Sud-Est, serait de l'ordre de 1 000 m. Mais le forage pétrolier (Gölap-1) n'en a indiqué que 157 m pour cet anticlinal, ce qui est dû à l'érosion et à la variation d'épaisseur.

Il s'agit d'un calcaire beige clair, bien lité, zoogénique. Sa patine est gris clair. A la cassure, il est d'un éclat porcelainier, très finement grenu.

Sous le microscope, on peut distinguer des éléments figurés d'origine organique et parfois avec quelques microéléments de quartz, le tout réuni par un ciment calcaire de texture granuleuse.

Les lames minces ont fourni quelques microfossiles. Des déterminations approximatives ont été faites par M. PAIRIS (Institut Dolomieu, Grenoble, 1970).

Cs 126 :

- Miliolites
- Algues
- Lithothamniés

Cs 125 :

- Nummulites de très petite taille
- Débris de lithothamniés.

Cs 121 :

- Alvéolines
- Nummulites
- Miliolites (Triloculina)
- Quinquiloculina
- Operculina

Cs 119 :

Le lithothamnium, accompagné de débris sableux et la présence d'autres algues indiquent un faciès littoral.

2.5.2. MIOCENE INFÉRIEUR ET MOYEN (Molasse marno-gréseuse) (Md2)

Les auteurs qui ont travaillé à l'établissement des cartes géologiques du Sud-Est de la Turquie parlent d'une transgression de la mer burdigalienne dé-

posant des sédiments à faciès de molasse.

İ. E. ANTINLI (1966) la groupe sous le nom de formation de Dicle.

Dans notre secteur cette molasse est en fausse concordance sur la surface d'érosion des calcaires à nummulites. Elle débute par des "shales" et des marnes suivis de bancs gréseux indurés de couleur gris. Dans les premiers 50 m, il existe une dizaine d'intercalations à bancs décimétriques de calcaires zoogéniques de couleur marron (voir "log" Pl. 8).

Puis, elles deviennent marno-gréseuses, et forment une topographie très douce. Les marnes ont des couleurs gris blanc et sont très pulvérulentes, alors que les grès sont fins à grossiers, et même parfois conglomératiques. Cette monotonie s'interrompt au niveau des bancs conglomératiques formant une falaise d'épaisseur très variable de 15 à 250 m, et sont groupés sous le nom de "Conglomérat de Firkî".

A l'intérieur de cette formation aucun fossile n'a été déterminé. Cependant, les déterminations de fossiles (cf. ci-dessous) à l'intérieur du conglomérat de Firkî nous ont incité à admettre l'âge miocène inférieur de cette molasse.

L'épaisseur de ce conglomérat est très variable. A la base, il est toujours sur les marnes et sur les grès tendres. Ceux-ci s'entremêlent avec les grès durs et conglomérats à graviers de 2 cm de longueur maximale. Les bancs sus-jacents ne sont que des passées conglomératiques lenticulaires, passant latéralement à des grès et de nouveau à des conglomérats à gros et petits éléments. La taille des éléments varie de 1 à 80 cm. On y rencontre des éléments de nature très variable :

- boules calcaires à nummulites de l'anticlinal du Sud
- calcaires zoogéniques des intercalations de la base de la série marno-gréseuse
- divers éléments du massif de Bitlis : boules calcaires du Permien, micaschistes, leptynites, boules de granites.

Le tout est cimenté par un grès grossier. Une partie des galets calcaires est impressionnée ou perforée par des mollusques lithophages. A côté, il y a d'énormes coelentérés, des coraux et des micro-organismes dont les déterminations effectuées au M. T. A. ont donné un âge burdigalien-vindobonien.

Echantillon Cs 120, localité : Hêlis (9749-L46b1, Cacas)

Favia sp.

Néoalveolina sp.

Miogypsinoïdes sp.

Amphistegina sp.

Peneroplidae

Débris de gastéropodes

Ö. AKSOY (1970) leur attribue un âge burdigalien. Toutefois, les corollaires pourraient indiquer un âge plus récent.

Echantillon Cs 122 même localité que Cs 120.
Torbellastraea reusiana Edwards-Haime, âge vindobonien.

S. TUZCU (1970) a fait des lames minces dans la partie gréseuse de l'échantillon et y a trouvé des débris remaniés de *Discocyclina* sp. Elle indique que celui-ci était présent dans les niveaux antérieurs au Miocène.

La formation de ce conglomérat polygénique contenant en galets des échantillons de toutes les roches antérieures peut être considérée comme deltaïque à partir des torrents venant du Nord et du Sud.

La formation est surmontée par des grès et des marnes non consolidés et a passées conglomératiques rappelant ceux qui sont à la base de la formation, sans toutefois les intercalations calcaires. Leur monotonie est interrompue par des paquets conglomératiques intercalés, lenticulaires par endroits ; ces grès et marnes à passées conglomératiques sont colorés en rouge ou en lie-de-vin.

La partie supérieure de cette série tertiaire est chevauchée par le flysch du Crétacé supérieur-Paléocène.

De ce fait, il n'est pas possible de dire comment la série se termine. Mais son épaisseur serait de l'ordre de 800 m.

I.E. ALTINLI (1966) signale que dans cette partie du Sud-Est anatolien, la mer du Miocène inférieur et moyen a transgressé les séries antérieures en déposant des sédiments à faciès de molasse.

Près du district de Dicle, les couches de molasse sont de couleur gris, mais au voisinage du massif de Bitlis elles sont colorées en rouge.

Entre la commune de Cacas et le village de Sinda il existe des lentilles conglomératiques faites de galets métamorphiques de grande étendue. Ce poudingue de type de Nagelfluh (dénommé "conglomérats de Hazi") a la valeur d'un terme de formation molassique de Dicle, et n'est constitué que par des matériaux détritiques des deltas intercalés dans les sédiments molassiques.

Si l'on combine les observations de cet auteur et nos trouvailles de fossiles concernant cette région de Cacas, on peut dire qu'il s'agit de formations marines molassiques du Miocène inférieur et moyen, où sont intercalés des conglomérats polygéniques d'origine deltaïque, apportés par les torrents descendant du Nord et du Sud vers cette mer.

A la fin du Vindobonien, la mer se retire de cette contrée pour n'y plus venir et s'établir dans des régions plus méridionales.

AGE ET AGE		FORMATION	SYMBOLE	EPAISSEUR	LITHOLOGIE DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	
<p>PI. 8</p> <p>REGION DE CACAS</p> <p>COUPE SCHEMATIQUE DES FORMATIONS TERTIAIRES</p> <p>(SERIE AUTOCHTONE)</p> <p>1/5000.</p>						
Eocene	LUTETIEN	Calc. de Midyat	El.	157m.		<p>Cs125 Cs126</p> <p>(Fausse concordance) Surface d'érosion</p> <p>Calcaire crème-blanc ou beige, bien lité, en d'épaisseur variable, très finement grenu.</p>
		Faciès marin	Md2	≈ 250m.		<p>Alternance de marnes gris-blanc très finement gréseuses, friables et de grès tendres ou cohérents, de couleur grise, parfois microconglomératiques.</p>
	BURDIGALIEN	Faciès marin	Md2-3	≈ 200m.		<p>Cs122 Cs120</p> <p>Conglomérats polygéniques à galets de longueur très variables, lenticulaires, à passées gréseuses.</p>
Miocène	VINDOBONIEN	Faciès marin	Md3	≈ 300m.		<p>Charriage principal du Sud-Est anatolien</p> <p>Lentille de conglomérat</p> <p>Grès lités, peu marneux, gris, parfois colorés en rouge brique, cohérents ou friables, avec quelques passées conglomératiques.</p>

CHAPITRE 3 - ETUDE PETROCHIMIQUE

- 3.1. INTRODUCTION
 - 3.2. ETUDE PETROCHIMIQUE DES AMPHIBOLITES MASSIVES
ET GNEISS A AMPHIBOLE
 - 3.3. ETUDE PETROCHIMIQUE DE L'ENSEMBLE PARAGNEISSIQUE
 - 3.4. ETUDE PETROCHIMIQUE DES GNEISS BLANCS (Leptynites)
 - 3.5. ETUDE PETROCHIMIQUE DES GNEISS VERTS
 - 3.6. ETUDE PETROCHIMIQUE DES GRANITES
 - 3.7. CONCLUSION A L'ETUDE PETROCHIMIQUE DU SOCLE ANCIEN
 - 3.8 ETUDE PETROCHIMIQUE DES ROCHES DE LA COUVERTURE
EPIMETAMORPHIQUE
-

3.1. INTRODUCTION

L'étude géologique et pétrographique a permis de reconnaître 4 entités différentes groupant plusieurs faciès pétrographiques, à savoir :

- le socle ancien du massif de Bitlis (roches métamorphiques et plutoniques)
- la couverture épimétamorphique (roches légèrement métamorphiques d'origine sédimentaire et volcanique)
- la zone de flysch orogénique (roches sédimentaires et volcaniques)
- les formations tertiaires autochtones (roches essentiellement sédimentaires).

La reconnaissance de la lithologie initiale pour les roches des 3 dernières entités est possible par la seule composition minéralogique. Pour celles-ci, les analyses chimiques ont été effectuées uniquement sur des faciès d'origine (présumée) volcanique ou présumée comme telle d'après l'étude pétrographique.

La plupart des analyses chimiques des roches totales et des minéraux se rapportent au socle ancien du massif de Bitlis. Car, ici, les seules paragenèses observées ne permettent pas de déterminer avec certitude l'origine de ces roches, le type et le degré de leur métamorphisme.

En ce qui concerne l'origine de ces faciès, le mode de gisement et les données pétrographiques ont permis des hypothèses plus ou moins plausibles qui sont reprises ici.

Les 20 analyses chimiques (16 roches et 4 minéraux) ont été utilisées sur des diagrammes judicieusement choisis. Car, l'utilisation de la gamme très étendue des diagrammes dont disposent les pétrographes, peut parfois amener à des résultats erronés, si l'on n'en connaît pas le but d'application.

Nous pensons que ce nombre d'analyses est suffisant pour les roches du socle ancien dont la composition minéralogique est peu variable à l'intérieur de chaque catégorie définie.

La localisation des échantillons des analyses chimiques ainsi que celle des mesures géochronométriques et des points de prélèvement de tous les échantillons est indiquée sur la carte d'échantillonnage (Pl. 11).

La légende des dessins (cf. Pl. 9) regroupe les numéros des échantillons, les symboles lithologiques, les désignations et les symboles arbitraires des diagrammes et plus précisément le nombre d'analyses chimiques effectuées pour chaque catégorie de roches.

Tableau 3-2

Ech.	Proport. moléc. 1000			Paramètres		
	K ₂ O	Na ₂ O	CaO'	K	N	C
Ba 30	12	45	99	7,7	28,8	63,5
Ba 32	16	47	112	9,1	26,9	64,0
Cs 54	12	68	81	7,4	42,2	50,4
Cs 104	14	57	56	11,0	45,0	44,0
Cs 53	1	110	6	0,9	94,0	5,1
Cs 92	3	103	11	2,6	88,0	9,4
Cs 131	41	57	19	35,0	48,7	16,3
Cs 143	27	80	10	23,4	68,3	8,4
Ba 27	18	84	43	12,4	58,0	29,6
Cs 137	1	106	4	0,9	95,5	3,6
Ba 11	1	107	1	1,0	98,0	1,0
Cs 101	38	63	19	31,7	52,7	15,8
Cs 138	38	65	15	32,2	55,0	12,8
Cs 33 ₁	1	63	82	0,6	43,2	56,2
2	1	63	77	0,6	44,7	54,7
Cs 78 ₁	1	84	34	5,6	67,2	27,2
2	7	84	20	6,3	75,7	18
Cs 48	21	68	81	12,4	40,0	47,6

1 : CO₂ non dosé

2 : CO₂ dosé

DIAGRAMMES KN C DE FREY

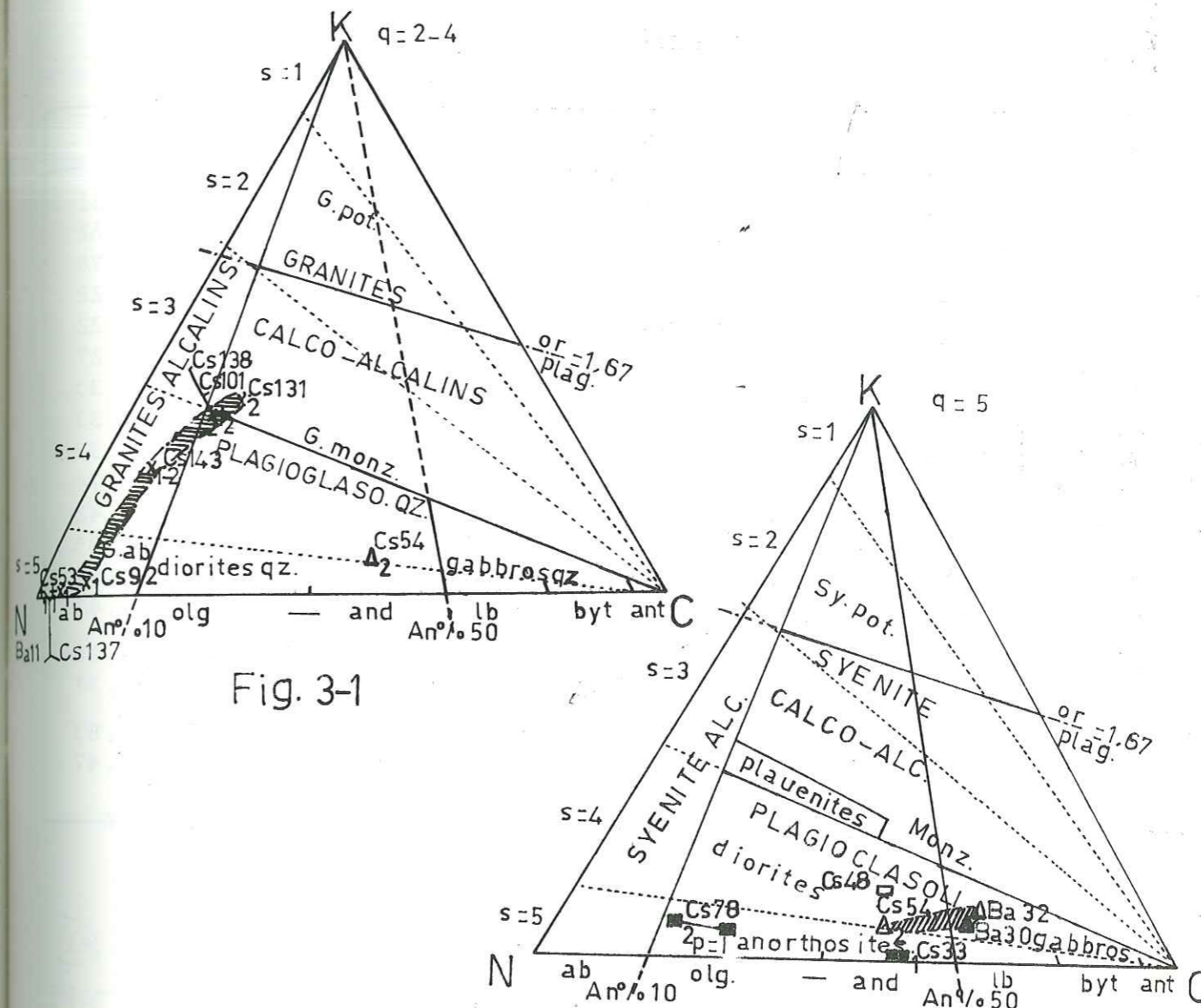


Fig. 3-1

Fig. 3-2

Figures 3-1 et 3-2. Répartition des échantillons de la région de Cacas sur le triangle KNC de R. Frey (1937) :

- G. pot. : granites potassiques, Or/plag. $\geq 1,67$
- G. monz. : granites monzonitiques, $0,60 \leq$ Or/plag. $\leq 1,67$
- G. ab : granites alcalins albitiques, s = 5
- Qz, : quartzique, Or/plag. : orthose/plagioclase

ab - olg - and - lb - byt - ant
 albite - oligoclase - andésine - labrador - bytownite - anorthite
 An% - 0 - 10 - 30 - 50 - 70 - 90 - 100

Tableau 3-3

Ech.	A	C	F	A'	K	F
Ba 30	21,65	29,19	49,15	5,53	4,15	90,31
Ba 32	24,00	26,66	49,33	4,84	5,53	89,62
Cs 54	26,91	30,94	42,14	9,73	6,48	83,78
Cs 104	34,42	24,90	40,68	16,66	11,11	72,22
Cs 53	23,33	10,23	66,42	15,55	2,22	82,22
Cs 92	47,91	22,91	29,16	41,38	10,34	48,27
Cs 131	43,05	26,38	30,55	16,00	54,66	29,33
Cs 143	36,95	26,08	36,95	13,72	52,94	33,33
Ba 27	33,38	31,03	35,57	17,82	17,82	64,35
Cs 137	34,21	10,52	55,26	29,03	3,22	67,74
Ba 11	8,69	69,56	21,73	14,28	14,28	71,42
Cs 101	40,00	27,14	32,85	12,85	54,28	32,85
Cs 138	32,72	29,09	38,18	4,83	61,29	33,87
Cs 33 ₁	23,64	21,47	54,79	14,28	0,27	85,43
2				15,44	0,27	84,28
Cs 78 ₁	17,59	20,70	61,70	13,43	2,18	84,37
2				17,06	2,09	80,83
Cs 48	25,93	31,92	42,14	15,29	8,23	76,47

$$A = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - ([Na_2O] + [K_2O])$$

$$C = [CaO] - 3,3 [P_2O_5]$$

$$F = [MgO] + [MnO] + [FeO] \quad \text{avec } \sum A + C + F = 100$$

$$A' = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - ([Na_2O] + [K_2O] + [CaO])$$

$$K = [K_2O]$$

$$F = [FeO] + [MgO] + [MnO]$$

$$\sum = A' + K + F = 100$$

—DIAGRAMMES ACF A'FK—

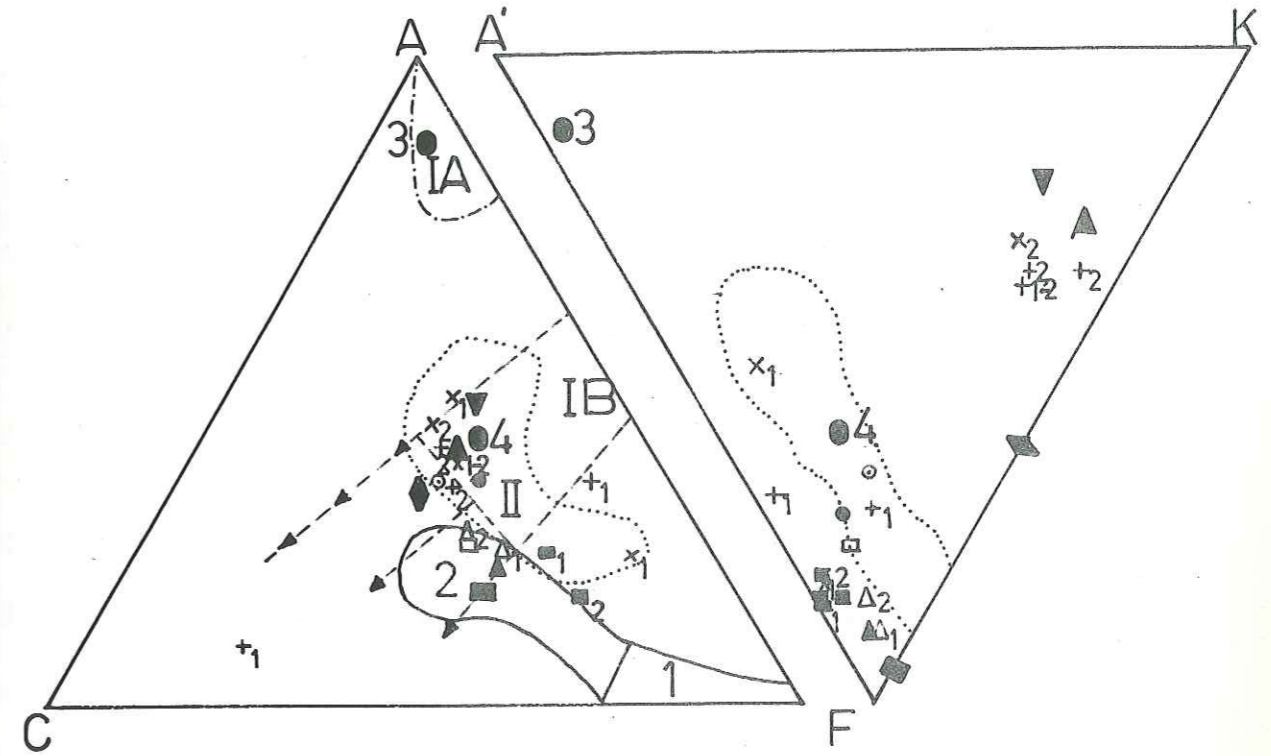


Figure 3-3. Composition chimique de différentes roches magmatiques et sédimentaires portées sur des diagrammes ACF et A'FK (d'après H. G. F. WINKLER, 1965).

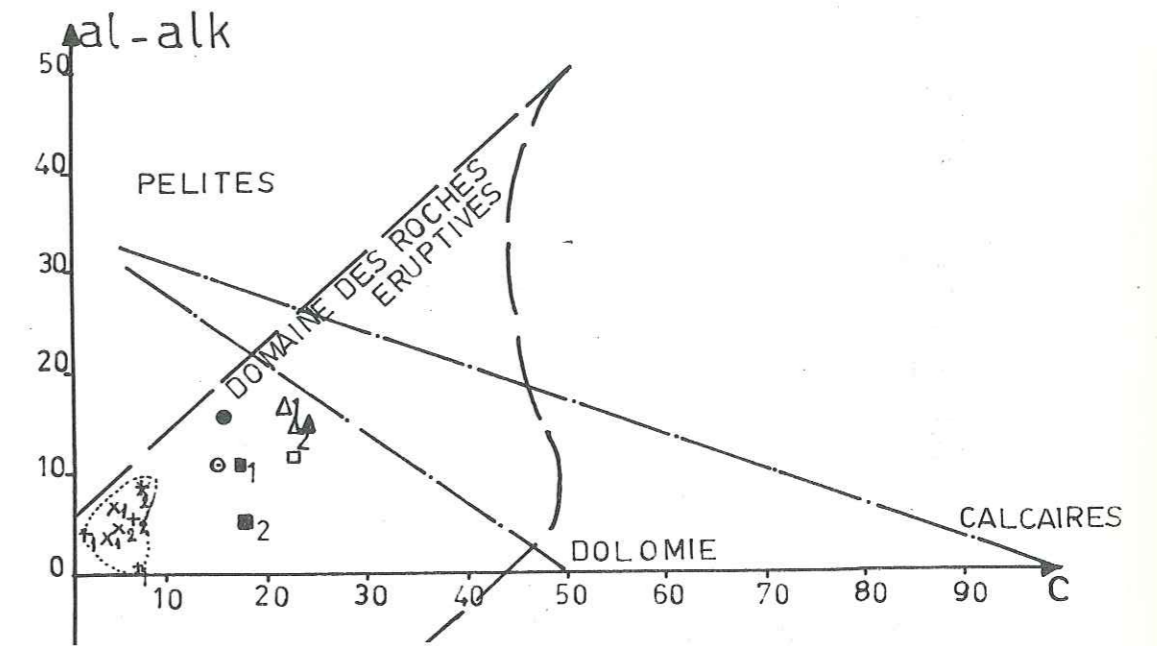
- IA) argiles et argiles schisteuses riches en Al.
 - IB) argiles et argiles schisteuses soit sans carbonates soit contenant jusqu'à 35 % de carbonate ; entre les flèches : marnes à 35 à 65 % de carbonate
 - II) grauwackes
 - I) roches ultrabasiques
 - 2) " basaltiques et andésitiques
 - roches basaltiques
 - ◆ granodiorites
 - ▲ granites calco-alcalins
 - ▼ granites alcalins (d'après S. R. NOCKOLDS, 1954)
 - 3 argiles continentales de la ceinture tropicale
 - 4 argiles marines
- (3 et 4 d'après A. B. RONOVA et Z. V. KHLEBNIKOVA, 1957)

Tableau 3-4

Paramètres de Niggli et diagramme 100 mg-c-(al-alk)

Ech.	al	fm	c	alk	si	100 mg	c	al-alk
Ba 30	23,50	44,20	23,80	8,60	133	62,13	23,28	14,58
Ba 32	26,20	43,00	21,40	9,40	129,2	60,12	22,33	17,53
Cs 54	28,90	34,10	22,70	14,30	170	57,13	26,09	16,78
Cs 104	33,93	32,38	15,28	18,39	298,4	55,47	22,07	22,45
Cs 53	42,60	15,14	3,17	39,08	448,9	90,98	4,27	4,74
Cs 92	47,20	8,34	4,17	40,20	488	81,74	6,82	11,44
Cs 131	45,95	11,02	6,98	36,03	467	63,96	14,88	21,15
Cs 143	45,45	9,47	4,54	40,53	489	85,55	6,93	7,52
Ba 27	35,60	24,80	14,70	25,00	269	61,26	22,51	16,23
Cs 137	46,00	10,60	1,57	42,00	516	90,89	2,57	6,54
Ba 11	45,41	2,91	6,66	45,00	557	88,96	10,39	0,64
Cs 101	45,35	11,22	6,88	36,61	455	71,24	12,66	16,09
Cs 138	44,69	10,23	6,06	39,01	486	81,52	9,54	8,94
Cs 33	19,46	55,33	16,66	8,53	104,6	67,50	19,62	12,87
Cs 78	18,10	51,70	17,00	13,20	107,3	66,41	26,07	7,51
Cs 48	24,89	39,97	22,10	13,03	118,6	64,16	23,32	12,51

- DIAGRAMME c-(al-alk) -



- DIAGRAMME 100mg - c - (al-alk) -

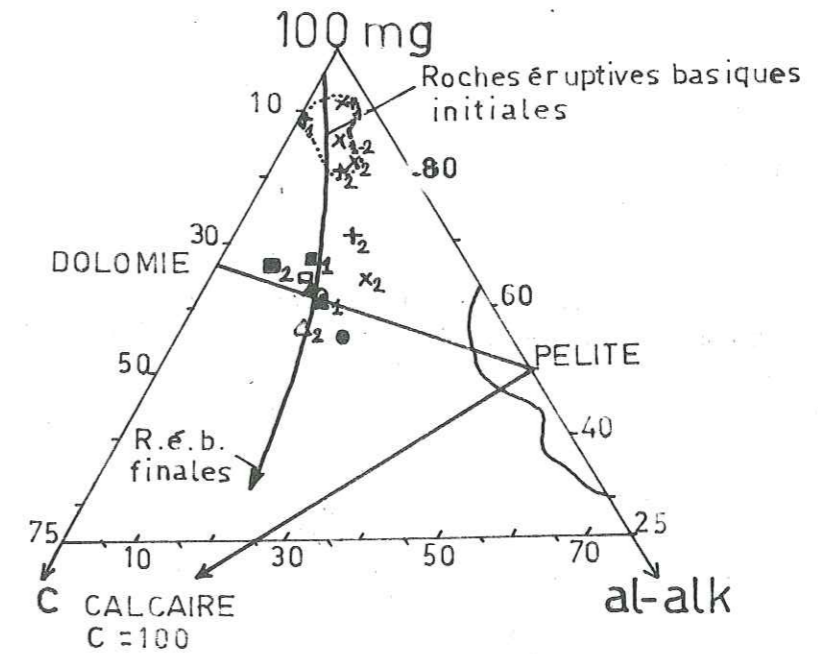


Fig. 3-6

— DIAGRAMME DE PETTIJOHN —

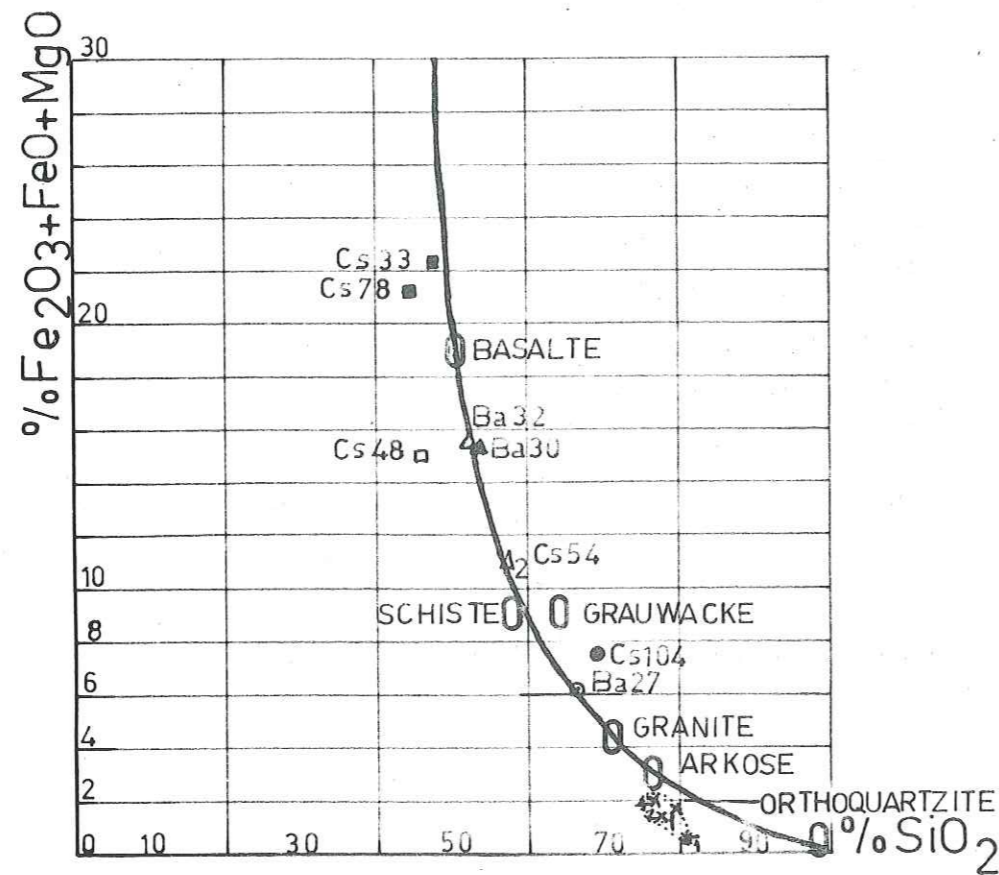


Figure 3-4. Relation entre les pourcentages de Fe₂O₃ + FeO + MgO et le pourcentage de SiO₂ (d'après F. J. PETTIJOHN, 1949).

3.2. ETUDE PETROCHIMIQUE DES AMPHIBOLITES MASSIVES ET GNEISS A AMPHIBOLE

Lors de l'étude pétrographique, nous avons émis l'hypothèse que les amphibolites massives et gneiss à amphibole proviendraient d'un vieux massif de type gabbro-dioritique. Pour confirmer, ou infirmer cette hypothèse, à partir des critères chimiques, nous avons utilisé plusieurs diagrammes dont certains sont assez significatifs.

3.2.1. Amphibolites massives et gneiss à amphibole, biotite et grenat (Ba 30 et Ba 32 sur les figures)

Quel que soit le diagramme, ces deux points figuratifs sont confondus ou très proches.

1 - Diagramme KNC de Frey (1937) (fig. 3-2)

Ce diagramme, K = 100 K₂O, N = 100 Na₂O et C = 100 CaO' (chaux utilisée pour former l'anorthite) représente graphiquement la classification de A. Lacroix.

Les échantillons-type Ba 30 et Ba 32 tombent dans le domaine des gabbros. Les lignes abaissées du sommet K passant par ces points, indiquent la teneur en An des plagioclases de ces gabbros.

Il s'agit de labrador (An 54 et An 58), plagioclase basique qui est actuellement transformé en zoïsite + séricite + albite.

2 - Diagramme ACF et A'FK (fig. 3-3)

Le calcul des paramètres A, C, F et A'FK se réalise à l'aide des formules générales établies par P. ESKOLA (1939) et H. G. F. WINKLER (1965). Leur expression est donnée dans le tableau 3-3. Les diagrammes triangulaires ACF et A'FK donnent l'aire de répartition des différentes roches sédimentaires et plutoniques. Les échantillons Ba 30 et Ba 32 se situent dans le domaine des roches basaltiques.

Dans le diagramme A'FK, ils sont proches du pôle F, ce qui explique la faible teneur en K₂O.

3 - Diagramme de Pettijohn (fig. 3-4)

Ce diagramme est établi d'après la relation entre les teneurs cumulées en Fe₂O₃ + FeO + MgO et la teneur en SiO₂. Ba 30 et Ba 32 confondus, se situent près du point "Basalte". Malgré sa réputation classique, ce diagramme se révèle insuffisant pour le diagnostic des roches métamorphiques, car les points figuratifs

des roches sédimentaires et plutoniques sont très rapprochés.

4 - Diagramme c-(al-alk) et diagramme 100 mg-c-(al-alk)(tableau 3-4, fig. 3-5 et 3-6)

Les deux diagrammes utilisent les paramètres de Niggli, et en quelque sorte, ils se complètent. Mais le second est surtout utilisé par B. E. LEAKE(1964) pour la distinction des ortho- et para-amphibolites.

Les tendances sédimentaires ou plutoniques sont assez bien dégagées dans le diagramme c-(al-alk), mais, toutefois les deux domaines se recourent. Les échantillons Ba 30 et Ba 32, confondus une fois de plus, comme tous les autres figurent, dans le domaine des roches éruptives. Dans le second diagramme, ils se trouvent placés sur la courbe de tendance ignée tracée par LEAKE.

5 - Diagramme de H. de la Roche ($Fe_2O_3(total) + TiO_2 + CaO / 0,73 \cdot SiO_2 / Al_2O_3$) (fig. 3-7)

-DIAGRAMME - $Fe_2O_3(total) + TiO_2 + CaO - SiO_2 \cdot 0,73 - Al_2O_3$ -

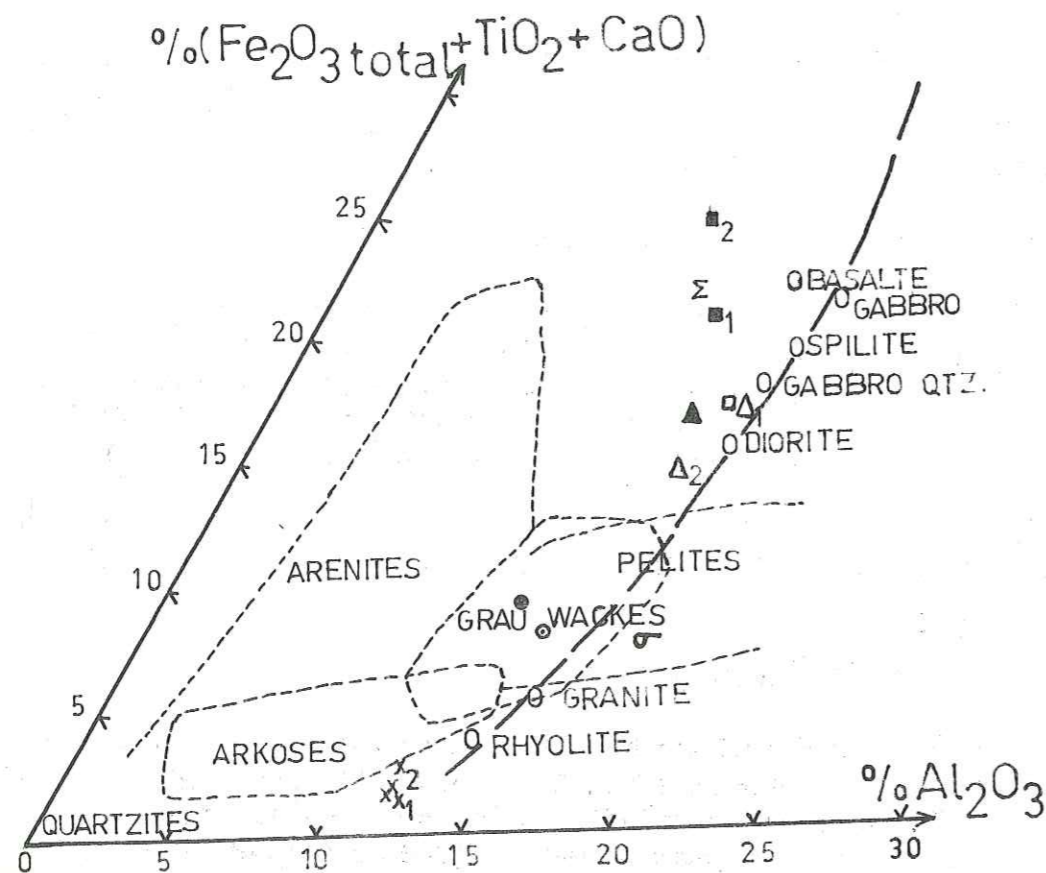


Fig.3-7

Ce diagramme est basé sur le fait que les teneurs cumulées $Al_2O_3 + Fe_2O_3(total) + TiO_2 + CaO$ et SiO_2 sont toujours liées dans la nature par une loi linéaire simple de type :

$$Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO = -K/100 \cdot SiO_2 + K$$

La valeur de K trouvée par cet auteur à partir d'un grand nombre d'analyses est 0,73 que nous adapterons ici.

Il est étonnant que dans le terme des oxydes ne figure pas le MgO à côté de CaO dans un diagramme où figurent les domaines sédimentaires.

Les points Ba 30 et Ba 32 sont situés au voisinage de la courbe de tendance ignée, mais entre le pôle dioritique et gabbro-quartzique. Ceci provient, probablement de la valeur $K = 0,73$ non applicable aux roches du massif de Bitlis. Car les valeurs de $Al_2O_3 = 17,40$ pour Ba 30 et $17,85$ pour Ba 32 et celles de $Fe_2O_3(total) + TiO_2 + CaO = 15,90$ et $17,80$ sont très voisines.

6 - Diagramme $MgO - K_2O - Na_2O$ de H. de la Roche (fig. 3-8)

A partir de nombreuses analyses, cet auteur a pu tracer une courbe de tendance ignée allant des gabbros aux rhyolites. Il est réconfortant de voir que les échantillons Ba 30 et Ba 32 se trouvent près du pôle "Gabbro" et sur la courbe des roches éruptives.

DIAGRAMME $MgO - K_2O - Na_2O$ (H. de LA ROCHE)

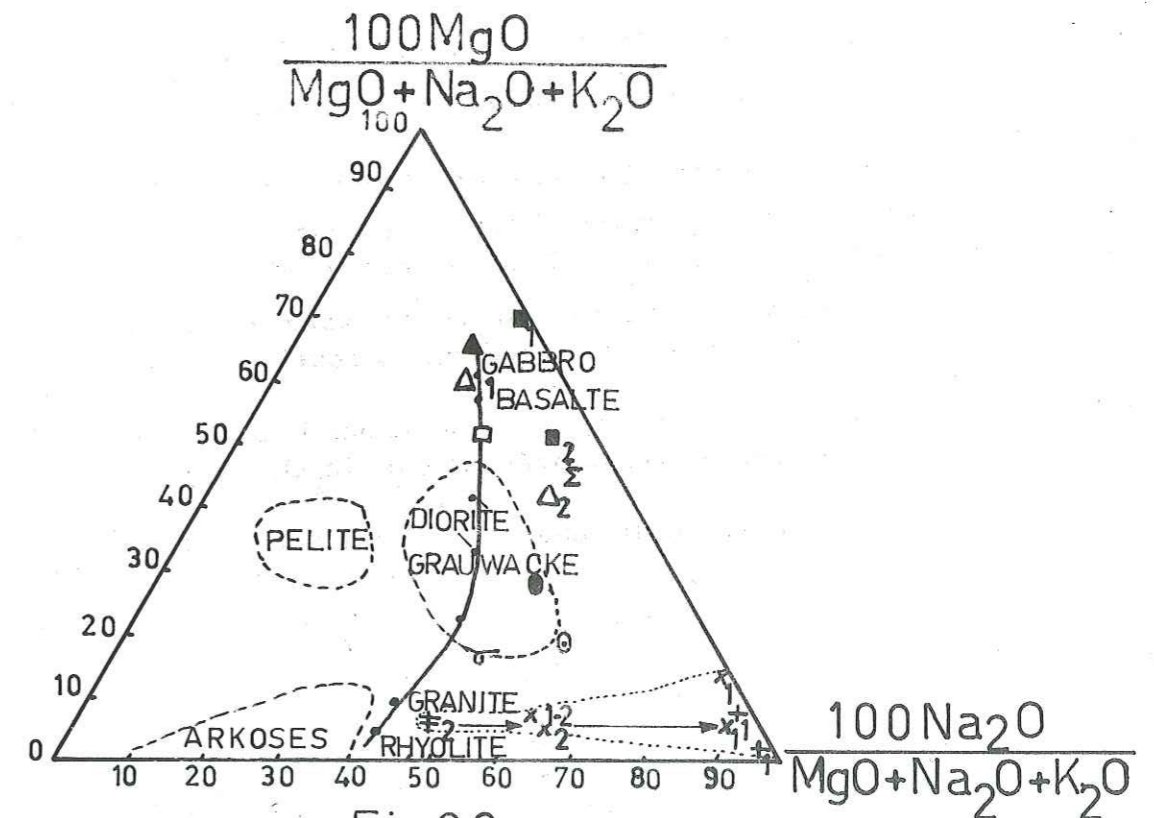


Fig.3-8

Quel que soit le diagramme, les amphibolites massives et les gneiss à amphibole, biotite et grenat semblent liés à un ancien massif de gabbros. Seules les structures et les paragenèses minérales différencient ces deux groupes de roches.

3.2.2. Gneiss peu quartziques à amphibole (Cs 54 sur les figures)

1 - Diagramme KNC (fig. 3-2)

L'échantillon se place dans l'aire des diorites, près des gabbros. Ainsi, peut-on parler d'une suite continue allant des gabbros à l'échantillon Cs 54. Cette suite aurait alors une teneur en K_2O constante mais faible (caractéristique des plagioclisolites).

2 - Diagramme ACF et A'FK (fig. 3-3)

L'échantillon est situé dans le domaine des roches basaltiques du côté dioritique.

3 - Diagramme Pettijohn (fig. 3-4)

L'échantillon se place entre le basalte et le granite.

4 - Diagramme c-(al-alk) et diagramme 100 mg-c-(al-alk) (fig. 3-5 et 3-6)

L'échantillon se trouve très rapproché de ceux des amphibolites massives et gneiss à amphibole, donc dans le domaine des roches éruptives du premier et sur la courbe de tendance ignée.

Cette courbe de tendance ignée met l'accent sur la suite éruptive observée dans le triangle KNC.

Nous pensons que tout cela suffit largement à établir l'origine ortho de nos roches à amphibole.

5 - Diagramme $(Fe_2O_3 \text{ (total)} + TiO_2 + CaO) / SiO_2 \cdot 0,73 / Al_2O_3$ (fig. 3-7)

L'échantillon est près du pôle "diorite" légèrement déplacé à cause du $K = 0,73$.

6 - Diagramme $MgO - K_2O - Na_2O$ de H. de la Roche (fig. 3-8)

Placé sur ce diagramme, l'échantillon Cs 54 témoigne de l'importance de Na_2O par rapport à MgO et K_2O . Déplacé vers le pôle Na_2O , peu éloigné des diorites, Cs 54 indique que l'apport de Na_2O est assez important et non originel, car sur les autres diagrammes il se place sur la courbe de tendance ignée.

Il est naturel que cet apport, traduit par l'albitisation, ressorte sur des diagrammes tenant compte de la présence de Na_2O .

Nous avons examiné la teneur en Ti des amphibolites massives et

gneiss à amphibole à l'aide du diagramme $TiO_2 / \frac{FeO + Fe_2O_3}{MgO}$ de A. Nicolas¹. "Le titane, toujours en quantité négligeable dans les MgO ultrabasites, marque une affinité remarquable pour les roches basiques surtout de tendance alcaline" (A. NICOLAS, 1966).

Les points tombent sur la courbe caractérisant le complexe syrien où la différenciation, des différents groupes pétrographiques, n'est pas tranchée et la teneur en Ti est relativement faible. Nos roches Ba 30, Ba 32 et Cs 54 sont à l'intérieur du domaine des gabbros.

3.2.3. Conclusion

Lors de la recherche de l'origine des amphibolites massives, des gneiss à amphibole, biotite et grenat et des gneiss peu quartziques à amphibole, les diagrammes ont montré une compatibilité extraordinaire. Ainsi ils permettent de dégager que nos roches à amphibole constituaient, avant métamorphisme, un vieux massif gabbro-dioritique.

3.3. ETUDE PETROCHIMIQUE DE L'ENSEMBLE PARAGNEISSIQUE (Cs 104 sur les figures)

Rappelons que les paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat et \pm sillimanite sont formés par l'alternance de bancs gneissiques et micaschisteux.

L'échantillon-type provient de la partie micaschisteuse.

1 - Diagramme ACF et A'FK (fig. 3-3)

Sur le diagramme ACF, Cs 104 est placé dans le domaine commun aux grauweekes et argiles jusqu'à 35 % de carbonate.

Donc, une première tendance sédimentaire se dégage assez nettement. Ceci se vérifie aussi sur le diagramme A'FK.

2 - Diagramme de Pettijohn (fig. 3-4)

L'échantillon n'est pas placé sur la courbe, mais du côté des grauweekes, assez loin des schistes. Ceci est dû à l'excès de SiO_2 que présente cet échantillon.

3 - Diagramme c-(al-alk) et diagramme 100 mg-c-(al-alk) (fig. 3-5 et 3-6)

Dans le premier, le point représentatif s'approche de la ligne de séparation du domaine des pélites et du domaine des roches métamorphiques.

1. Première thèse A. NICOLAS, 1966, p. 129.

On voit que Cs 104 a une valeur al-alk faible.

Dans le second, il est compris dans le domaine-dolomie-pélite-calcaire du côté de la droite rejoignant dolomie-pélite. Donc, il s'agit d'une roche sédimentaire argilo-dolomitique.

4 - Diagramme $Fe_2O_3(\text{total})+TiO_2+CaO/SiO_2 \cdot 0,73/Al_2O_3$ (fig. 3-7)

L'échantillon Cs 104 est également compris dans un domaine commun aux pélites et aux grauwackes. Ce diagramme, ne tenant pas compte de Na_2O démontre bien la faible teneur en Al_2O_3 de cet échantillon. Malgré la riche teneur en SiO_2 , celui-ci est loin du domaine des arkoses.

Pour voir son comportement vis-à-vis d'une grauwacke typique, nous avons reporté la valeur moyenne de 5 grauwackes tirée de TURNER et VERHOOGEN¹ (σ sur les figures). Ce point tombe près de la ligne séparant les pélites des grauwackes. Donc, la grauwacke moyenne présente une teneur en Al_2O_3 plus importante que celle de Cs 104.

Nous comprenons pourquoi les paragneiss sont extrêmement pauvres en sillimanite et cordiérite.

5 - Diagramme $MgO-K_2O-Na_2O$ (fig. 3-8)

Ce diagramme permet de soulever l'indétermination signalée par les diagrammes précédents entre les pélites et les grauwackes.

Ainsi, l'échantillon Cs 104, se trouve dans le domaine propre aux grauwackes (c'est le cas de σ aussi) vers le pôle sodique de ceux-ci. Cela nous permet de dire aussi que ces échantillons sont relativement riches en Na_2O .

3.3.1. Conclusion

L'ensemble paragneissique, comme son nom l'indique, est formé de roches originellement sédimentaires et surtout de grauwackes ou de roches pé-lito-dolomitiques relativement pauvres en Al_2O_3 et riches en Na_2O .

Les grauwackes proprement dites présentent des caractères chimiques proches de ceux des basaltes et ne présentent pas les phénomènes de dégradation liés au cycle superficiel ($K > Na$). Les grauwackes originelles de la région de Cacas se trouvent donc contaminées, (présence importante de quartz et matrice pélitique traduite par la richesse en biotites). De ce fait elle ne présente plus le chimisme des gabbros, ni de composition sialique (granite ou leptynite). Mais cette contamination n'aboutissant pas à des shales ou à des roches argilo-carbonatées ($K > Na$) permet de supposer que celles-ci dérivent d'anciennes masses basaltiques (gabbros). Ainsi la chronologie relative établie sur le terrain (roches

1. P. MARSHALL, 1918 (in F. J. TURNER & J. VERHOOGEN, 1960, p. 271, tableau 26, col. 5) : $SiO_2 = 66,82$, $TiO_2 = 0,00$, $Al_2O_3 = 18,83$, $Fe_2O_3 = 2,58$, $FeO = 2,87$, $MnO = n. d.$, $MgO = 0,67$, $CaO = 2,67$, $Na_2O = 2,11$, $K_2O = 1,34$, $H_2O^{\pm} = 2,13$, total=100,02

a amphibole surmontées par l'ensemble paragneissique) se trouve être vérifiée par voie chimique.

3.4. ETUDE PETROCHIMIQUE DES GNEISS BLANCS (Leptynites)

Lors des études pétrographiques détaillées, pour nos deux catégories de leptynites, nous avons fait ressortir une origine éruptive (granite calco-alcalin).

Les échantillons Cs 53, Cs 92 représentent les leptynites hololeucocrates albitiques, l'échantillon Cs 131 les leptynites calco-alcalines. Nous avons eu la chance d'avoir un échantillon analysé ayant une position intermédiaire entre les deux groupes extrêmes. C'est le cas de Cs 143.

Pour discuter le chimisme des leptynites, il nous a paru indispensable de les étudier ensemble. Les résultats numériques sont donnés dans le tableau 3-1.

Tout d'abord, il ressort de ces tableaux qu'elles sont très quartzeuses (entre 77,5 et 76,20 % de SiO_2). La répartition des autres éléments est assez régulière et leur teneur est faible. Par contre, elles sont riches en Na_2O et parfois très pauvres en K_2O (0,05 % dans Cs 53).

1 - Diagramme KNC (fig. 3-1)

Dans ce diagramme, les 4 échantillons définissent un domaine compris à l'intérieur des granites alcalins (celui-ci comprend également nos divers granites intrusifs). L'origine des leptynites à partir d'un granite calco-alcalin ou alcalin est donc évidente avec ce diagramme. L'apport sodique, responsable de la transformation du granite originel se retrouve dans tous les stades(?).

L'intérêt de ce diagramme est évident, car lorsqu'on passe de la roche Cs 131 (ou Cs 101) à la roche Cs 53 (ou Ba 11), la valeur de $C = 100 CaO$ ne change presque pas. Alors c'est la potasse qui est remplacée par la soude, ce qui se traduit par la présence importante d'antiperthites riches en Ab. Cette albitisation semble tardive, postérieure au métamorphisme du socle ancien.

2 - Diagramme ACF et A'FK (fig. 3-3)

Les 4 échantillons ont des positions assez disparates en raison de la faible teneur de leurs éléments autres que SiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O . Cependant Cs 92 et Cs 143 tombent respectivement près du granite alcalin et du granite calco-alcalin.

3 - Diagramme de Pettijohn (fig. 3-4)

Le domaine en pointillé comprenant les leptynites et les granites est loin du point "granite". Ce diagramme fait donc ressortir la carence des oxydes ferromagnésiens et la richesse en SiO_2 par rapport à un granite considéré normal de ce diagramme.

4 - Diagramme c-(al-alk) et diagramme 100 mg-c-(al-alk)(fig. 3-5 et 3-6)

Les échantillons se placent dans un domaine particulier à l'intérieur de la vaste aire des roches éruptives. Il en ressort que les valeurs al-alk et c sont très faibles et constantes par tous les leptynites et granites.

5 - Diagrammes Fe_2O_3 (total)+ TiO_2 + $CaO/0,73.SiO_2/Al_2O_3$ et $MgO-K_2O-Na_2O$ (fig. 3-7 et 3-8)

Dans le premier, les points se confondent près du pôle "Rhyolite". Dans le second, les points sont passés vers le pôle Na_2O . Ceci complète le diagramme KNC de Frey, car, on voit que le remplacement de K_2O par la soude laisse à part la magnésie comme d'ailleurs tous les oxydes. Dans ce dernier cas, près du granite, apparaît la rhyolite. Ce qui n'est point étonnant.

La distinction entre ortho et paraleptynites était la préoccupation des divers auteurs. Si H. de LA ROCHE place le point "Rhyolite" comme le terme extrême siliceux de la courbe des roches ignées, il admet au moins que les rhyolites ont les pourcentages (Fe_2O_3 (total)+ TiO_2 + CaO) dans un cas et le pourcentage MgO dans l'autre plus faible que les granites.

Ces faits ne sont pas bien exploités dans le diagramme traitant uniquement la filiation des roches volcaniques.

Dans le diagramme, $R = 100 CaO/CaO + K_2O + Na_2O - SiO_2$ de J. Jung, tous les points concernant les leptynites et granites se trouvent près du domaine des rhyolites (fig. 3-9). La grande teneur en SiO_2 les sépare même de ce domaine rhyolitique. On a affaire alors à un matériel chimiquement très homogène.

-DIAGRAMME $R=100CaO/CaO+Na_2O+K_2O - SiO_2$ -

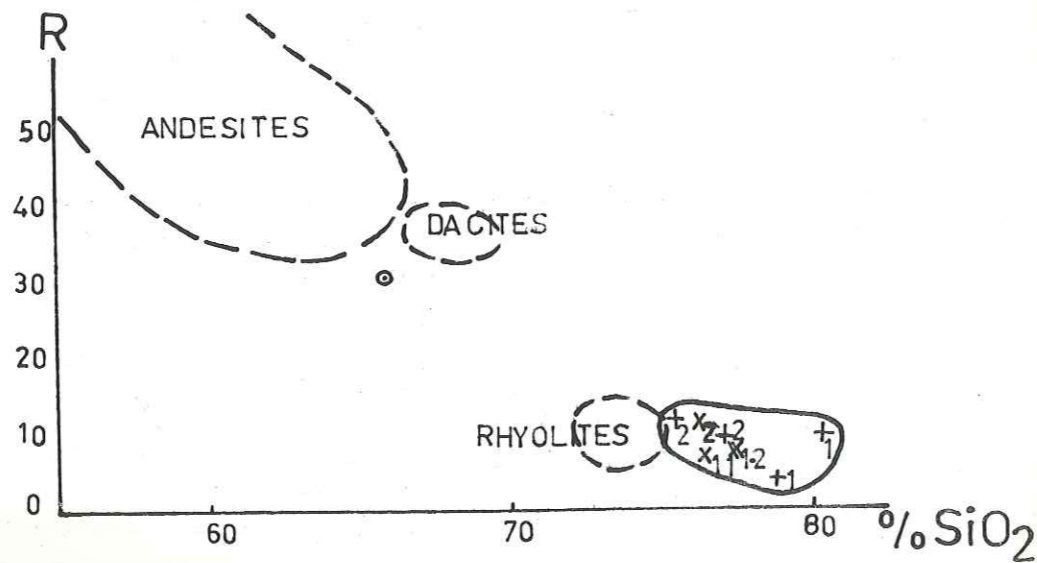


Fig.3-9

Pour être complet, nous nous référerons au tableau 3-5, inspiré de P. DAVOINE (1968).

Ce dernier, partant de la géochimie des leptynites, a essayé de distinguer les ortho-et paraleptynites.

Une simple lecture de ce tableau, nous enseigne que les conditions requises, pour que nos leptynites soient d'origine ortho et proviennent de rhyolites, sont amplement remplies.

En aucun cas, il ne s'agit ni de matériel dacitique ni de matériel sédimentaire.

Tableau 3-5

Géochimie des leptynites (distinction ortho - para)

% à l'analyse	ortho-leptynites provenant de rhyolites	ortho-lepty. provenant de dacites	paralepty.	Cs53	Cs92	Cs143	Cs131
CaO	< 2,5 %	> 2,5 %	< 2,5 %	0,50	0,60	0,65	1,05
Na_2O+K_2O	> 7 %	< 7 %	< 7 %	6,90	6,70	7,45	7,45
K_2O	> 3 %	< 3 %	-	0,05	0,30	2,50	3,90
MgO	< 0,7 %	> 0,7 %	-	1,15	0,45	0,55	0,35
MgO + CaO	< 3 %	> 3 %	-	1,65	1,05	1,20	1,40
Conclusion	Cs53 ? Cs92 ? Cs 143 Cs 131						

3.4.1. Analyse chimique partielle des feldspaths potassiques des leptynites

Le feldspath potassique (alcalin) de la leptynite calco-alcaline Cs 131 a été séparé et a fait l'objet d'une analyse chimique partielle (pour la localisation voir la provenance de l'échantillon p. 131).

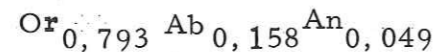
Tableau 3-6 : données chimiques

	oxydes	% pondéraux	% moléculaires
FK Cs 131	K ₂ O	13,70	Or 79,3
	Na ₂ O	1,90	Ab 15,8
	CaO	1,00	An 4,9
	Fe ₂ O ₃	0,45	
	(total)		

Les proportions moléculaires de K₂O, Na₂O et CaO auront évidemment assez de Al₂O et SiO₂ afin de former Or-Ab-An puisqu'ils proviennent d'un feldspath alcalin.

La formule d'un feldspath alcalin est de la forme :

xOr + y Ab + z(An + impuretés). Donc :



En se référant au tableau 5, page 38 de DEER, HOWIE, ZUSSMAN (1962), nous pouvons rapprocher ce feldspath des numéros 8, 9 ou 10. Il s'agit toujours d'un microcline-micropertithe avec 2Vnp = -76, 83 et 86.

Cette conclusion va de pair avec les résultats tirés de l'étude à la platine universelle.

3.4.2. Analyse chimique des biotites

Dans ces leptynites hololeucocrates calcoalcalines, seules les biotites de Cs 131 ont été séparées et analysées.

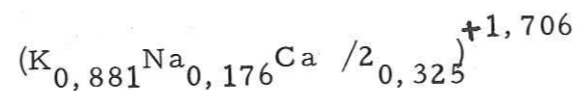
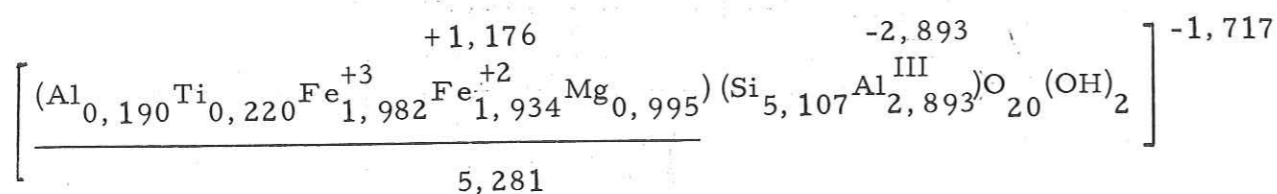
Tableau 3-7 : données chimiques de la biotite (Bi (Chl) Cs 131)

oxydes	% pondéraux	équivalent-g	valence cationique par unité de maille	cation par unité de maille base=44oxygènes
SiO ₂	33,05	2,202 : 0,1078	20,472 : 4	5,107 } groupe tétraéd.
Al ₂ O ₃	16,95	0,997 : "	9,248 : 3	2,893 } groupe tétraéd.
TiO ₂	1,90	0,095 : "	0,881 : 4	0,190 } groupe octaédri.
Fe ₂ O ₃	17,05	0,641 : "	5,946 : 3	0,220 } groupe octaédri.
FeO	15,00	0,417 : "	3,868 : 2	1,982 } groupe octaédri.
MgO	4,15	0,206 : "	1,911 : 2	1,934 } groupe octaédri.
			12,606	0,955 } groupe octaédri.
			0,570	
			13,176	
			12,000	
			+1,176 charge octaédri.	
CaO	1,95	0,070 : 0,1078	0,649 : 2	5,281
Na ₂ O	0,60	0,019 : "	0,176 : 1	0,325
K ₂ O	4,50	0,095 : "	0,881 : 1	0,176
		4,752	1,706	0,881
		4,742 : 44=0,1078		1,382
H ₂ O	3,90			

Le nombre de cations par unité de maille a été calculé sur une base de 44 oxygènes. Ces 44 oxygènes forment la somme des oxygènes de la maille et des 4 radicaux hydroxylés.

Le P₂O₅ n'est pas dosé. Car le phosphore n'intervient pas dans la formule. D'ailleurs, le P₂O₅ ne varie que de 0,10 à 0,7 % dans les biotites. Le MnO, non dosé également, ne présente que de 0 à 0,01 ions par formule de biotite. Le fluor ne figure pas dans la formule ci-dessous.

La formule structurale (unité de maille) de cette biotite est selon l'ordre établi par M. D. FOSTER (1960).

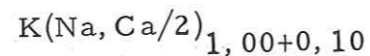
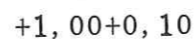
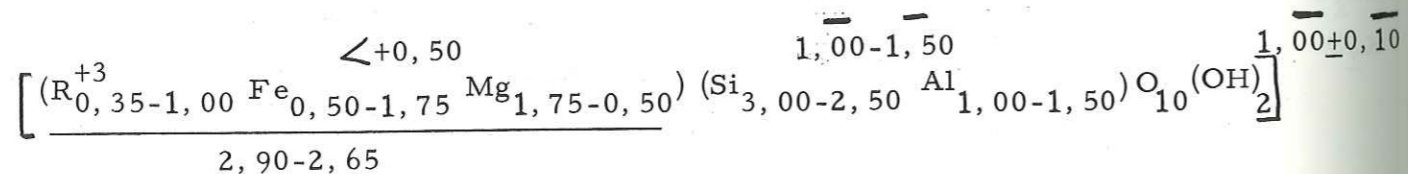


Al dans le groupe tétraédrique est très important. Il occupe à peu près 3 tétraèdres sur 8. La biotite a une teneur en SiO₂ au-dessous de la valeur moyenne. Par contre Al du groupe octaédrique est en très faible quantité. La teneur en K₂O est légèrement au-dessous de la moyenne. La teneur en fer est importante, par contre celle de Mg est faible. Le rapport Fe⁺²/Fe⁺²+Mg = 0,67 indique une biotite ferrifère.

La couleur verte s'explique très bien, car 0,67 > 0,4 (cette dernière valeur caractérise les micas les moins magnésiens) (voir fig. 2-39).

Du fait que les biotites sont chloritisées, nous devons discuter la validité de la formule ci-dessus.

C'est un terme ferrifère de la série phlogopite-lépidomélane. M. D. FOSTER donne, pour ces termes, la formule suivante (par demi-maille) :



Il en résulte que :

- la charge composite négative (1,717) des groupes tétraédrique et octaédrique est assez proche de la limite inférieure 1,800 et la charge intercouche positive (1,706) est aussi proche de la limite inférieure (1,800) requise.

- ceci provient probablement d'une part, d'une légère contamination par le feldspath potassique et par l'allanite (richesse en Al₂O₃) et d'une chloritisation partielle des biotites (perte en K₂O qui est très importante) d'autre part.

Dans ce qui suit, nous supposons que cette formule est valable. - Quelques commentaires sur la composition chimique de cette

biotite :

D. VELDE (1969) a fait une étude sur 517 analyses chimiques des micas noirs et les a classés en trois catégories en fonction de la nature de la roche.

Les conclusions en sont données dans le tableau suivant :

Tableau 3-8

Ion/demi-maille de la biotite	Roches métamorphiques	Roches éruptives
Si	cte entre 2,05-3,25	cte
Fe ⁺²	"	"
Mg	plus riche que les R. E.	
H ₂ O ⁺ (en poids)	" " " " " "	
Al _{total}	26 % ont Al ≤ 1,65	59 % ont Al ≤ 1,65
Ti	61 % ont Ti ≤ 0,20	39 % " Ti ≤ 0,2
Fe ⁺³	52 % ont Fe ⁺³ ≤ 0,30	15 % " Fe ⁺³ ≤ 0,3
K+Na	plus riche que les R. E.	39 % " K+Na 0,9-1,05
	69 % ont K+Na entre 0,90 et 1,05	

Si l'on compare avec notre biotite, les tendances éruptives l'emportent à l'exception de la faible teneur en Ti, qui marque une tendance métamorphique.

- Diagramme Mg-Al^{VI}+Fe^{III}+Ti-Fe^{II}+Mn de Foster (fig. 3-10). Ces éléments appartiennent au groupe octaédrique de la formule structurale des biotites. M. D. FOSTER (1960) a proposé deux diagrammes qui permettent de préciser la nature des biotites et leur répartition dans différentes roches. Nous avons utilisé ces deux diagrammes (fig. 3-10).

Le décalage du point est probablement dû à MnO non dosé et à la forte teneur en Fe^{III}.

Bi Cs 131 est une ferrobiotite (B.Fe^{II}), liée à une roche granitique. Ce qui n'est pas étonnant (voir tableau 3-8).

Ph : phlogopite
 Bmg : biotite magnésienne
 Bi Fe^{II} : biotite ferrifère
 Sid. : sidérophyllite
 Lep : lépidomélane

Gr : granite
 Gd : granidiorite
 Gs : gneiss et schiste
 Peg: pegmatite

- Diagramme MgO-Fe_{total}-Al₂O₃ de S. R. Nockolds (1947)
 (fig. 3-11) met en évidence les relations entre la composition chimique et la paragenèse des biotites des roches éruptives.

- I. Biotite associée à la muscovite
 - II. Biotite non accompagnée de minéraux ferromagnésiens
 - III. " associée à la hornblende
 - IV. " " au pyroxène ou à l'olivine
- Bi-Cs 131 n'est pas associé à d'autres ferromagnésiens.

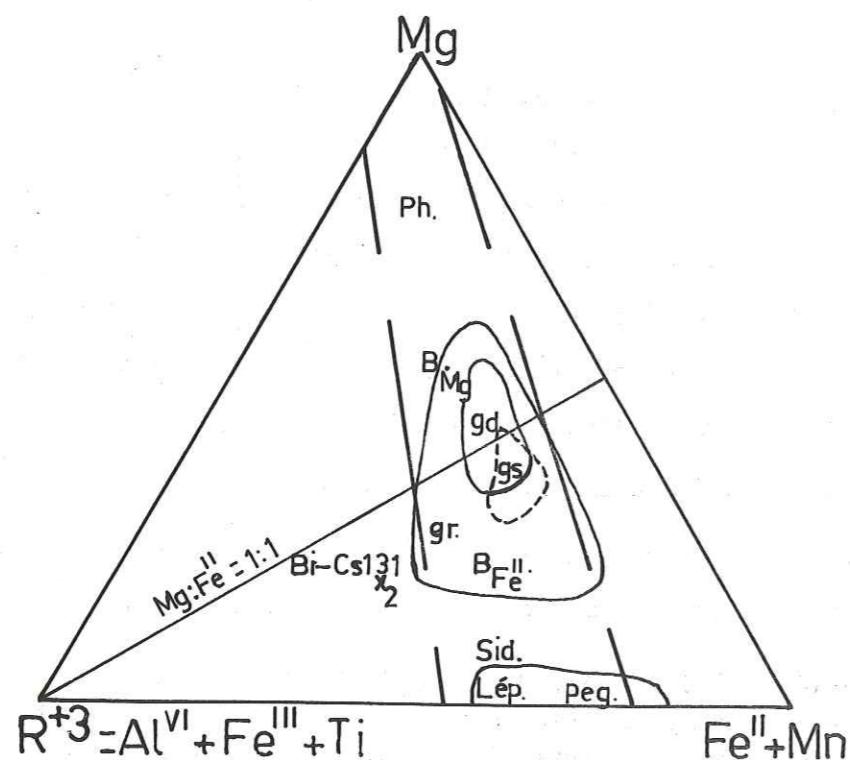


Figure 3-10. Diagramme R⁺³ - Mg - Fe^{II} + Mn : relation entre la nature des micas noirs et répartitions dans les différentes roches (d'après M. D. FOSTER, 1960).

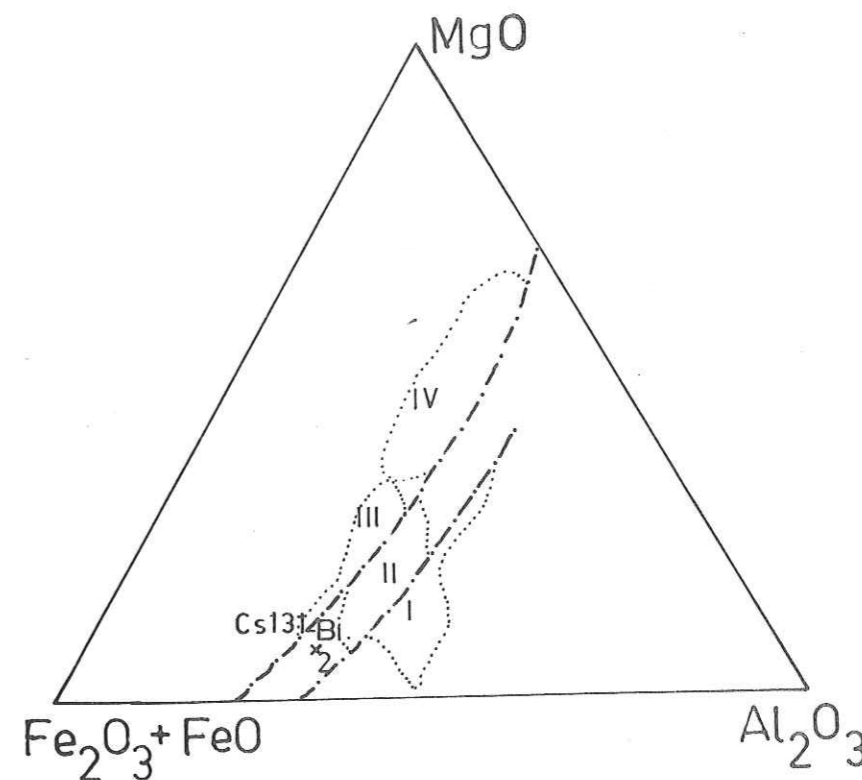


Fig. 3-11. Paragenèse des biotites des roches éruptives

Elle est la seule dans ce cas et la muscovite est en très faible quantité. Quant aux chlorites, produites postérieurement au détriment des biotites, elles ne figurent pas dans la paragenèse initiale. La présence unique des biotites est évidente, car les analyses des roches totales sont très pauvres en minéraux ferromagnésiens ($\sum_B = 2,11$ à $4,62$ %).

3.4.3. Conclusion

En nous basant premièrement sur des critères essentiellement chimiques, complétés par les observations pétrographiques, nous pouvons considérer nos leptynites comme d'anciennes roches granitiques calco-alcalines ou plutôt comme leur équivalent volcanique (rhyolite calco-alcaline). La richesse en SiO₂ et la faible teneur en ferromagnésiens vont en faveur de cette dernière interprétation. Car, comme on vient de le voir (cf. fig. 2-14 et 2-23), les leptynites se présentent comme des roches faisant stratigraphiquement suite à des paragneiss.

Quel que soit le diagramme, il ressort une grande homogénéité de ces leptynites, si on excepte les variations des teneurs en Na et K. A la lueur de certains de ces diagrammes, on a conclu que l'apport sodique a remplacé tota-

lement ou partiellement le potassium pour aboutir à des leptynites hautement albitiques. Les leptynites ont un chimisme identique à celui des granites intrusifs. L'apport sodique aurait rapproché les leptynites d'origine rhyolitique de ces granites.

3.5. ETUDE PETROCHIMIQUE DES GNEISS VERTS (Ba 27 sur les figures)

Nous ne disposons que d'une seule analyse sur ces gneiss. Celle-ci s'avère insuffisante pour la recherche de l'origine. Toutefois, leurs paragenèses sont absolument identiques à celles des deux types de leptynites, sinon que ces gneiss sont plus riches en micas.

1 - Diagramme ACF et A'FK (fig. 3-3)

Dans le premier, l'échantillon se projette dans un domaine commun aux grauweekes et aux argiles schisteuses ayant 35 % de carbonates.

Dans le second, confirmant le précédent, cet échantillon est dans le domaine des argiles marines.

2 - Diagramme de Pettijohn (fig. 3-4)

L'échantillon Ba 27 est plus ferromagnésien que les leptynites et les granites et proche du point des paragneiss, c'est-à-dire des grauweekes. Ce gneiss peut être considéré soit comme une roche éruptive, soit comme une grauweeke.

3 - Diagramme c-(al-alk) et diagramme 100 mg-c-(al-alk) (fig. 3-5 et 3-6)

Dans le premier, l'échantillon Ba 27 est comme tous les autres points à l'intérieur du domaine des roches éruptives. C'est-à-dire que les roches du massif de Bitlic sont pauvres en alumine et en chaux, et montrent des tendances sédimentaires périto-calcaréo-dolomitiques nettement dégagées.

Dans le second, il est sur le côté dolomie-pélite avec C = 22, 51, donc faiblement carbonaté.

4 - Diagramme H. de La Roche (fig. 3-7 et 3-8)

Dans ces deux diagrammes où les domaines sédimentaires sont mieux tranchés, le point Ba 27 s'insère dans les grauweekes, assez distinctement des leptynites et des granites.

La position au pôle sodique des grauweekes du diagramme MgO - Na₂O - K₂O est à noter.

3.5.1. Conclusion

L'échantillon Ba 27 est une grauweeke sodique très peu calcaireuse et ne représente qu'une passée sédimentaire à l'intérieur ou au sommet des ortho-leptynites.

Bien que la représentabilité de cet échantillon soit sujette à caution, vu les paragenèses approchant de celles des leptynites, il met en évidence que l'ensemble des leptynites passe vers leur sommet (comme à leur base) à des roches sédimentaires de type grauweeke.

Ceci est très important, quant à la position des leptynites : elles sont intercalées à l'intérieur de séries sédimentaires. De ce fait, on pourra indiquer que celles-ci ne peuvent être qu'originellement des formes effusives (rhyolites calco-alcalines). Nous concevons mal l'hypothèse d'un granite concordant avec des séries sédimentaires.

3.6. ETUDE PETROCHIMIQUE DES GRANITES

Ici, nous avons groupé les deux échantillons (Cs 137 et Ba 11 sur les figures) du granite alcalin albitique et les deux autres échantillons (Cs 101 et Cs 138 sur les figures) du granite monzonitique.

1 - Diagramme KNC de Frey (fig. 3-1)

Cs 101 et Cs 138 se trouvent dans l'aire des granites monzonitiques, proches du pôle alcalin.

Les échantillons Cs 137 et Ba 11 sont dans le petit domaine des granites alcalins albitiques. Les échantillons intermédiaires, entre ces deux pôles, n'ont pas été analysés. Il se trouve qu'ils sont en intime relation avec les leptynites.

Cette ressemblance chimique est assez délicate. Quant à l'explication nous la reprendrons dans le chapitre 4 (Caractères du métamorphisme).

2 - Diagramme de Pettijohn (fig. 3-4)

Ce diagramme permet de visualiser la grande richesse en SiO₂ par rapport à la somme (Fe₂O₃ + FeO + MgO). Les échantillons sont situés dans un domaine éloigné des granites.

De toute évidence, le caractère igné de ces quatre types apparaît dans tous les diagrammes à l'intérieur desquels ils forment, avec les leptynites, une aire très homogène. Toutefois, le diagramme MgO - K₂O - Na₂O (fig. 3-8) complète le diagramme KNC (fig. 3-1) où le remplacement de K₂O par Na₂O se fait à MgO constant à partir du pôle granite monzonitique.

4 - Diagramme Q-Ab-Or de Tuttle et Bowen (fig. 3-12) :

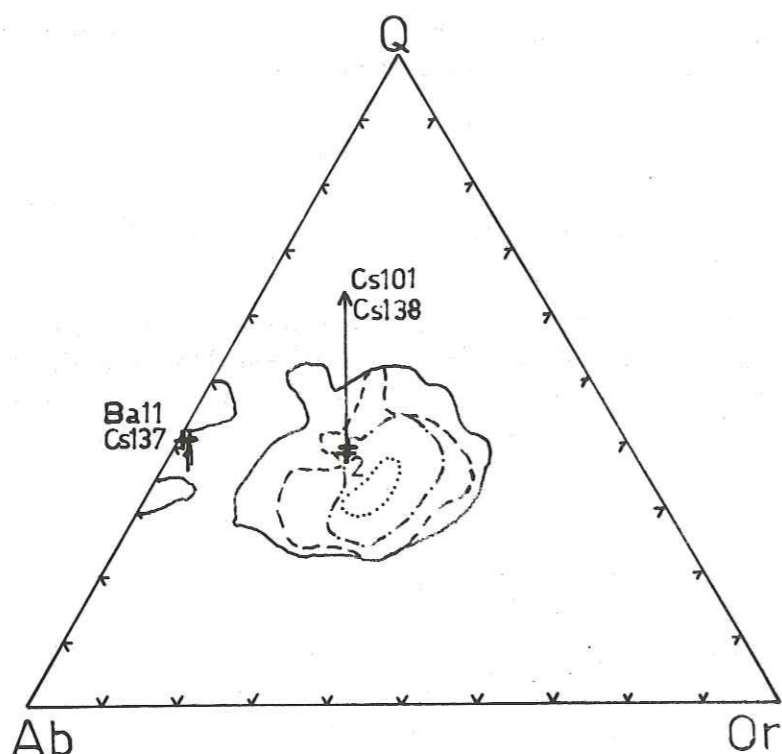


Fig. 3-12 - Diagramme de fréquence du rapport normatif Q : Ab : Or de 1190 roches granitiques d'après WINKLER et V. PLATEN (1961). Le champ délimité par la ligne externe correspond à 86 % de tous les granites. L'ensemble des trois champs internes 73 % ; les deux derniers champs les plus internes correspondent à 53 % de tous les granites.

Ce diagramme est construit à partir des quartz, albite et orthose normatifs. Les points figuratifs des granites monzonitiques se groupent dans le champ qui représente 53 % de tous les granites. Cependant, ils sont au pôle sodique du champ. Quant à ceux des granites alcalins albitiques ils se confondent en un point sur le côté quartz - albite et ils ne sont même pas dans le champ qui correspond exactement à 86 % de tous les granites.

Ce diagramme est très important pour la recherche des conditions d'équilibre de la cristallisation.

L'excès de Na_2O est dû soit à la cristallisation dans certaines conditions de P et T du granite (l'augmentation de la pression détermine le déplacement des eutectiques vers Ab), soit à la métasomatose tardive. Nous reviendrons sur ces faits dans le chapitre 4.

3.6.1. Analyse chimique partielle des feldspaths potassiques.

Le feldspath potassique du granite monzonitique Cs 101 a été séparé et analysé.

Tableau 3-9

	Oxydes	% Pondéraux	% Moléculaires
FK Cs 101	K_2O	12,10	Or... 68,3
	Na_2O	3,20	Ab... 28,6
	CaO	0,60	An... 3,1

Ceci correspond bien à la moyenne des compositions retrouvée en lame mince (cf. 2-2-5-2).

La présence de l'anorthite, qui s'élève à 3 %, est due aux albites, en inclusions poecilites dans le microcline, qui ont pu subsister après la séparation.

Le rapport Or/Pl = 7/3 de ce feldspath alcalin permet de la classer avec les microperthites et microclines-microperthites.

La composition la plus proche est $Or_{0,663} Ab_{0,318} An_{0,019}$. Ce feldspath est un microcline-microperthite (cf. DEER-HOWIE-ZUSSMAN, 1962, vol. 4 page 38, tableau 5, col. 5).

3.6.2. Analyse chimique partielle des plagioclases.

Nous disposons seulement d'une analyse partielle des plagioclases du granite monzonitique.

Tableau 3-10

	Oxydes	% Pondéraux	% Moléculaires
Fpl Cs 101	Na_2O	7,70	Ab... 72,4
	CaO	1,60	An... 9,0
	K_2O	2,85	Or... 18,6

La formule peut s'écrire : $Ab_{0,724} Or_{0,186} An_{0,09}$. Le pourcentage est

très proche de la valeur trouvée en lame mince.

TUTTLE (1952) a projeté les constituants : K_2O , Na_2O et CaO de 57 roches granitiques et granodioritiques dans un diagramme triangulaire.

Les échantillons (Cs 101 et Cs 138) de granite monzonitique se situent au-dessous de la courbe AB. Selon cet auteur, le plagioclase de Cs 101 peut avoir dérivé d'un feldspath alcalin originellement homogène riche en sodium. Ceci explique la forte présence de potasse de ce plagioclase. Nous n'avons pas jugé opportun de reporter ce diagramme pour un seul échantillon dans notre travail (à ce sujet, voir le tableau 3-1, échantillon Cs101 et chapitre des feldspaths alcalins de DEER - HOWIE - ZUSSMAN, 1962).

3.6.3 Conclusion

Les granites alcalins albitiques et monzonitiques sont des granites riches en SiO_2 , en Na_2O et pauvres en minéraux ferromagnésiens. Ils ont une composition qui va du granite monzonitique proche du pôle alcalin au granite alcalin albitique. La forte teneur en Na_2O place les granites monzonitiques dans le champ représentant 53 % de tous les granites au pôle sodique de celui-ci et font sortir les granites alcalins albitiques du champ représentant 86 % de tous les granites.

Donc les deux granites sont très homogènes, quel que soit leur point de prélèvement, envers les éléments autres que la Na_2O et la K_2O . Ceci est le résultat, soit d'une cristallisation à haute pression des granites monzonitiques initiaux, soit de l'apport sodique affectant toutes les roches et la base des schistes verts (schistes à porphyroblastes d'albite (2.3.11.1)).

3.7 CONCLUSION A L'ETUDE PETROCHIMIQUE DU SOCLE ANCIEN

On peut résumer sous forme d'un tableau l'origine vraisemblable des différentes roches (de bas en haut) formant le socle ancien.

Tableau 3-11

Symbole	Désignation	Origine
	Granite alcalin albitique Granite monzonitique	Granite monzonitique
Gcl	Gneiss verts	Comme GH + Grauwackes
GH	Leptynites albitiques " calco-alcalines	Rhyolite calco-alcaline
G-2 M	Ensemble des paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat † sillimanite	Grauwackes et Grès - pélites (?)
GN	Gneiss peu quartziques à amphibole Gneiss à amphibole, biotite et grenat Amphibolites massives	Gabbro - Diorite

3.8 ETUDE PETROCHIMIQUE DES ROCHES DE LA COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE

3.8.1 Prasinites (Cs 33 sur les figures)

Cs 33 appartient aux schistes verts inférieurs. Cet échantillon riche en CaO (7,00 %) et H_2O^+ a nécessité une analyse de CO_2 au calcimètre de Bernard.

Ses paramètres de Lacroix (cf. tableau 3-1) en font une norite. Vu son gisement, il peut être considéré comme un basalte ou une dolérite.

1 - Diagramme KNC (fig. 3-2)

Les deux points calculés, avec ou sans CO_2 dosé, se situent sur le côté NC dans l'aire de plagioclasolites.

2 - Diagramme ACF et A'FK (fig. 3-3)

Dans le premier, l'échantillon se projette dans le domaine commun aux grauwackes et aux argiles schisteuses contenant jusqu'à 35 % de carbonate.

Dans le second, cet échantillon se situe sur le côté A'F, traduisant un déficit de K_2O , et loin du point figuratif des roches basaltiques cantonnées sur le côté KF. Ce déficit n'arrive donc pas à rendre A' égale à O.

D'après ce diagramme il pourrait s'agir d'une argile ou d'une marne calcareuse et non pas d'un basalte.

3 - Diagramme de Pettijohn (fig. 3-4) :

Il est près de la courbe et du point "Basalte". Cet échantillon est assez riche en ferromagnésien et a un SiO₂ voisin de celui des basaltes.

4 - Diagramme c - (al-alk) et 100 - (al-alk) (fig. 3, 5 et 3. 6) :

Il se projette dans le domaine des roches éruptives et dans le second sur la courbe de tendance ignée.

5 - Diagrammes Fe₂O₃ (total) + TiO₂ + CaO / 0,73SiO₂ / Al₂O₃ et MgO - K₂O - Na₂O (fig. 3-7 et 3-8) :

Dans le premier diagramme, le point Cs 33 montre un léger déficit par rapport à un basalte moyen. Néanmoins, il se projette près des points basalte, gabbro et spilite.

Dans le second, il se projette sur le côté MgO-Na₂O et est encore près des points gabbro et basalte.

La teneur en TiO₂ (1,10 %) est faible.

La roche n'a pas une tendance alcaline (Na₂O + K₂O = 4,00 %).

Les divers diagrammes ont montré que l'échantillon-type des prasinites peut être considéré soit comme un ancien basalte, soit comme une argile schisteuse carbonatée.

Il faudrait multiplier le nombre d'analyses chimiques en vue de mieux faire ressortir son origine.

Cependant, le diagramme (Al+Fe+Ti)₃ - K/(Al+Fe+Ti)₃ - Na fait une discrimination plus valable entre les roches ignées et les roches sédimentaires (shales et roches argilo-carbonatées). Il écarte l'origine sédimentaire éventuelle de cet échantillon.

3.8.2. Schiste à albite + épidote + actinote + chlorite ± quartz (Cs 78 sur les figures) :

Il appartient aux schistes verts supérieurs (cf. 2.3.5 et 2.3.5.5) :

I - Diagramme KNC (fig. 3-2) :

Cs 78 a des paramètres CIPW-LACROIX d'un basalte néphélinifère (sans compter CO₂) ou d'un basalte (avec CO₂ dosé). Au microscope, il est très sodique et la teneur en potasse n'est pas anormale.

2 - Diagramme ACF et A'FK (fig. 3-3.) :

Dans le premier diagramme, l'échantillon se projette à la limite de

de l'aire des roches basaltiques, ce qui n'était pas le cas de Cs 33.

Dans le second, cet échantillon est près de Cs 33 et comme lui, il est assez loin du point "Basalte" et il a une faible teneur en K₂O.

3 - Les autres diagrammes (celui de Pettijohn et ceux de Niggli et de H. de La Roche) font de cet échantillon un basalte.

De ces diagrammes, ressort une origine basaltique indiscutable. Mais, ce basalte est très riche en Na₂O (5,20 %) et en TiO₂ (3,60 %). Cs78 se situe sur le diagramme TiO₂ - $\frac{FeO+Fe_2O_3}{MgO}$ de A. NICOLAS, 1966 (1)

dans le domaine des prasinites du Piémont et des basaltes de Grèce.

La riche teneur en TiO₂ associée à Na₂O fait de ces roches un ancien spilite.

Pour consolider notre argument porté sur des spilites, nous avons fait figurer la moyenne de 19 analyses de spilites (Σ sur les figures) de TURNER & VERHOOGEN (2) sur les diagrammes de H. de La Roche.

Notamment, sur le diagramme MgO-K₂O-Na₂O (fig. 3-8), les points Cs 78 et Σ sont très proches. De cela il ressort que le sodium de Cs 78 est originel et n'est pas le résultat d'un apport sodique.

Les schistes verts supérieurs présentent à côté de leur faciès sédimentaire de régression, un volcanisme de type spilitique.

(1) 1ère Thèse de A. NICOLAS 1966, p. 129

(2) Spilite, moyenne de 19 analyses (N. SUNDIUS, 1930, in TURNER & VERHOOGEN, p. 262, tableau 25, col. 1). : SiO₂ = 51,22, TiO₂ = 3,32, Al₂O₃ = 13,66, Fe₂O₃ = 2,84, FeO = 9,20, MnO = 0,25, MgO = 4,55, CaO = 6,89, Na₂O = 4,93, K₂O = 0,75, H₂O⁺ = 1,88, P₂O₅ = 0,29 et total = 99,78 (sans CO₂).

Pl. 9. LEGENDE DES DESSINS.

Symbole	Numéro de l'échantillon		Désignation
▲	Ba 30	GN	Amphibolites massives
△ ₁	Ba 32	"	Gneiss à amphibole, biotite et grenat
△ ₂	Cs 54	"	Gneiss peu quartziques à amphibole
●	Cs 104	G-2M	Ensemble des paragneiss et micaschistes à 2 micas, grehat et + sillimanite
X ₁ -	Cs 53	GH	Leptynites albitiques
X ₂ -	Cs 92	"	" "
X ₁₋₂ -	Cs 131	"	Leptynites calco-alcalines
X ₁₋₂ -	Cs 143	"	Leptynites alcalines
⊙ -	Ba 27	Gcl	Gneiss verts
+ ₁ -	Cs 137	γ	Granite alcalin albitique
+ ₂ -	Ba 11	"	" "
+ ₂ -	Cs101	"	" monzonotique
+ ₂ -	Cs 138	"	" "
■ ₁ -	Cs33	GlsE	Prasinites
■ ₂	Cs 78	Av	Schiste à albite, épidote, actinote, chlorite et quartz
□ -	Cs 48	β	Basaltes associés au flysch

CHAPITRE 4 -

CARACTERES DU METAMORPHISME ET DU GRANITE

- 4-1. PARAGENESES DU SOCLE ANCIEN ET DIAGRAMMES
ACF - A'FK de WINKLER (1965)
- 4.2. CONDITIONS DU METAMORPHISME DU SOCLE ANCIEN
- 4.3. PARAGENESES DE LA COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE
ET DIAGRAMMES ACF - A'FK
- 4.4. GRANITE DU SOCLE ANCIEN
- 4.5. GEOTHERMOMETRE A DEUX FELDSPATHS
- 4.6. PROBLEMES PARTICULIERS

CARACTERES DU METAMORPHISME ET DU GRANITE

Les études pétrographiques des formations du socle ancien et de la couverture épimétamorphique ont montré des paragenèses très variées. La présence de hornblende, clinopyroxène, biotite, grenat, sillimanite, distingue les formations du socle ancien de celles de la couverture épimétamorphique qui sont caractérisées par l'actinote, la chlorite, la pyrophyllite, l'épidote et l'albite. Il y a un hiatus évident dans les conditions de recristallisation puisque les minéraux indicateurs intermédiaires font défaut.

A l'aide de ces études pétrographiques complétées par la mise en évidence de la transgression des formations de la couverture, nous avons envisagé l'existence de deux métamorphismes : un métamorphisme de faciès schiste vert appartenant à un épisode postérieur et affectant un socle ancien caractérisé par un métamorphisme de faciès amphibolite.

Il s'agit maintenant de préciser plus exactement les types de faciès métamorphiques ainsi que les conditions de pression et de température sous lesquelles se sont formées les diverses catégories de roches du massif de Bitlis.

4.1 PARAGENESES DU SOCLE ANCIEN ET DIAGRAMMES ACF-A'FK de WINKLER (1965)

Pour les amphibolites massives (voir 2.2.1.1.) :

- plagioclase + hornblende + clinopyroxène † quartz † albite † épidote secondaire † chlorite ;
- plagioclase + hornblende + albite secondaire ;

Pour les gneiss à amphibole + biotite † grenat (cf. 2.2.1.2.) :

- plagioclase + hornblende + biotite + quartz secondaire † albite secondaire ;
- plagioclase + hornblende + grenat † scapolite † quartz † albite secondaire † épidote secondaire ;

Pour les gneiss peu quartziques à amphibole (cf. 2.2.1.3.) :

- plagioclase + hornblende + quartz † biotite + albite secondaire † épidote secondaire ;
- plagioclase + quartz + hornblende † chlorite + albite secondaire ;
- plagioclase + quartz + sphène ;

Pour les paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat et † sillimanite (cf. 2.2.2.) :

- quartz + orthose + plagioclase + biotite + muscovite + chlorite † sphène ;
- quartz + orthose + plagioclase + biotite + muscovite + chlorite + grenat † sillimanite † tourmaline ;

- quartz + plagioclase + muscovite ± tourmaline ± apatite ;
- quartz + plagioclase + albite + amphibole ± biotite ± chlorite + grenat ± épidote ;

Pour les leptynites et gneiss verts (cf. 2.2.3. et 2.2.4.) :

- quartz + plagioclase + antiperthite + biotite ± muscovite ± biotite chloritisée ± épidote ;
- quartz + orthose (microcline) + perthite + plagioclase + biotite ± biotite chloritisée ± épidote ;

La répartition de ces paragenèses sur les diagrammes ACF et A'FK est donnée sur les figures 4-1 et 4-2. On trouvera dans le tableau 3-3 les paramètres ACF et A'FK correspondant aux différentes analyses.

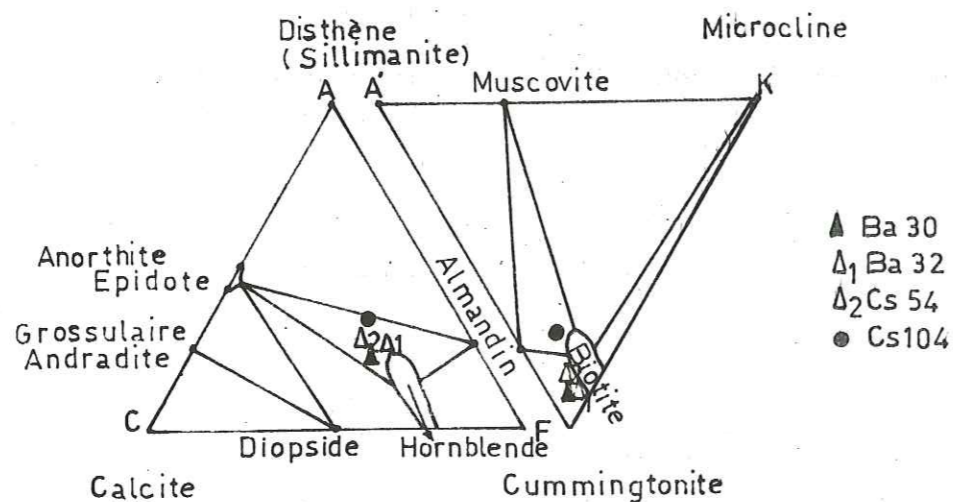


Fig. 4-1 (B2.2, début B2.3) - Disthène - almandin - muscovite subfaciès de l'almandin-amphibolite faciès de type Barrow. Ba 30 (amphibolite massive), Ba 32 (gneiss à amphibole, biotite et grenat), Cs 54 (gneiss peu quartzique à amphibole), Cs 104 (micaschiste à deux micas, grenat et ± sillimanite).

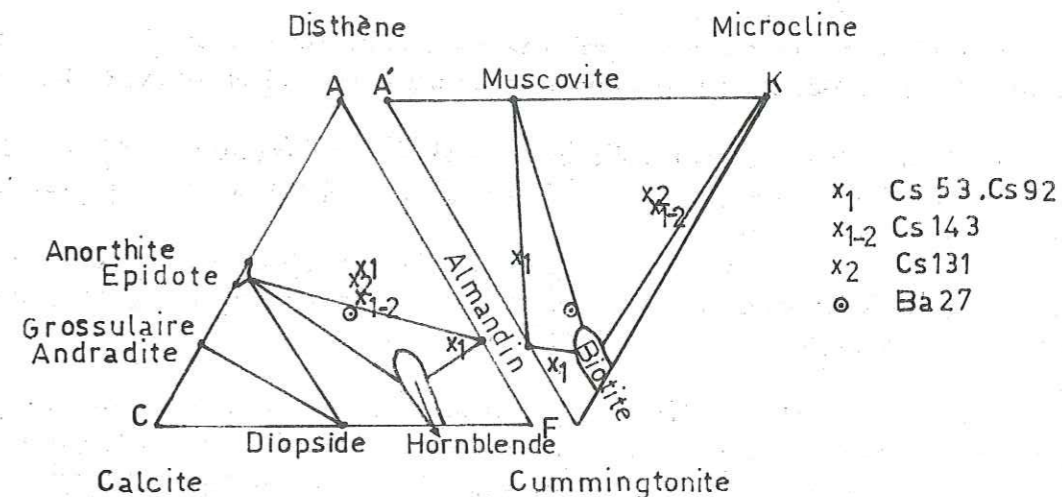


Fig. 4-2 - (B2.2) - Cs 53, Cs 92 (leptynites albitiques), Cs 143 (leptynite alcaline), Cs 131 (leptynite calco-alcaline), Ba 27 (gneiss vert).

4.1.1. Amphibolites massives et gneiss à amphibole (fig. 4-1)

Les trois points représentatifs des roches à amphibole tombent aussi bien à l'intérieur du triangle anorthite (épidote) - almandin - hornblende du subfaciès B2.2 qu'à l'intérieur de B2.3 de l'almandin-amphibolite faciès de type Barrow. Ceux-ci sont très proches du côté anorthite-hornblende. Ces deux subfaciès ont des paragenèses presque identiques lorsque la roche initiale est un gabbro. Les différences soulignées par WINKLER (1965) (présence de clinopyroxène dans B2.3, disparition de l'épidote dans B2.2) sont compatibles avec nos paragenèses réelles.

"En passant de B2.2 à B2.3, l'épidote aussi disparaît totalement du subfaciès, l'épidote et les quartz réagissent entre eux" (WINKLER, 1965). Or, pétrographiquement, comme nous l'avons dit, l'épidote, comme le quartz, l'albite, l'actinote et la chlorite, présente dans la paragenèse réelle, a recristallisé au cours d'une phase postérieure au métamorphisme premier du socle ancien. En aucun cas, l'épidote a recristallisé en même temps que la hornblende et le plagioclase. Ceci est un argument en faveur du début du sous-faciès B2.3.

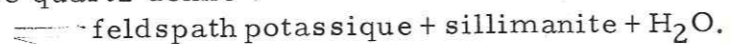
4.1.2. Paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat et ± sillimanite

La paragenèse théorique (quartz + plagioclase + almandin + biotite ± muscovite) pour l'échantillon Cs 104 est compatible avec la paragenèse observée, à l'orthose près. Les échantillons contenant soit de la sillimanite, soit de la hornblende n'ont pas été analysés. L'apparition de la sillimanite à côté de la muscovite (paragenèse 2.2.2.2) et la présence de la hornblende dans les paragneiss à amphi-

bole (paragenèse 2.2.2.4) placent ces roches soit dans B2.2, soit dans B2.3. En aucun cas le disthène et l'épidote n'ont été observés.

Les conditions du métamorphisme sont donc intermédiaires entre les sous-faciès B2.2 et B2.3 de l'almandin-amphibolite faciès de type Barrow.

L'équilibre suivant peut donc schématiser le passage du B2.2 à B2.3.
1 muscovite + 1 biotite + 3 quartz \rightleftharpoons 1 almandin + 2 feldspath potassique + 2H₂O
où un excédent de muscovite et de quartz donne :



Il y a donc une coexistence critique de grenat, almandin et d'orthose, ainsi que de sillimanite et d'orthose.

La muscovite n'a pas disparu totalement en présence de biotite et de quartz. On peut déjà préciser que la pression atteinte lors du métamorphisme était inférieure à 4 000 bars et, de même, la température inférieure à 680° C (WINKLER, 1965).

Il en résulte que la température la plus élevée (680 à 700° C) et la pression de 4 à 7 kb caractéristique du sillimanite - almandin - orthose subfaciès (B2.3) n'ont pas été atteintes.

4.1.3 Leptynites et gneiss verts

Paragenèse théorique : microcline + plagioclase + biotite \pm muscovite. Celle-ci peut aussi bien indiquer le subfaciès B2.2 que le subfaciès B2.1, car on ne connaît ni staurotide, ni disthène. Le grenat almandin s'arrête à la partie basale des leptynites. La présence de microcline n'est possible que par l'absence des minéraux alumineux. L'apparition de perthites (ou d'antiperthites) et le passage progressif des leptynites à l'ensemble paragneissique impliquent un type de métamorphisme au moins égal à B2.2.

4.2. CONDITIONS DU METAMORPHISME DU SOCLE ANCIEN

Nous avons vu que les paragenèses des divers gneiss, dans les triangles ACF et A'FK déterminent le subfaciès B2.2 et le début du sous-faciès B2.3. L'amphibolite faciès débute aux environs de 540 à 560° C sous une pression allant de 2 000 à 8 000 bars (conditions de formation du disthène et de la limite de stabilité de la pyrophyllite). Cette limite de température est largement dépassée dans le métamorphisme du socle ancien. On ne sait pas si la sillimanite est le résultat de la destruction partielle de la muscovite ou bien le résultat de la transformation du disthène (haute pression), ou de l'andalousite (basse pression). En outre la cordiérite n'est pas présente.

Nous pouvons dire que le métamorphisme du socle ancien a un caractère

assez spécial, se rapprochant plus du type Barrow que du type Abukuma. Les minéraux critiques y font défaut.

Comme limite supérieure, nous disposons de deux possibilités :

- Les leptynites et les paragneiss (gneiss quartzo-feldspathiques) n'ont pas subi de fusion partielle ; par conséquent la température de 640° à 700° C et la haute pression de 6 000 bars ou plus n'ont pas été atteintes.

- Tous nos gneiss sont pourvus de micas et ne sont pas des granulites. En conséquence, le métamorphisme n'est pas de haut degré et de type anhydre ; la température d'environ 700° C et les hautes pressions de charge, caractéristiques des granulites faciès, avec P_{H₂O} nettement plus faible que P₁, ne se sont pas produites.

Nous pouvons donc donner des limites approchées de ce métamorphisme, soit :

- une température comprise entre 540-560° C et 640-700° C ;
- une pression hydrostatique inférieure à 6 000 bars.

Nous devons chercher d'autres arguments pour essayer de mieux préciser les valeurs de T, P₁ et P_{H₂O}.

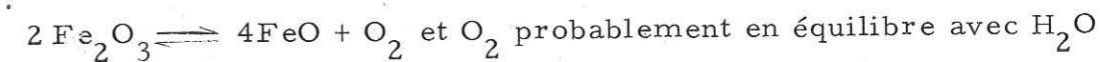
4.2.1. Rapport Fe⁺³/Fe⁺² + Fe⁺³

Selon A. MIYASHIRO (1958), le rapport fer ferrique/fer ferreux est un indicateur des conditions, spécialement pour la pression d'eau, qui régnaient durant le métamorphisme.

Les valeurs de ce rapport dans les biotites des roches métamorphiques des Grampian Highlands (Ecosse) varient de 0,15 à 0,05, selon les zones à biotite (0,15), almandin, staurotide et sillimanite (0,05). Par contre, les rapports dans les biotites du plateau d'Abukuma (zone C caractérisée par l'absence de couleur verte et l'apparition de la couleur rougeâtre des biotites) sont : 0,16, 0,13, 0,11, 0,09.

Il en conclut que le métamorphisme du plateau d'Abukuma s'est déroulé sous une pression d'eau plus élevée que dans les Grampian Highlands.

Fe⁺² et Fe⁺³ étaient probablement en équilibre avec O₂ selon la réaction :



selon la réaction $\text{O}_2 + 2\text{H}_2 \rightleftharpoons 2\text{H}_2\text{O}$

C'est pourquoi la pression élevée de H₂O durant le métamorphisme cause une forte pression de O₂, d'où il résulte une valeur élevée du rapport

ferrique/ferreux pour les biotites, si les autres facteurs deviennent constants.

Pour les biotites des leptynites et des gneiss verts (voir tableau 3-1) ces rapports sont les suivants :

Tableau 4-1

Analyse	Cs 53	Cs 92	Cs 131	Bi-Cs 131	Cs 143	Ba 27
$\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}$	0,52	0,76	0,45	0,51 0,53	0,71	0,62

Les leptynites (et les gneiss verts) ont une forte proportion de fer ferrique par rapport au fer total. Comme on le voit dans le tableau 4-1, le rapport se situe entre 0,45 et 0,76. Rappelons que dans les leptynites, les éléments ferromagnésiens sont exprimés par la seule biotite (voir 2.2.3.1., 2.2.3.2, 3.4.2 et le diagramme $MgO - Fe_{total} - Al_2O_3$ de S. R. Nicolas, fig. 3-11).

L'allanite est présente à l'état de quelques grains par section et elle peut être aussi considérée comme négligeable.

La chloritisation des biotites tend à diminuer la valeur de ce rapport. En effet, sur 39 analyses de chlorites citées par DEER - HOWIE - ZUSSMAN (1962, vol. 3, p. 134-143), il y a à peine quelques chlorites où le rapport $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ atteint 0,25 ; dans toutes les autres il lui est inférieur. Par conséquent, il est logique d'attribuer aux biotites des leptynites les valeurs des rapports donnés ci-dessus.

Dans notre cas, l'erreur est inférieure à $\approx 4\%$ lorsqu'on assimile le rapport $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ au rapport $Fe_2O_3/FeO + Fe_2O_3$ (voir Bi-Cs 131 dans le tableau ci-dessus).

Quant à attribuer ce rapport à des biotites, l'erreur commise est voisine de 10 %. Cette double erreur est largement compensée par la chloritisation des biotites.

De même, dans les roches basiques de la zone B ou C de MIYASHIRO, ces rapports sont : 0,23-0,16-0,02. Ceux de Grampian Highlands sont : 0,01-0,14 avec une variation indépendante du grade de métamorphisme.

Dans nos amphibolites massives et gneiss à amphibole nous avons les valeurs suivantes (voir tableau 4-2).

Tableau 4-2

Analyse	Ba 30	Ba 32	Ba 54
$\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}$	0,33	0,25	0,39

Nous voyons que la proportion de Fe^{+3} dans nos biotites et dans nos roches basiques est anormalement élevée par rapport à celle de type Barrow et à celle de type Abukuma. Mais, ces rapports sont très proches de ceux du massif de Châpédony (Iran Central) (cf. A. HOUCHMAND-ZADEH, 1969, p. 216).

En effet, notre métamorphisme diffère des types classiques à cause d'une importante phase fluide durant le métamorphisme. Cette phase a donné une pression d'oxygène telle que le métamorphisme du socle ancien s'est déroulé dans les conditions d'un milieu très oxydant.

En règle générale, à la suite de WINKLER (1965), on raisonne comme si d'une part P_f était égale à P_1 , celle-ci ayant un caractère hydrostatique, et d'autre part dans les roches non carbonatées P_f était assimilable à P_{H_2O} . Toutefois WINKLER (1967) fait remarquer que $P_f = P_{H_2O}$ pouvait être soit supérieure, soit inférieure à P_1 . La première possibilité a été envisagée par A. HOUCHMAND-ZADEH (op. cit) pour le métamorphisme du massif de Châpédony.

Par ailleurs, d'après A. MIYASHIRO (1958), les rapports $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ tendent à décroître avec l'augmentation de la pression de charge P_1 .

En définitive, il est difficile pour le métamorphisme du socle ancien de préciser les valeurs de P_f par rapport à P_1 . En effet, d'un côté les valeurs du rapport $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ tendent à indiquer un milieu très oxydant donc P_f très élevée, d'un autre côté, si tel était le cas on aurait dû avoir des phénomènes anatectiques compte tenu des températures calculées d'après les paragenèses. Cette absence de fusion partielle nous conduit à considérer que P_{H_2O} a dû être égale à P_1 .

4.3 PARAGENESES DE LA COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE ET DIAGRAMMES ACF - A'FK

Pour les schistes verts inférieurs, nous avons les assemblages minéralogiques suivants (voir 2.3.1) :

- quartz + albite + chlorite ; quartz + feldspaths + chlorite + hématite \pm muscovite \pm talc ; actinote + chlorite + albite + pistachite + hématite ; biotite + chlorite + épidote + quartz + albite ; talc + quartz + chlorite + apatite \pm oxyde opaque.

Pour les quartzites à muscovite (voir 2.3.2) :

- quartz + hématite \pm muscovite ; quartz + muscovite + magnétite \pm apatite ; quartz + feldspaths + muscovite.

Pour les calcschistes (voir 2.3.3) :

- calcite + chlorite + quartz + muscovite \pm feldspath \pm minerais ; calcite + quartz + feldspath \pm pyrite \pm chlorite.

Pour les calcaires dolomitiques recristallisés (voir 2.3.4) :

- calcite \pm quartz \pm pyrite ; calcite + dolomite \pm quartz.

Pour les schistes verts supérieurs (voir 2.3.5) :

- séricite + quartz \pm chlorite ; quartz + hématite \pm séricite ; calcite + quartz ; calcite + épidote + chlorite + talc \pm sphène \pm quartz \pm albite ; albite + épidote + actinote + chlorite \pm quartz.

Pour les calcaires karstiques recristallisés (voir 2.3.6) :

- calcite \pm dolomite.

Ces paragenèses sont très différentes de celles du socle ancien (voir 4-1). Le report sur les diagrammes ACF-A'FK nous permet de les placer dans le quartz almandin-muscovite-chlorite subfaciès (B1-1) du greenschist faciès de type Barrow (fig. 4-3).

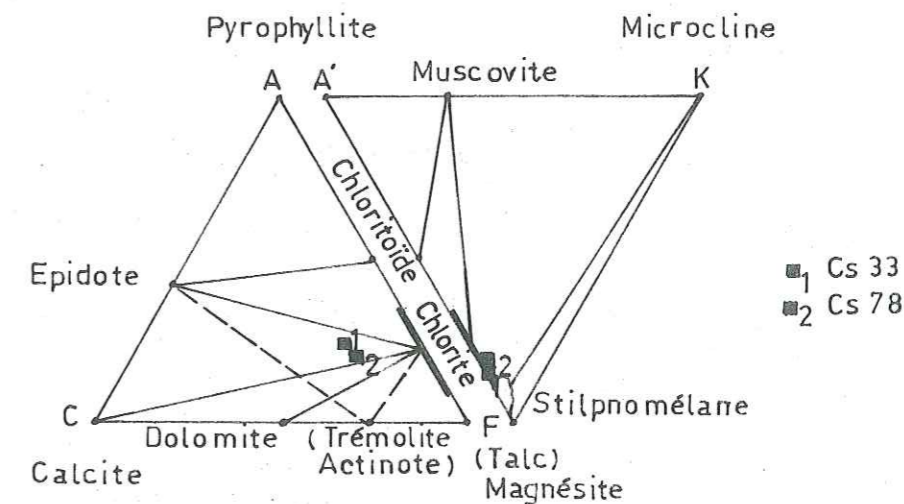
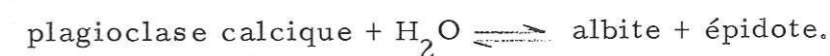


Fig. 4-3 : (B1.1) - Quartz-albite-muscovite-chlorite subfaciès de type Barrow. Cs 33 (prasinite), Cs 78 (schiste à albite, épidote, actinote, chlorite et quartz).

- Une faible teneur en K^+ ne donne ni microcline ni muscovite.
- $Fe^{+2} < Mg$ ne donne ni chlorite ni stilpnomélane.
- L'association épidote + albite est caractéristique de ce subfaciès. La teneur en An de l'albite est faible ($An \leq 7\%$).

Ces trois caractéristiques étant respectées dans les paragenèses des roches analysées (échantillons Cs 33 (ClSE) et Cs 78 (Av)), nous avons donc un métamorphisme de type Barrow (B1.1) très faible et même parfois nul vers le sommet des calcaires karstiques.

Celui-ci a saussuritisé les labradors des amphibolites massives et des gneiss à amphibole du socle ancien, selon la réaction :



De même les biotites de toutes les roches du socle ancien ont été nécessairement chloritisées partiellement ou complètement. En aucun cas, nous n'avons rencontré d'assemblages qui comportent des biotites. La biotite verte de l'échantillon Ba 10 se serait formée fortuitement par un processus identique à la formation de l'actinote (ou de la trémolite) et à la place de celle-ci (voir 2.3.1.3). Celle-ci limite le second métamorphisme dans le subfaciès B1.1. Ceci peut être vérifié notamment par la réaction de ROSENQVIST (1952, in DEER - HOWIE - ZUSSMAN, 1962).



Cet équilibre précise les conditions limites de passage de B1.1 à B1.2. Or, la teneur An mesurée ne dépasse pas 2 % (voir 2.3.1.1.1).

4.3.1 Conditions du métamorphisme de la couverture

Sous une pression d'eau (P_{H_2O}) constante et aux environs de 400° C, des minéraux sédimentaires (kaolinite, glauconite et diaspore) atteignent leur limite supérieure de stabilité ou réagissent pour donner les minéraux caractéristiques des roches du greenschist faciès. Cette température varie peu avec P_{H_2O} , pour des pressions allant de 1000 à 10 000 bars (3,5 à 35 km), si $P_{H_2O} = P_1$.

La pyrophyllite présente dans certaines paragenèses des schistes verts supérieurs (paragenèse Am, 2-3-5-4, fig. 2-71), est un minéral caractéristique du début du greenschist faciès et peut résulter de la réaction suivante :



La limite supérieure de stabilité de kaolinite dans cette réaction est atteinte aux environs de 390 ± 5° C pour une pression d'eau de 2 000 bars. Cet équilibre devrait être atteint aux dépens de la kaolinite dans le métamorphisme de la couverture, car la kaolinite n'est pas présente avec la pyrophyllite.

La réaction ci-dessus subit peu de variations avec l'augmentation de la pression d'eau. La température augmente de l'ordre de 5° C/1000 bars (CARR et FYFE, 1960, *in* WINKLER, 1965). Imaginons que la pyrophyllite ait été formée sous les conditions de $P_{H_2O} = 2\ 000$ bars et de $T = 390 \pm 5^\circ \text{ C}$.

Celle-ci engendre la formation d'andalousite lorsque la température du métamorphisme augmente. L'apparition d'andalousite débute à la température la plus élevée du greenschist faciès (A1.2 quartz-andalousite-plagioclase-chlorite subfaciès). On ne trouve pas dans ce cas de température élevée car les paragenèses sont proches du type Barrow (pression élevée, température modérée) et on ne décèle aucune trace d'andalousite. Lorsque la pression augmente, à partir de $P_{H_2O} = 2\ 000$ bars, la pyrophyllite engendre la formation de disthène. Or ce dernier, d'après WINKLER (*op. cit.*), n'apparaît qu'avec le début de l'amphibolite faciès, ou un peu avant, dans la partie du sous-faciès B1.3 correspondant à la température maximale du greenschist faciès. On ne trouve pas non plus de disthène dans la couverture. On peut donc fixer les conditions du métamorphisme de la couverture du massif de Bitlis au début du greenschist faciès, et voisines de :

- T = 400° C
- $P_{H_2O} = 2\ 000$ bars.

La distinction de ce métamorphisme de celui du socle ancien, alors qu'il lui est juxtaposé sur le terrain devrait être justifié par des arguments encore plus solides. Cependant, l'apparition de la pyrophyllite dans ce métamorphisme, son existence uniquement dans les roches de la couverture, son absence dans le socle ancien alors qu'elle est normalement stable dans tous les subfaciès intermédiaires entre B1.1 et B2.2 (B1.2, B1.3 et B2.1) permet d'évaluer l'écart considérable entre ces deux métamorphismes.

Par ailleurs, nous avons vu que les formations du socle ancien n'ont pas échappé à ce métamorphisme et lui ont répondu par une rétro-morphose généralisée (chloritisation des biotites, perthisitisation et albitisation) à laquelle les granites hercyniens ont eux aussi été soumis.

4.4 GRANITE DU SOCLE ANCIEN

Nous pouvons tenter de déterminer la température de cristallisation commençante pour le quartz, l'albite et l'orthose, et par conséquent celle de nos granites, puisque Von PLATEN (1965) a pu montrer expérimentalement que l'ordre de cristallisation de ces minéraux n'est pas influencé par la cristallisation des minéraux mélanocrates (biotite, amphibole) dans les bains granitiques. TUTTLE et BOWEN (1958) ont démontré que dans le système simple quartz-albite-orthose-eau (système granitique sans anorthite), le tracé et le minimum de température de la ligne cotectique sont fonction de la pression ; lorsque la pression augmente, le minimum cotectique se déplace vers l'angle Ab (voir fig. 4-4) et produit une augmentation minime de température le long de la ligne cotectique depuis le minimum vers les eutectiques.

Von PLATEN (1965) a étudié expérimentalement le système Q-Ab-An-Or-H₂O (quartz-albite-anorthite-orthose-eau) pour $P_{H_2O} = 2\ 000$ bars. Il en a déduit que la position des lignes cotectiques dépend, à une P_{H_2O} constante, du rapport Ab/An (voir fig. 4-4). Ces lignes cotectiques se déplacent vers le côté Ab si Ab/An augmente.

Les proportions de Q : Ab : Or ainsi que les rapports Ab/An des granites sont donnés dans le tableau 4-3.

Tableau 4-3

Echantillon	Q : Ab : Or	Ab/An
Cs 137	38 59 3	50,0
Ba 11	40 58 2	200,0
Cs 101	38 39 23	6,3
Cs 138	40 37 23	8,2

Sur la figure 4-4 nous avons reporté les deux échantillons des granites monzonitiques (Cs 101, Cs 138) et les deux autres des granites alcalins albitiques (Cs 137, Ba 11). Il en ressort que les granites monzonitiques ont un rapport Ab/An voisin de 7,8 (ligne continue sur la figure 4-4) et une proportion Q : Ab : Or proche de la composition de l'eutectique du système à Ab/An = 7,8. Dès lors, la cristallisation commençante des granites monzonitiques peut être fixée à une température de $680 \pm 5^\circ \text{C}$ pour $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2\ 000$ bars (voir tableau 10, p. 158 in H. G. F. WINKLER, 1965).

Quant aux granites alcalins albitiques ils ont des rapports Ab/An très forts et une valeur Or minimale. Ceux-ci sont loin du point eutectique ou du minimum cotectique du système à $\text{Ab/An} \approx \infty$.

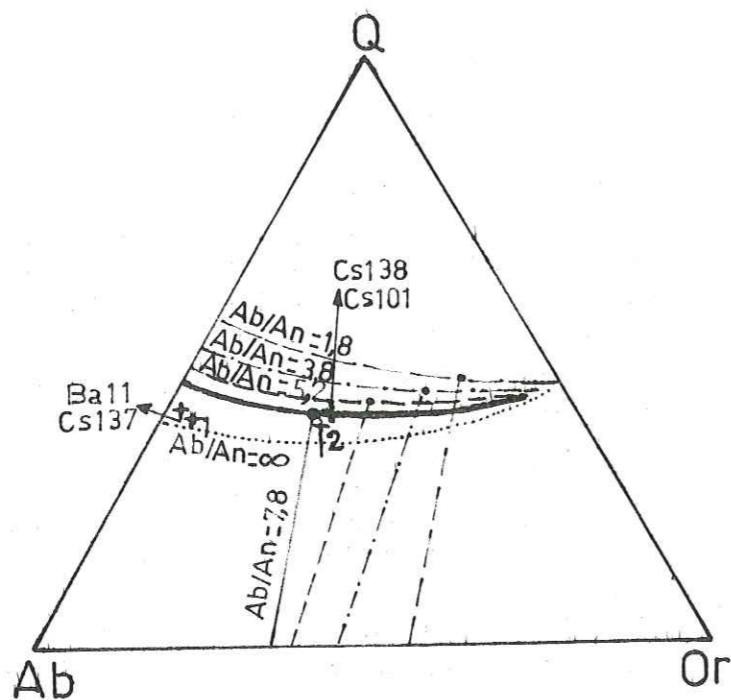


Fig. 4-4 : points éutectiques et lignes cotectiques de sections effectuées dans le système Q-Ab-An-Or-H₂O pour différents rapports Ab/An à 2 000 bars de pression d'eau. Tous les systèmes sont projetés sur le plan Q-Ab-Or (Von PLATEN, 1965).

Si les granites alcalins albitiques ont cristallisé à une température plus élevée que celle du minimum cotectique, ils devraient être placés sur la ligne cotectique des granites monzonitiques (Ab/An = 7,8) puisque ces granites sont en relation à l'échelle du gisement (voir 2.2.5). Les proportions Q : Ab : Or de ces granites ne sont pas habituelles à celles correspondant aux expériences faites avec un rapport $\text{Ab/An} \approx \infty$. En plus, ces proportions ne sont pas également liées à de fortes pressions, car pour $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10\ 000$ bars, le rapport

(Q : Ab : Or = 23 : 26 : 21) est tout à fait différent de ceux de Ba 11 et Cs 137 (voir tableau ci-dessus). Il pourrait alors s'agir d'une différence dans le chimisme initial du bain magmatique. Or nous ne pouvons pas admettre une différenciation à l'échelle décimétrique en deux types de granites au sein d'un magma fluide considéré par avance homogène (voir 3-6). En définitive leurs positions anormales dans le diagramme Q : Ab : Or ne sont compréhensibles que s'ils ont subi des phénomènes géologiques postérieurs ayant perturbé leur chimisme initial.

4.5. GEOTHERMOMETRE A DEUX FELDSPATHS

Nous pouvons appliquer les résultats des analyses chimiques des feldspaths pour avoir un ordre de grandeur de la température de cristallisation. Les feldspaths sont généralement formés de trois molécules Or : $\text{K Al Si}_3 \text{O}_8$, Ab : $\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8$, An : $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_8$. Habituellement, elles forment deux phases où l'on voit deux séries de solutions solides : solution de Ab dans An (plagioclases) et solution de Ab dans Or (feldspaths alcalins). Par contre, Or et An ne sont pas solubles l'un dans l'autre. T. F. W. BARTH (1962) démontre que les concentrations de Ab dans les feldspaths alcalins et dans les plagioclases, ainsi que la pression et la température sont liées par l'équation :

$$f(x_1, x_2, P, T) = 0.$$

Pour un plagioclase entre An 5 et An 40 %, la fonction devient :

$$f(x_1/x_2, T) = 0.$$

Par conséquent :

$$\frac{x_1}{x_2} = \frac{\text{fraction moléculaire d'albite dans le feldspath alcalin}}{\text{fraction moléculaire d'albite dans le plagioclase}} = k_T = e^{\frac{-\Delta E}{RT}}$$

k_T est le coefficient de distribution donné par l'équation $k_T = k_o \cdot e^{\frac{-\Delta E}{RT}}$ où : ΔE = l'énergie réticulaire de Ab dans le feldspath alcalin moins l'énergie réticulaire de Ab dans le plagioclase.

$$k_o = \text{Constante}$$

$$R = \text{Constante gazeuse}$$

$$\text{donc : } \ln k_T = -\frac{1}{T} \cdot \frac{E}{R} + \ln k_o = f\left(\frac{1}{T}\right)$$

Mise en application : pour le feldspath alcalin (FK-Cs 101) et le plagioclase (Fpl-Cs 101), on a $k_T = 0,394$ (voir 3.6.1. et 3.6.2). Mais T. F. W. BARTH (1956b, 1962) utilise la distribution Ab dans le feldspath alcalin avec le pourcentage An du plagioclase, ici $x_1 = \frac{\text{Ab}}{\text{FK}} = 28,6$ et An % = 9 (fig. 4-5).

— GEOTHERMOMETRE A DEUX FELDSPATHS —

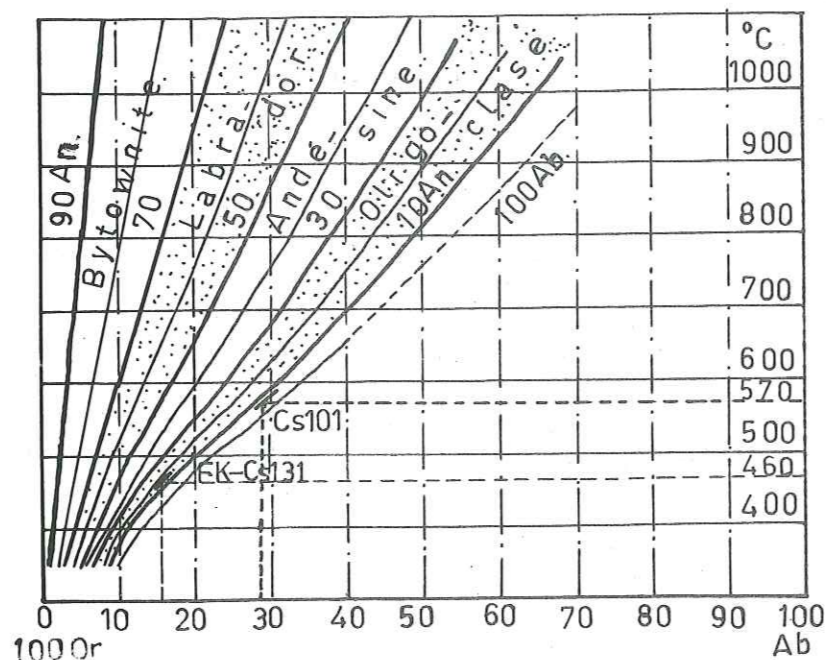


Fig. 4-5 : Coexistence de feldspath alcalin et plagioclase, d'après BARTH (1956 b et 1962). L'abscisse donne la composition du feldspath alcalin exprimée en Or et Ab ; l'ordonnée donne la température en ° C. Les courbes indiquent les relations en équilibre entre la composition des plagioclases (exprimée en An) et la composition des feldspaths alcalins pour différentes températures.

La température de cristallisation est $T = 570 \pm 15^\circ \text{C}$. Cette dernière est plus basse que la température indiquée par le triangle Q : Ab : Or de Von PLATEN (voir 4-4). La température donnée par le géothermomètre de Barth suppose un feldspath alcalin et un plagioclase cristallisés en même temps, et un coefficient de distribution k_T à une température de cristallisation constante. La température de cristallisation d'un magma est rarement constante puisqu'au cours de son ascension à l'état fluide ou semi-fluide la pression diminue fortement. D'autre part la teneur totale en soude modifie considérablement le coefficient de distribution de l'albite (WINKLER, 1961 in G. VIVIER, 1970).

Cette température doit être vérifiée par d'autres données expérimentales. La présence de perthites dans les granites a deux origines distinctes, l'une de striation résultant du changement de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ pendant le dernier stade de cristallisation et l'autre liée aux événements postérieurs (voir 2.2.5.2). Nous pouvons considérer que l'albitisation a peu influencé ce granite monzonitique (Cs 101) eu égard aux teneurs normales en soude, en potasse, et au

métamorphisme (postérieur à ce granite) de la couverture qui a produit des perthites de fracturation dans un système chimiquement clos.

Une température de cristallisation commençante de $680 \pm 5^\circ \text{C}$, déduite du triangle Q : Ab : Or de Von PLATEN (voir 4.4 ci-dessus), indique qu'à cette première étape les feldspaths formés étaient homogènes. En effet le maximum de la courbe du solvus (courbe d'exsolution de deux feldspaths : albite et orthose) dans le système Ab-Or- H_2O est de 660°C et le solvus ne change pas de place de façon mesurable quand $P_{\text{H}_2\text{O}}$ varie (tout au moins jusqu'à $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5\,000 \text{ bars}$) du fait que la vapeur d'eau ne participe pas aux équilibres impliqués au solvus (voir fig. 4-6)

"L'existence de granites, syénites, etc. dans lesquels tout le feldspath sodique est présent en perthites formées durant le refroidissement d'un feldspath alcalin originellement homogène, apporte la preuve que ces roches ont été cristallisées à des températures au-dessus du solvus dans le système Q-Ab-Or- H_2O " TUTTLE et BOWEN (1958).

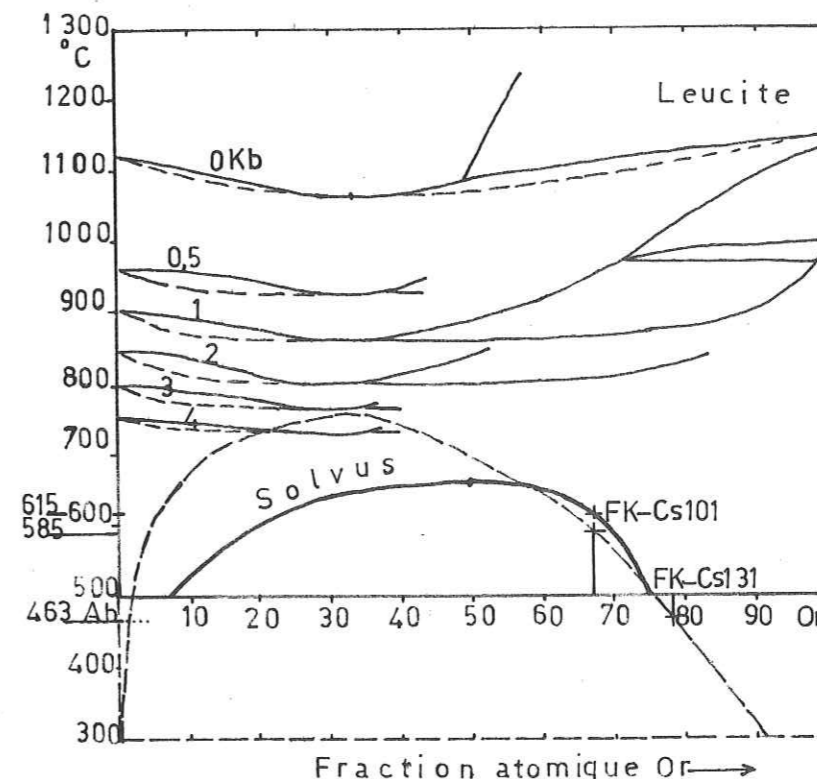


Fig. 4-6 : Relations en équilibre isobars dans le système $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ projetées sur la face Ab-Or du prisme composition-température (TUTTLE et BOWEN, 1958). Les portions de 500, 1 000, 2 000, 3 000 et 4 000 kg/cm^2 isobars sont montrés aussi bien que le solvus qui n'est pas mesurable, affecté par ces pressions. La zone d'exsolution (en tiret) dans le système albite-orthose montrant la valeur du constituant sodique dans les feldspaths alcalins et plagioclases coexistants par rapport à la température de cristallisation déduite de leurs paragenèses (T. F. W. BARTH, 1951).

La vérification peut s'effectuer alors par le solvus (voir fig. 4-6). Cette courbe nous fournit la température minimale d'existence stable des feldspaths alcalins ($Or_{68,3} Ab_{28,6} An_{3,1}$). Elle est de $585^{\circ} C$ selon le solvus de BARTH, $615^{\circ} C$ selon celui de BOWEN et TUTTLE. Ainsi les trois températures trouvées sont assez proches et on peut dire en conclusion, que les granites monzonitiques ont commencé à cristalliser à une température de $680 \pm 5^{\circ} C$, et que durant le refroidissement, la température minimale d'existence stable a été de $590 \pm 15^{\circ} C$, puisqu'elle a abouti à la formation des perthites.

L'application au feldspath alcalin ($FK-Cs 131 ; Or_{79,3} Ab_{15,8} An_{4,9}$) de la leptynite calco-alcaline (Cs 131) a donné une température de $480 \pm 20^{\circ} C$ (voir fig. 4-6). Or, on doit se rappeler que les leptynites calco-alcalines ont un chimisme et une perthitisation identiques à ceux des granites et il paraît même logique d'utiliser le diagramme Q : Ab : Or de Von PLATEN dans lequel elles se confondent avec les granites monzonitiques. Mais ayant établi leur origine rhyolitique grâce aux études pétrographique et pétrochimique et le fait qu'elles ont subi le métamorphisme du socle ancien on peut difficilement expliquer cette valeur de température et on pourrait évidemment penser à une rhyolite dont les feldspaths homogènes formés à haute température se sont déstabilisés par mobilisation de leur soude (ou potasse) durant le métamorphisme soit du socle ancien, soit de la couverture, soit des deux. De cette manière on pourrait expliquer en partie l'albitisation à l'échelle du gisement (métasomatose locale).

Ainsi l'albitisation observée d'une part dans les leptynites, d'autre part dans les granites sous forme de "bouffées" diffuses pourrait être assimilée en partie à une sorte de métasomatose locale produite durant le métamorphisme alpin.

4.6 PROBLEMES PARTICULIERS

Nous traiterons ici, parmi de nombreux phénomènes, seulement des plus frappants : l'albitisation et la similitude chimique des leptynites et des granites.

4.6.1 Phénomène d'albitisation

Tout au long de notre étude, nous avons insisté sur l'existence de ce phénomène qui a surtout affecté les formations du socle ancien.

Dans les amphibolites massives et gneiss à amphibole, l'albite et la zoisite, secondairement formées, sont liées à la présence des plagioclases

calciques et les remplacent partiellement ou totalement (voir fig. 2-6, 2-14). En pourcentage volumétrique, l'albite varie de 0 à 21 % (voir tableaux 2-1, 2-2, 2-3). Les analyses chimiques ont montré une teneur en Na_2O de 2,80 à 4,25 % (voir tableau 3-1). Le diagramme $MgO - K_2O - Na_2O$ illustre l'enrichissement en soude de l'échantillon Cs 54 (voir fig. 3-8). Nous avons conclu que l'albite des amphibolites massives est surtout liée à la transformation des plagioclases dans les conditions du subfacès Bl.1 de la couverture. Néanmoins, les gneiss peu quartziques ont une teneur en soude assez importante.

Dans les paragneiss et micaschistes, les plagioclases altérés voisinent avec l'albite d'apparence fraîche. Dans le diagramme $MgO - K_2O - Na_2O$ (voir fig. 3-8), l'échantillon analysé (Cs 104) se place au pôle sodique du domaine des grauwackes.

Dans les leptynites, la soude se manifeste dans les perthites (ou anti-perthites) et dans les albites non altérées. Le remplacement des anciens plagioclases par les perthites se fait de l'extérieur vers le cœur du cristal (voir fig. 2-29, 2-30). En pourcentage volumétrique, dans les leptynites albitiques, les anti-perthites représentent 38 %, les plagioclases 19 % ; dans les leptynites calco-alcalines, les perthites représentent 14 à 32 %, les plagioclases 12 à 14 % et les feldspaths alcalins 36 %. La présence de plusieurs types de perthites, parfois légèrement altérées et cassées (voir fig. 2-41) comme les plagioclases, rend difficile la chronologie relative de la perthitisation et de l'albitisation (voir 2.2.3). Les analyses chimiques montrent que la soude est anormalement élevée (6,85 à 4,95 %) dans les leptynites albitiques alors que dans les leptynites calco-alcalines la soude (3,55 %) est en quantité normale. Il suffit de regarder le diagramme $MgO - K_2O - Na_2O$ (voir fig. 3-8) pour voir l'ampleur de l'apport sodique.

Dans les gneiss verts, le phénomène d'albitisation et la présence de Na_2O ont les mêmes caractères que dans les leptynites. Il en est de même dans les granites (cf. tableau 3-1 et paragraphe 3.6).

Dans les diagrammes où figure la soude, les granites s'étalent dans un domaine allant des granites monzonitiques aux granites alcalins albitiques. Il en ressort également une incompatibilité dans le diagramme Q : Ab : Or de Von PLATEN (voir 4-4). Le phénomène ne se borne pas aux granites qui sont le terme le plus récent du socle ancien. Cependant, nous avons pu fixer le front d'albitisation dans les schistes à porphyroblastes d'albite (voir fig. 2-59), juste à la base de la couverture épimétamorphique, ce qui évoque une introduction métasomatique de sodium dans des roches originellement pélitiques. Par ailleurs, le phénomène de la chloritisation des biotites va de pair avec l'albitisation.

Au commencement d'une discussion plus approfondie on peut donc, d'ores et déjà, tenir pour certain un excès de soude dans les roches du socle ancien. D'où vient cet excès de soude ? L'intrusion des granites d'âge hercynien n'est pas à l'origine de ce phénomène car ces roches l'ont subi. Pour tenter de l'expliquer, nous considérons le cas des leptynites et des granites.

Ceux-ci ont des termes calco-alcalins et alcalins albitiques. Leur répartition sur le diagramme $\frac{Al/3-K}{Al/3-Na}$ (H. de La ROCHE, 1968) (fig. 4-7) ne suit pas les tendances propres à une série volcanique typique (atlantique, pacifique ou intermédiaire), mais au contraire suit une droite d'équation : $Al/3-K = -0,7 (Al/3-Na) - 12$ qui recoupe les trois séries.

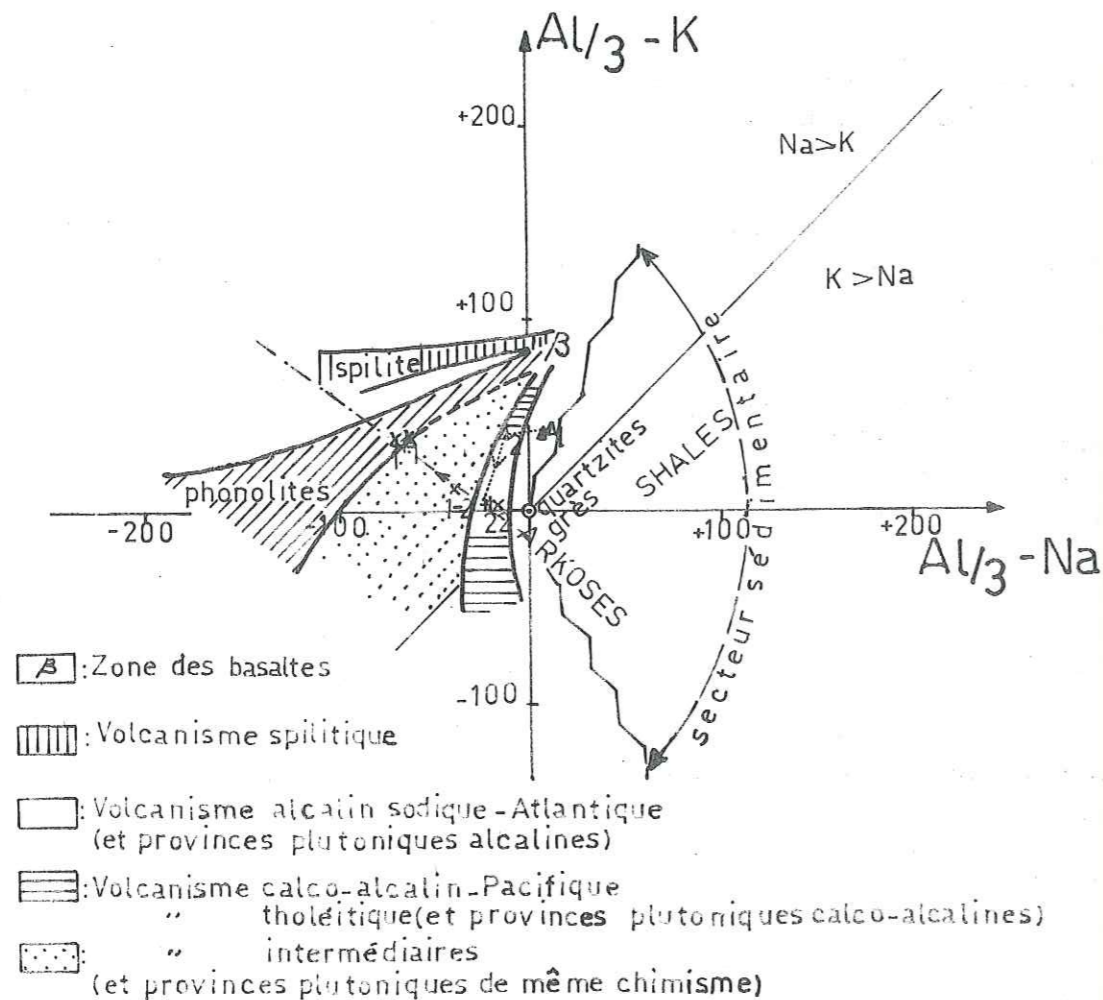


Fig. 4-7 - Domaines et tendances volcaniques et sédimentaires présentés en fonction du comportement différentiel de Na, K et Al (Na, K et Al sont exprimés en milliatomes dans 100 g de roche) d'après H. de La ROCHE (1968). Pour la signification des symboles voir la planche 9.

Dans le paragraphe 4.5, nous avons signalé que les granites et les leptynites albitiques n'étaient pas liés dans les conditions normales aux types calco-alcalins.

A la lumière de tous les diagrammes (voir pétrochimie) nous avons été conduit à considérer que l'apport sodique est uniquement corrélatif de la potasse tandis que les autres éléments restent pratiquement insensibles à cet apport.

L'équation précédente devient :

$$Na + K = 0,57 Al + 12$$

Pour les leptynites (Al moyen = 123 milliatomes/g), on a :

$$Na + K = 82 \dots\dots\dots (1)$$

et pour les granites (Al moyen = 117 milliatomes/g) :

$$Na + K = 79 \dots\dots\dots (2)$$

Donc, Na remplace K à volume constant. De plus les deux équations précédentes montrent que l'effet du phénomène est à peu près identique dans les deux cas, pourtant très différents.

La valeur réelle de cet apport peut être entrevue lorsqu'on considère un matériel calco-alcalin peu affecté par ce phénomène ; c'est le cas Cs 131 ou Cs 101 dont les points représentatifs tombent bien dans leur domaine propre (fig. 4-7).

Tableau 4-4

Echantillon	Na	K	Excès de Na	Perte en K	Albite provenant d'excès de Na
Cs 53	110	1	69	40	29
Cs 92	103	3	62	38	24
<u>Cs 131</u>	57	41	16	0	16
Cs 143	80	27	39	14	25
<hr/>					
Cs 137	106	1	68	37	31
Ba 11	107	1	69	37	32
<u>Cs 101</u>	63	38	22	0	22
Cs 138	65	38	24	0	24

Le tableau 4-4 nous donne l'excès de Na, la perte en K et le nombre de millimolécules d'albite lié à l'excès de Na (qui n'a pu remplacer K).

On voit que lorsque Na augmente, il provoque le départ de K, qui est à l'origine de la kaolinisation et de la séricitisation ; et que lorsque Na dépasse la valeur constante (82 ou 79), il donne de l'albite. Puisque cet apport est lié au métamorphisme alpin, l'albite ainsi formée restera stable. L'altération des feldspaths antérieurs est donc activée en présence de Na.

En ce qui concerne l'origine de cet apport, on peut imaginer une mobilisation du sodium dans les roches en profondeur, qui se serait traduite par un apport de nature hydrothermale migrant au cours de l'orogénèse alpine (phase autrichienne).

K. NEBERT et F. RONNER (1956) ont décrit une albitisation alpine (limite éocène-oligocène) dans le massif de Menderes (voir Pl. 1, Sud-Ouest de la Turquie) liée aux mouvements orogéniques. Il est possible que le massif de Bitlis ait subi l'albitisation lors d'une phase un peu plus ancienne (phase autrichienne).

En conclusion, les formations du massif de Bitlis ont subi une ré-tromorphose correspondant au métamorphisme alpin, accompagnée d'une phase d'albitisation contemporaine ou légèrement postérieure.

"La chloritisation et l'albitisation ne sont pas des phénomènes inconnus, non plus que leur liaison intime, dans les Alpes (R. MICHEL, 1953), en Bretagne méridionale (J. COGNE, 1957) et en Limousin (M. CHENEVOY, 1957). Dans tous les cas, ils traduisent un polymétamorphisme des séries cristallophylliennes" (M. CHENEVOY, 1959).

Il est fort vraisemblable qu'avec son double métamorphisme et son albitisation, le socle ancien du massif de Bitlis n'ait pas échappé à cette règle.

4.6.2 Relations entre granites et leptynites

Au cours des levés géologiques, nous avons toujours observé de petites masses granitiques intrusives exclusivement dans les grandes masses de leptynites. Il est difficile d'expliquer pourquoi ces granites se localisent uniquement dans les leptynites. L'étude des enclaves énallogènes des granites a précisé que les séries antérieures aux leptynites, présentes en partie dans ces enclaves, doivent être recoupées par les granites hercyniens. Mais nous n'avons pu observer ce phénomène sur notre terrain, très réduit par rapport à l'extension de la chaîne.

L'étude pétrographique a distingué les granites des leptynites par leur structure équante et les a rapprochés par leur composition minéralogique, leur perthitisation et leur albitisation identiques. L'étude pétrochimique a constamment précisé le même chimisme pour ces deux types de roches.

Nous avons conclu que les leptynites calco-alcalines proviennent d'anciennes roches rhyolitiques calco-alcalines, que les granites sont monzonitiques (calco-alcalins) et que le phénomène postérieur d'albitisation alpine avait abouti partiellement, dans les premières, aux leptynites albitiques et, dans les seconds, aux granites alcalins albitiques.

En conséquence, les leptynites et les granites calco-alcalins appartiennent à un même plutonisme de type pacifique (voir fig. 4-7).

L'étude géochronologique (voir 6.3) a précisé les âges des granites (325 ± 3 M A : phase sudète) et des leptynites (427 ± 54 M A : phase taconique). Par conséquent, les granites hercyniens, chronologiquement postérieurs au métamorphisme des leptynites, c'est-à-dire du socle ancien, se sont probablement mis en place par le processus suivant : le vieux socle profond a été remobilisé lors de l'orogénèse hercynienne pour engendrer un magma palingénétique responsable de ces granites intrusifs.

CHAPITRE 5

TECTONIQUE ET HISTOIRE GEOLOGIQUE

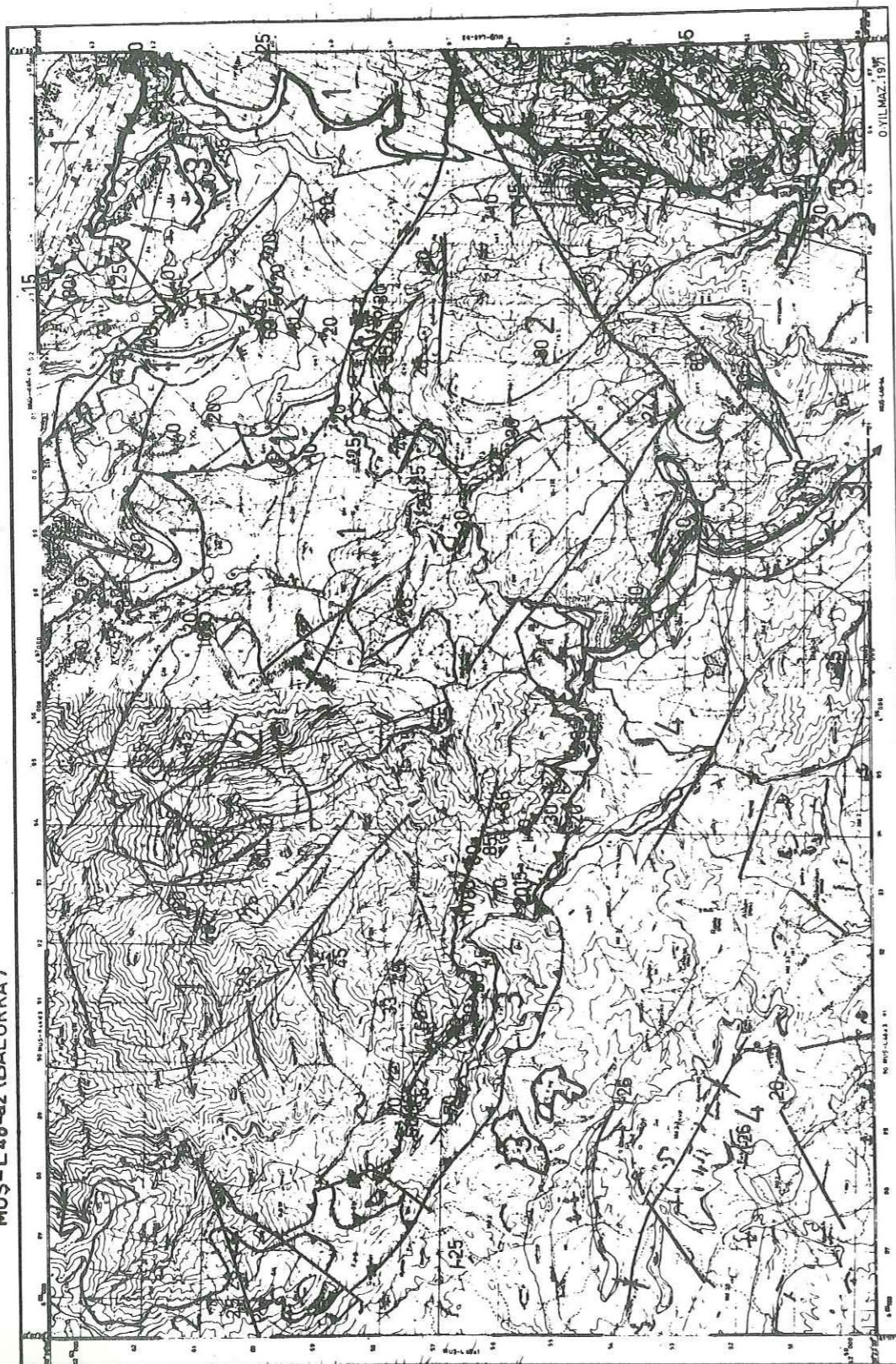
5.1 TECTONIQUE

5.2 HISTOIRE GEOLOGIQUE

PI.10 S C H E M A S T R U C T U R A L

MUS-L46-a2 (BALURKA)

MUS-L46-b1 (CACAS)



SIGNES CONVENTIONNELS

- 23 X Pendages de couches: normal et renversé
- CFE " tirés de photos aériennes
- 0510/4070 Schistosités tirées de photos aériennes
- 40 Lineation

1000 500 0 1000 2000m

- X Axe d'anticlinal
- de synclinal
- Faïlle avec plongement
- masquée, supposée
- Charrriage (barbule vers
- le côté chevauchant

- 1 SOCLE ANCIEN DU MASSIF DE BITLIS
- 2 COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE " " "
- 3 FLYSCH OROGENIQUE
- 4 TERTIAIRE AUTOCHTONE

5.1 TECTONIQUE

La région de Cacas se trouve sur le flanc sud du massif de Bitlis où les structures en nappes de charriage sont très nombreuses et superposées. Les charriages sont issus de failles de chevauchement. La tectonique cassante se traduit par de nombreuses failles subverticales et à rejet important.

Dans le schéma structural (cf. Pl. 10), nous avons différencié 4 unités tectoniques qui d'ailleurs se distinguent aussi pétrographiquement.

Le socle se trouve poussé par des mouvements récents sur du flysch orogénique, qui semblent masquer toutes les structures acquises lors des orogènes anciennes (précambrienne, calédonienne, hercynienne) ainsi que ses relations avec sa couverture. Cependant ses structures antérieures existent. Mais, cette partie du massif de Bitlis, très touchée par des déformations tardives, ne se prête pas à l'établissement à une chronologie structurale. Les gneiss à foliation isoclinale sont décalés compartiment par compartiment par des failles importantes. De ce fait les foliations mesurées ne permettent aucune interprétation valable. Néanmoins, par endroit, les foliations ont des directions N 00 - N 60 de pendage 10-30 SE.

Cette foliation annonce en gros la direction de l'anticlinorium du massif (cf. Pl. 2). Celui-ci a une direction régionale NW-SE qui semble correspondre à une étape tectonique précambrienne.

Le schéma interprétatif fait par photogéologie et les mesures de foliation sur le terrain (cf. Pl. 10) montrent :

- un anticlinal d'axe courbe N 00 - N 120 à l'emplacement des roches à amphibole et un autre à l'Est de la région près de Belaço ;

- deux synclinaux perchés de direction N 00 - N 20 correspondant à la couverture épimétamorphique. Ceux-ci indiquent une reprise de la structure au cours de l'orogène hercynienne. Après ces mouvements hercyniens, la région devient stable. Les phases plus récentes se traduisent par une tectonique chevauchante et cassante. Les failles subverticales très importantes ont deux directions principales. N 60 et N 130. La dernière correspond à la direction des failles dans le Tertiaire autochtone et dans le flysch.

La tectonique chevauchante a créé le charriage frontal du massif de Bitlis qui se poursuit bien au-delà de notre secteur. On peut ainsi distinguer trois nappes superposées dans les formations du socle ancien (voir fig. 5-1, 5-2).

- une à l'Est du secteur, se couchant sur les calcaires karstiques recristallisés. Il est très aisé de la suivre grâce aux affleurements de couleur lie-de-vin du

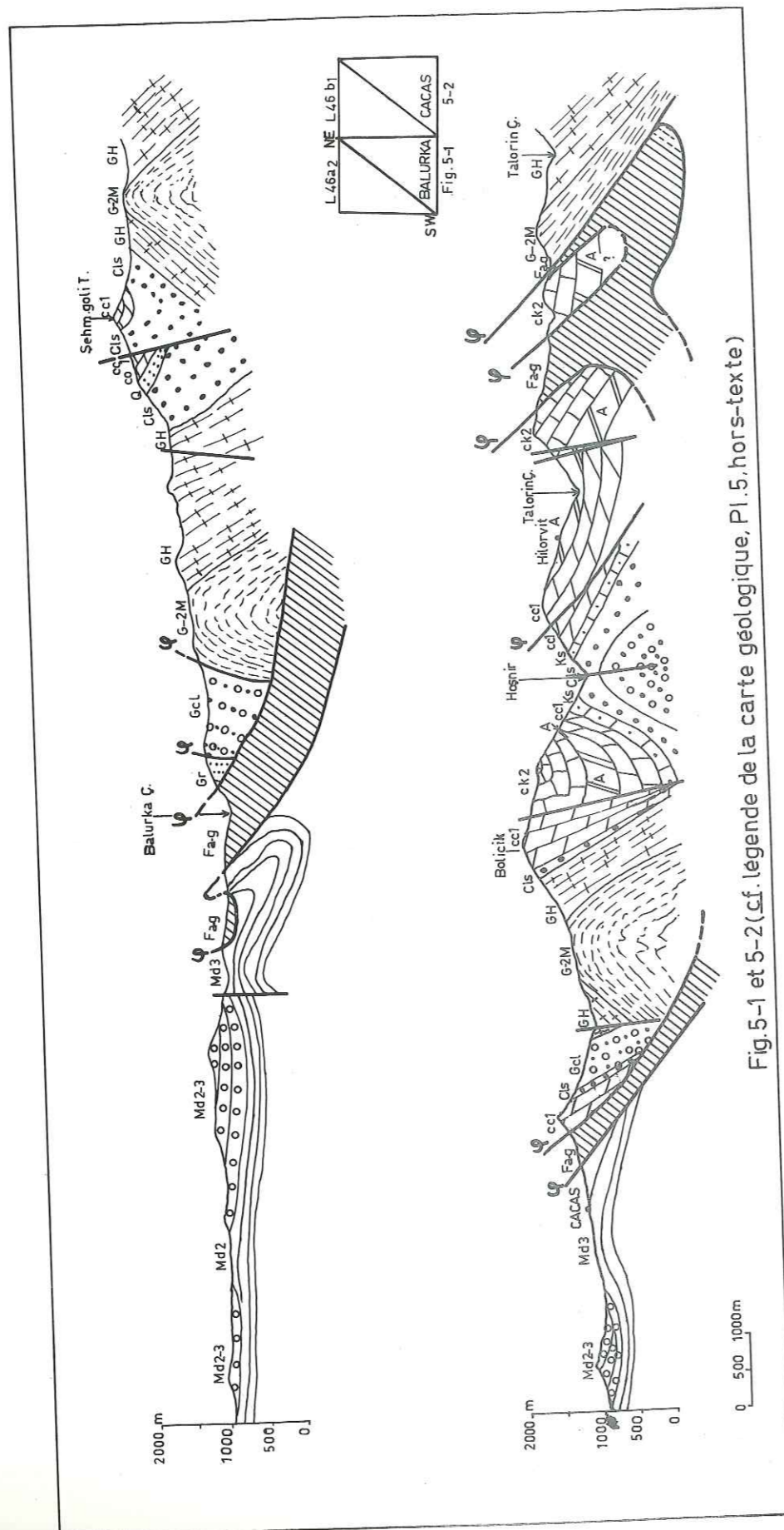


Fig. 5-1 et 5-2 (cf. légende de la carte géologique, Pl. 5. hors-texte)

flysch entre les terrains métamorphiques et les calcaires karstiques recristallisés. Au Nord, les gneiss à amphibole, biotite et grenat reposent sur les schistes verts supérieurs. Cette nappe chevauche donc la moitié est du synclinal N-S individualisé par les formations supérieures de la couverture.

- l'autre, la plus grande, recouvre tout le secteur étudié. Les formations ont glissé les unes sur les autres. Certains termes de base de la couverture ne sont pas partout visibles ; les calcaires cc 1 peuvent même être en contact anormal avec les leptynites.

Cette nappe flotte entièrement sur du flysch et montre un certain déplacement de l'ordre de 17 à 20 km sur ce dernier.

La région doit être considérée comme un front de nappe dont la racine est au moins à 30 km au Nord de la ligne frontale du massif de Bitlis (cf. Pl. 2).

Ces deux masses charriées ne sont jamais en contact avec le bassin autochtone tertiaire. Il est possible que l'ampleur des efforts tectoniques n'ait pas suffi à franchir cette zone liée à une accumulation géosynclinale très épaisse.

- la troisième nappe, située au Nord-Est de la région, met en contact, par un plan de charriage issu d'une faille de chevauchement, les diverses roches métamorphiques et épimétamorphiques.

Le charriage principal du Sud-Est anatolien met en contact anormal les formations du flysch et le substratum autochtone. Ce charriage accompagne ceux du massif de Bitlis, énumérés ci-dessus. Ils sont issus des mêmes efforts tectoniques.

Le substratum autochtone est constitué d'un anticlinal situé au Sud du secteur (cf. fig. 2-79) et d'un synclinal, tous deux ayant des axes parallèles de direction N 125 (cf. Pl. 10). Les terrains qui les occupent ont un âge burdigalien-vindobonien. Les mouvements en nappes de charriage se sont donc passés à une époque postérieure au Vindobonien et correspondent donc à une phase finimiocène ou pliocène (phase rhodanienne).

5.2 HISTOIRE GEOLOGIQUE

Les études pétrochimiques ont permis de reconstituer la série des roches originelles. Les études géochronologiques ont apporté des âges compatibles avec l'histoire géologique du massif de Bitlis.

Nous pouvons donc imaginer les phénomènes géologiques mentionnés ci-dessous.

Le point de départ est déclenché à une époque précambrienne d'âge 600-700 M A, par les intrusions basiques (gabbro-dioritiques). Par érosion de ces masses intrusives, les grauwackes et les sédiments grésopélitiques se sont accumulés dans des mers peu profondes. Puis les épanchements rhyolitiques s'intallent sur les grauwackes avec une épaisseur de plus de 500 m, et sont surmontés par des grauwackes et d'autres coulées rhyolitiques. Un épisode du métamorphisme de type amphibolite faciès et d'âge 427 ± 54 M A (phase taconique) les transforme respectivement, en amphibolites massives et gneiss à amphibole, biotite et grenat, en paragneiss et micaschistes, en leptynites et en gneiss verts. Il est inimaginable que les gneiss ainsi formés n'aient pas une suite à caractères moins métamorphiques. Une forte érosion a donc dû se produire, décapitant les faciès sus-jacents. Après le métamorphisme, une période de plissement a créé l'anticlinarium d'axe NW-SE du massif de Bitlis.

Après cette période d'érosion qui correspond vraisemblablement à des phases d'âge post-tectonique et anté-sudète (Gothlandien - Dévonien - Carbonifère inférieur), le granite lié à la phase sudète est injecté jusqu'au niveau des leptynites.

Au cours de l'orogénèse hercynienne, le plissement a donné des synclinaux et anticlinaux N-S. Dans les synclinaux ainsi formés la transgression des mers permo-carbonifères s'est traduite par les sédiments de la couverture épimétamorphique du massif de Bitlis. Elles déposent des microconglomérats, des pélites, des grès, des calcaires gréseux, des calcaires peu dolomitiques, (voir tableau 2-9 et Pl. 7), puis correspondant probablement à des faciès de régression au cours du Trias, des calcaires à chert des marnes, des cherts ferrugineux et des basaltes. Après cette étape, la chaîne demeure au-dessus de la mer et probablement s'érode. Ce n'est qu'au Crétacé inférieur (?) que la mer envahit de nouveau, en partie, les synclinaux N-S pour y déposer des calcaires purs ou peu dolomitiques.

Au cours de la phase autrichienne, l'ensemble de ces roches subit un second métamorphisme de moindre intensité (cf. 4.3.1). Lors de cette phase ou peu après, une albitisation est ressentie dans toutes les formations du socle ancien.

A la fin du Crétacé inférieur, la chaîne acquiert ses caractères. Soudain, au cours du Crétacé supérieur - Paléocène et peut-être de l'Eocène une fosse étroite géosynclinale apparaît au Sud et tout au long du massif. Au

cours de la sédimentation, le massif de Bitlis fournit ses éléments par une érosion intense liée à des secousses épirogéniques importantes et parfois glisse en partie par gravité à l'intérieur de cette fosse. Les laves sous-marines spilittiques et basaltiques (ainsi que des roches ultrabasiques, en dehors de notre secteur) s'introduisent dans les sédiments de type flysch.

A la fin de l'Eocène, tout le massif, ainsi que le flysch, est exondé (cf. 2.4.6).

Au Sud, les sédiments molassiques tertiaires en discordance sur les calcaires éocènes se déposent du Burdigalien au Vindobonien et se plissent en synclinal. Au cours ou après cette phase de plissement (phase rhodanienne), les mouvements épirogéniques ayant des efforts orientés du Nord au Sud charrient sur ce synclinal le flysch et sur ce dernier les métamorphites.

Ces mêmes efforts, responsables également d'une tectonique cassante, donnent naissance à des failles très importantes subverticales ou chevauchantes (voir fig. 5-1 et 5-2).

CHAPITRE 6

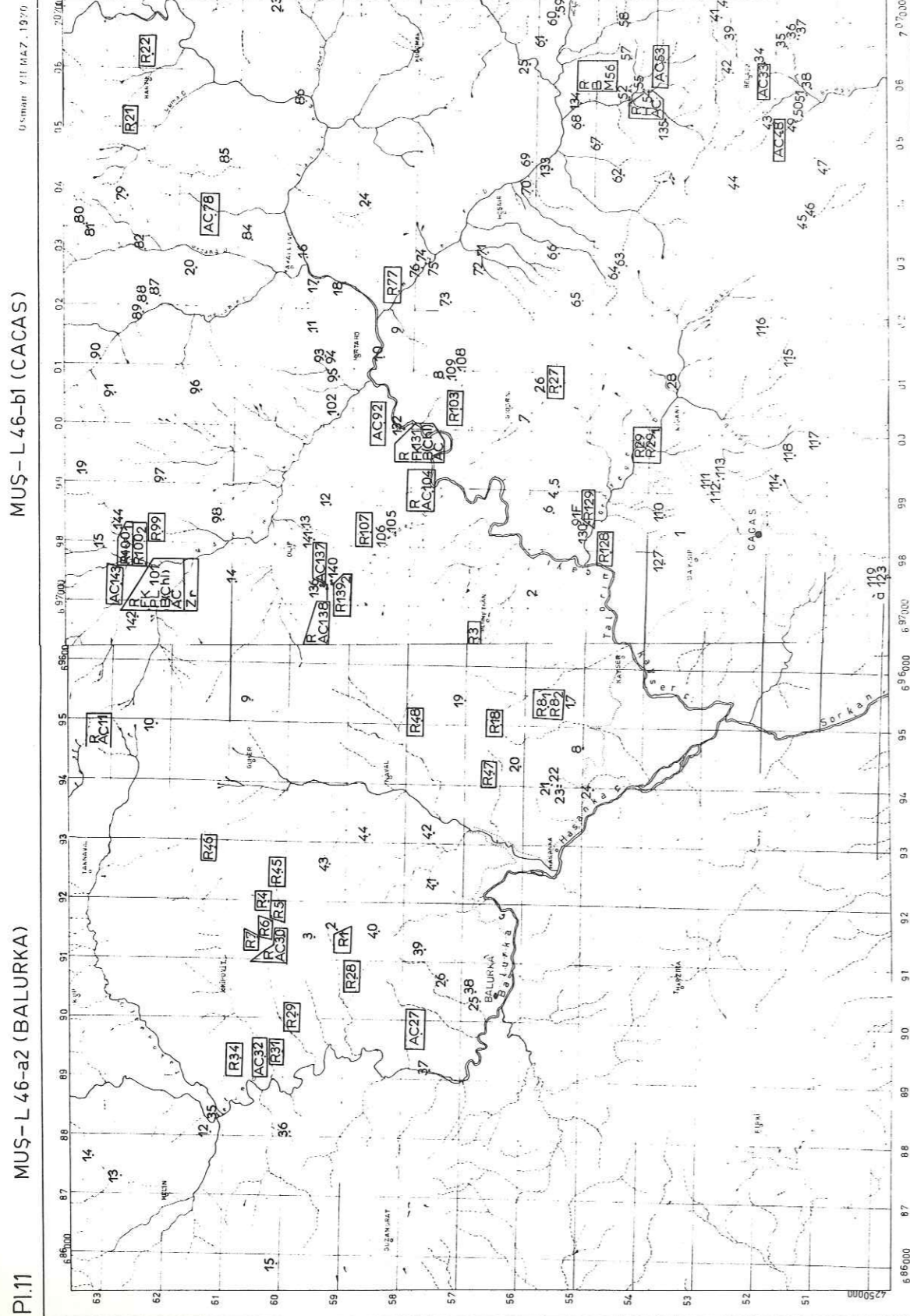
ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE

6.1 INTRODUCTION

6.2 METHODE AU STRONTIUM

6.3 INTERPRETATION DES RESULTATS

6.4 MESURES COMPLEMENTAIRES



LOCALISATION DES ECHANTILLONS
 R: Roche totale
 FK: Felds. alcalin
 PL: Plagioclase
 B: Biotite
 BC: ch: chloritisée
 M: Muscovite, Hornblende, Zr-Zircon
 AC: Analyse chimique

6.1. INTRODUCTION.

De l'étude pétrographique, pétrogénétique et tectonique, il ressort que les anciennes formations volcano-sédimentaires et éruptives basiques (gabbros) ont été soumises à deux métamorphismes au moins. Alors que le granite intrusif ne subissait que le tout dernier (chloritisation et albitisation).

Les roches éruptives cantonnées à la base des paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat ± sillimanite sont légèrement migmatisées. Les granites monzonitiques à alcalins, contenant en enclaves des amphibolites et des paragneiss, sont toujours cantonnés à l'intérieur des leptynites.

Cette chronologie relative est établie bien que la tectonique alpine soit fortement ressentie.

Des idées assez vagues sur ce massif indiquent seulement que toutes les formations étaient d'âge d'antépermien.

Il restait donc à recourir aux méthodes géochronométriques notamment à la méthode au "Strontium" avec laquelle les 47 échantillons ont été mesurés (roches totales et minéraux).

Les zircons du granite monzonitique (Cs 101) ont fait l'objet d'une mesure au plomb total et la hornblende du gneiss à amphibole (Cs 54) a été datée par la méthode au K/Ar. Pour ces deux derniers minéraux nous nous contenterons de donner les résultats sans toutefois essayer d'avancer des hypothèses du fait de leur mesure unique.

Nous allons essayer à partir de cette étude géochronométrique, menée au Laboratoire de Géochronologie du Département de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand, d'interpréter les périodes de certains événements géologiques du massif de Bitlis.

6.2. METHODE AU STRONTIUM.

6.2.1. Principe ::

Le rubidium :

C'est un métal alcalin de n° atomique 37, de masse 85,47 très voisin du Potassium. Le rayon du Rb est voisin de celui du K. De ce fait, il peut le remplacer par substitution dans les minéraux potassiques (biotite, muscovite, lépidolite, feldspaths potassiques...). Donc, il se rencontre dans les roches riches en SiO₂ et Al₂O₃.

Le strontium :

C'est un métal alcalino-terreux, de n° atomique 38 et de masse 87,62. Il est lié au calcium.

Les isotopes et les masses du Rb et du Sr sont respectivement donnés dans le tableau 6-1.

Tableau 6-1

Nature	Isotope	Masse	Etat
Elément Rb =	85 Rb=0,7215	84,912	Stable
	87 Rb=0,2785	86,916	Radioactif
	1,0000	85,47	"
Elément Sr =	84 Sr=0,0056	83,913	Stable
	86 Sr=0,0986	85,909	"
	87 Sr=0,0702	86,909	"
	88 Sr=0,8256	87,906	"
	1,0000	87,62	

Seul le 87 Rb est radioactif. Par émission β , il se désintègre pour donner le 87 Sr*, dit radiogénique.



La constante de désintégration du Rb que l'on adoptera ici est celle de Flynn et Glendenin (1959).

$$\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

Note : Les laboratoires américains utilisent comme constante de désintégration du Rb :

$= 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$, établie par ALDRICH et al. (1956). La raison d'abandonner cette dernière est citée dans la thèse de F. BRON (1970).

Soit n = nombre d'atomes radiogéniques formés pendant le temps t.
N = le nombre d'atomes radioactifs restant au bout du temps t.

L'âge est donné par la formule :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \text{Ln}\left(1 + \frac{n}{N}\right) \dots (1)$$

Dans le cas du Rubidium :

$$n = 87 \text{ Sr}^*$$

$$N = 87 \text{ Rb} \longrightarrow$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left(1 + \frac{87\text{Sr}^*}{87\text{Rb}} \right) \dots (2)$$

On peut ainsi calculer l'âge t du minéral si on connaît les teneurs en 87 Sr* et 87 Rb.

A côté du 87 Sr* (radiogénique), les minéraux ont un Sr dit primaire (ou initial) dont les 4 isotopes naturels sont ceux de masse 84, 86, 87, 88 (cf. tableau 6-1). Ceux-ci n'étant ni radioactifs, ni radiogéniques, leurs rapports respectifs sont fixes.

On doit donc corriger la valeur du 87 Sr total dosé en retranchant le Sr initial.

La correction peut se faire de deux manières.

6.2.1.1. : Modèle au Sr primaire conventionnel :

La composition isotopique du Sr initial, admise conventionnellement est égale à celle du Sr actuel de l'eau de mer. On la caractérise par le rapport :

$$\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} = 0,712 \dots (3)$$

La teneur en 87 Sr radiogénique dans le minéral est :

$$87 \text{ Sr}^* = 87 \text{ Sr}_{\text{total}} - 87 \text{ Sr}_{\text{primaire}}$$

Il suffit de doser 88 Sr, le plus abondant.

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \text{Ln} \left(1 + \frac{87 \text{ Sr}_T - 87 \text{ Sr}_P}{87 \text{ Rb}} \right) \dots (4)$$

A l'aide des dosages 87 Rb, 87 Sr_M et 87 Sr_P on calcule l'âge.

Ce modèle donne des erreurs. Car, il ne tient pas compte du milieu métamorphique. Par exemple ; où un minéral peut avoir déjà son 87 Sr_N, enrichi en 87 Sr* ni du milieu pauvre pour lequel l'imprécision sur l'âge est inadmissible (cf. M. BONHOMME et al. 1969).

Le milieu pauvre contient moins de 16,7 % 87 Sr*, et il est caractérisé par un rapport 87 Sr/86 Sr inférieur à $0,712 \cdot \frac{100}{83,3} = 0,854$.

6.2.1.2. Modèle au Sr ajusté par isochrone :

Avec ce modèle, on connaîtra le rapport (87 Sr/86 Sr)_P (ou initial)

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \text{Ln} \left(1 + \frac{87 \text{ Sr}_M - 87 \text{ Sr}_P}{87 \text{ Rb}} \right).$$

Or, on sait que $87 \text{ Sr}_{N/86\text{Sr}_M} = 87 \text{ Sr}_{N/86 \text{ Sr}_N}$. Car, 86 Sr est stable.

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \text{Ln} \left(1 + \frac{(87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_M - (87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_P}{(87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr})_M} \right) \text{ -----(5)}$$

$$(87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_M = (e^{\lambda t} - 1) (87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr})_M + (87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_P.$$

$$y = \text{tg} \alpha \cdot x + a \text{ -----(6)}$$

C'est l'équation de la droite dite isochrone. Le rapport $(87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_P$ est donné par intersection de l'isochrone avec l'axe $y = (87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_M$ (voir fig. 6-1)

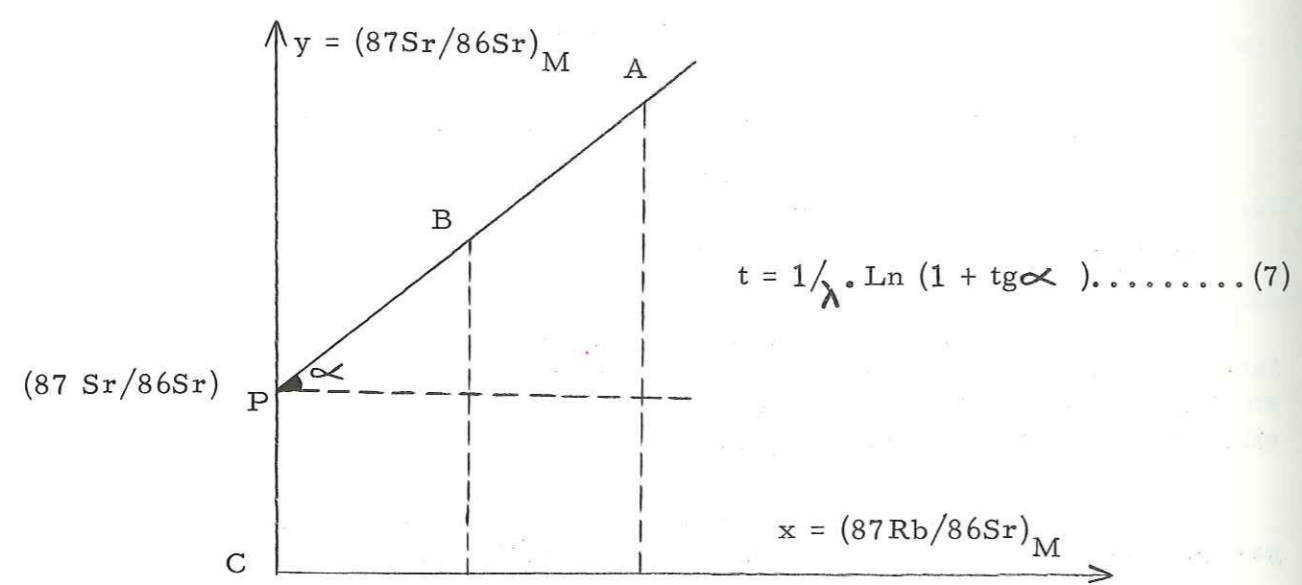


Fig. 6-1 : Tracé d'une isochrone au Sr ajusté.

$$e^{\lambda t} - 1 = \text{tg} \alpha$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} (1 + \text{tg} \alpha) \text{ où } \text{tg} \alpha = \frac{(87\text{Sr}/86 \text{ Sr})_A - (87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_B}{(87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr})_A - (87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr})_B}$$

En somme, la détermination d'un âge au Sr ajusté par isochrone est réduite au calcul des rapports $y = 87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$, $x = 87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr}$. Pour obtenir cette isochrone, on dispose de plusieurs roches d'une même formation ou de plusieurs minéraux d'un même échantillon. On supposera qu'ils ont évolué de la même manière et qu'ils ont eu le même Sr initial et un âge identique ou, tout au moins, que leur Sr est homogénéisé à l'instant mesuré. Cet âge est donné par la formule (7).

Or, de nombreux points ne sont pas alignés rigoureusement. On utilise alors la méthode mathématique dite des régressions.

Cet âge correspond donc à une cristallisation du même moment ou à une homogénéisation du Sr (rajeunissement).

On peut tracer les isochrones des différents milieux (minéraux et roches totales). Cependant, certains minéraux résistent mieux que d'autres aux effets du métamorphisme. La biotite perd son Sr dès 250° C. Pour cette dernière, l'âge mesuré marquera l'événement géologique le plus récent subi par la roche.

L'intérêt du modèle au Sr ajusté par isochrone est évident. Y. VIALETTE (conférence, mars 1970) : "Cette méthode des isochrones permet de décider si la roche est restée un système clos depuis sa formation, et d'émettre des hypothèses sur l'origine des roches, car le rapport initial varie suivant la provenance". (voir tableau 6-2).

Tableau 6-2

$(87 \text{ Sr}/86\text{Sr})_P$	Provenance
0,699	Météorites
0,702-0,705	Basalte océanique
>0,705	Basalte continental
0,706-0,708	Granite primaire

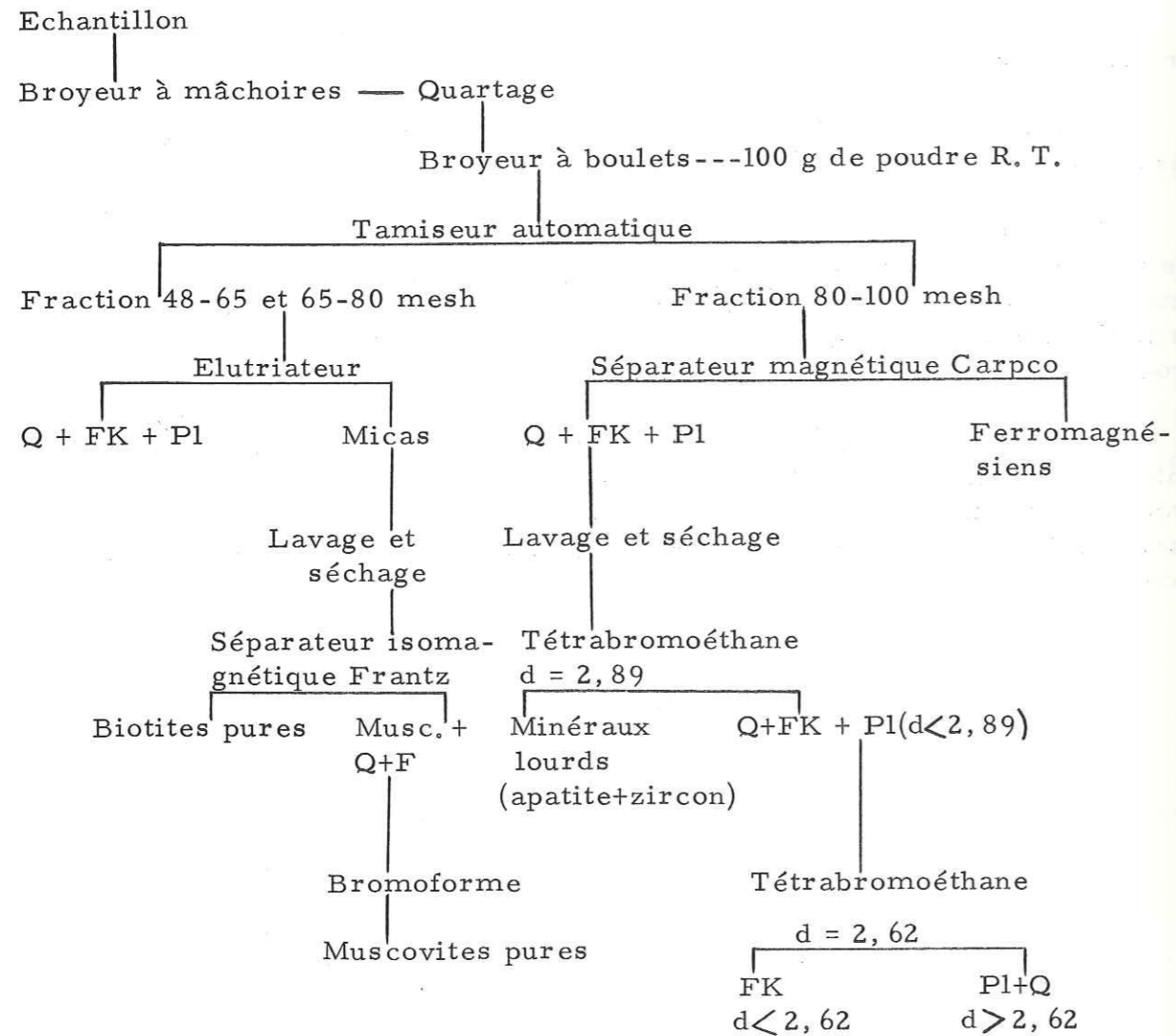
6.2.2. : Technique de la méthode au Strontium

6.2.2.1 : Prélèvement : (cf. la carte des échantillons, Pl. 11).

Le prélèvement pour une "roche totale" doit être effectué sur des faciès aussi variés que possible d'un ensemble lithologique. Afin d'avoir des points éloignés sur l'isochrone 1 à 2 kg suffiront pour une roche totale et 10 à 15 kg suffiront selon les roches pour l'extraction de 5 à 10 g de minéraux que l'on dosera ainsi que la roche totale.

Remarque : Nos échantillons recueillis sur les différents faciès des 4 ensembles lithologiques ne représentaient que la quantité minimum exigée. Ceci nous a conduit à éliminer certains points particulièrement aberrants pour l'isochrone.

6.2.2.2. Extraction et purification des minéraux.
(voir le schéma récapitulatif 6-3)



ORGANIGRAMME DE SEPARATION DES MINERAUX USUELS.
Tableau 6-3.

Pour plus de détails utiles concernant le matériel et son utilisation pour la préparation, voir l'ouvrage de Y. VIALETTE (1969).

6.2.2.3 : Extraction et séparation du rubidium et du strontium : cf. 3^e édition de la note de M. BONHOMME et al., par M. VACHETTE, 1969).

Voir également le schéma récapitulatif des essais chimiques (tableau 6-4).

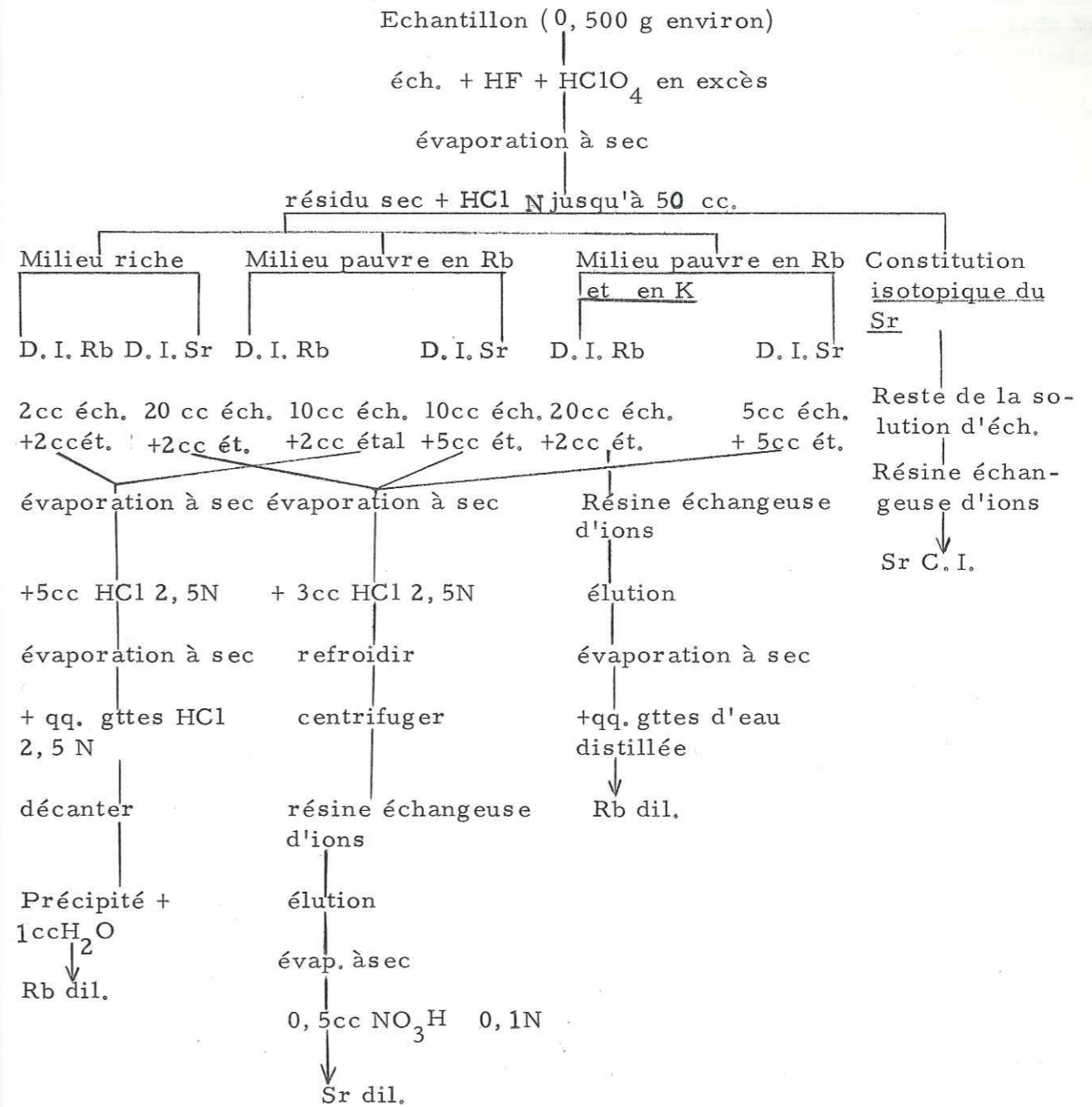


Tableau 6-4.

La condition essentielle est d'obtenir un Sr sans Rb en raison des masses 87 Rb et 87 Sr qui sont confondus.

Pour le Rb, une faible quantité du 87 Sr entraînée ne gêne pas, car le Rb est émis à une température plus basse que le Sr.

On procède à une attaque chimique et lorsque les résultats obtenus paraissent aberrants, on refait une seconde attaque que une quantité de 0,500 g.

Remarque : les organigrammes énumérés ci-dessus ne seront pas impératifs.

6.2.2.4 : Mesures au spectromètre de masse :

Les mesures de teneurs du Rb et du Sr sont réalisées par un spectromètre de masse AEI-MS2S à source pour solide et par la méthode de la dilution isotopique. La méthode consiste à ajouter à l'échantillon mis en solution une quantité connue d'un isotope de l'élément à doser et de déterminer la teneur relative de l'isotope à doser par rapport à cet étalon interne, dit le spike. (cf. tableau 6-4).

- Pour doser le Rb normal de composition 85 Rb = 0,7215 et 87 Rb = 0,2785 on se sert d'un spike enrichi en 87 Rb. La mesure du rapport des masses 85/87 du mélange permet de calculer la teneur en Rb, et d'en déduire la quantité de 87 Rb présente dans l'échantillon.

- Pour le Strontium, on utilise un spike enrichi en 86 Sr. La mesure du rapport 86 Sr / 88 Sr permet de calculer la quantité Sr normal (Sr_N) et de 87 Sr normal de l'échantillon. La mesure du rapport 87 Sr / 88 Sr permet de calculer la quantité 87 Sr total puis par différence le 87 Sr*.

On enregistre deux diagrammes dont les pics correspondent et sont proportionnels pour l'un, aux masses 85 Rb et 87 Rb de la solution de mesure "dilution isotopique du Rb" et pour l'autre, aux masses 86 Sr et 88 Sr de la dilution isotopique du Sr.

Pour les minéraux pauvres en Sr (ou autres), le calcul du rapport 87Sr/88 Sr après dilution isotopique par un spike n'est pas précis. On doit mesurer au spectromètres de masse, les rapports 87Sr/86Sr et 86Sr/88Sr sur une fraction de solution sans spike. A cause du fractionnement, on normalise le rapport 86Sr/88Sr avec la valeur 0,1194.

$$(87Sr/86Sr)_n = \frac{(87Sr/86Sr)_m}{2} \left[1 + \frac{(86Sr/88Sr)_m}{0,1194} \right]$$

n = normalisé

m = mesuré

0,1194 = (86Sr/88Sr)_N

C'est ce rapport normalisé qui est utilisé dans les données analytiques.

Normalement, 15 à 20 spectres pour D.I. (dilution isotopique) suffisent

6.3. INTERPRETATION DES RESULTATS.

L'étude géochronométrique a porté sur 4 ensembles différents :

- D'abord, le problème du granite intrusif pour connaître sa période de cristallisation et de mise en place.

- La relation des leptynites (GH), encaissant des granites, et leur période de métamorphisme, et enfin sur l'ensemble des paragneiss et des mica-schistes à deux micas, grenat ± sillimanite et sur l'ensemble des gneiss à amphibole et des amphibolites massives.

La chronologie relative établie, nous a facilité l'interprétation des résultats géochronométriques.

6.3.1: Granites.

5 échantillons du granite monzonitique (faciès rose) (Cs 100₂ - Cs 101 - Cs 138 - Cs 139₂ - Ba6).

3 échantillons du granite alcalin albitique (faciès blanc) (Cs 103 - Ba II - Ba 29) ont été recueillis et mesurés. La localisation en est indiquée sur la carte d'échantillonnage (Pl. II).

Le tableau suivant présente les résultats obtenus sur les roches totales et les minéraux.

Tableau 6_5. Données analytiques des échantillons du granite.

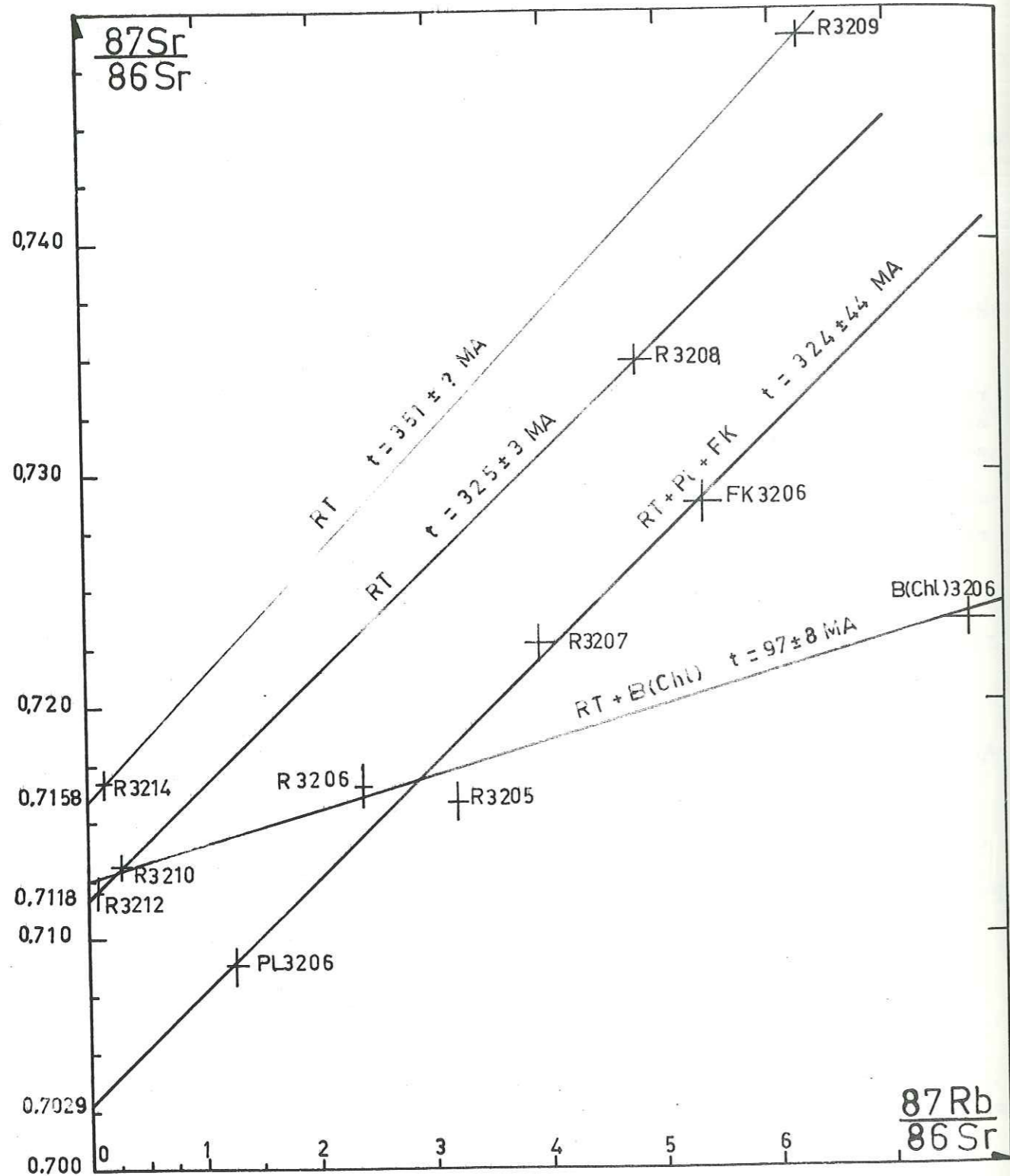


Fig.6-2 : Isochrones du granite.

N° éch.	Localisation Symbole	N° d'enre. N° d'atta.	N° D.S.	Teneur en Rb	Teneur en Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
Cs 100	+2	χ R 3205,1	3677	82,6	74,6	3,20 ± 0,100	0,7158 ± 0,0008
Cs 101	"	" R 3206,1	3678	67,5	84,3	2,39 ± 0,075	0,7165 ± 0,0009
"	-	- FK 3206,1	3679	231	124	5,37 ± 0,176	0,7287 ± 0,0008
"	-	- PL 3206,1	3680	57,1	130	1,27 ± 0,010	0,7088 ± 0,0008
"	-	- B(Chl)""	3681	97,1	36,6	7,67 ± 0,241	0,7235 ± 0,0008
Cs 138	+2	χ R 3207,1	3682	75,7	55,6	3,94 ± 0,123	0,7226 ± 0,0009
Cs 139 ₂	"	" R 3208,1	3683	67,5	40,6	4,80 ± 0,150	0,7348 ± 0,0006
Ba 6	"	" R 3209,1	3684	103	47,6	6,24 ± 0,197	0,7488 ± 0,0006
Cs 103	+1	" R 3210,1	3685	2,98	30,5	0,28 ± 0,008	0,7132 ± 0,0005
Ba 11	"	" R 3212,1	3687	1,51	54,74	0,07 ± 0,002	0,7120 ± 0,0008
Ba 29	"	" R 3214,1	3688	2,28	50,71	0,13 ± 0,008	0,7167 ± 0,0007

R = Rochet totale
 FK = Feldspath potassique
 PL = Plagioclase
 B(Chl) = biotite chloritisée.

On voit que la teneur de Rb du granite albitique (0,1 % K₂O) est très faible. En raison de leur unique gisement, l'isochrone est calculée pour l'ensemble de ces points.

Les minéraux et les roches totales de différents échantillons s'alignent parfaitement sur des isochrones plus ou moins parallèles. Elles indiquent des âges voisins (fig. 6-2).

L'isochrone principale : R 3205, R 3206, FK 3206, PL 3206 et R 3207.

t = 324 ± 44 MA et 87 Sr/86 Sr initial : 0,7029 ± 0,0020

L'isochrone parallèle : R 3208, R 3210 et R 3212 .

t = 325 ± 3 MA et 87 Sr/86 Sr initial = 0,7118 ± 0,0000

L'isochrone parallèle : R 3209 et R 3214

t = 351 ± ? MA et 87 Sr/86 Sr initial = 0,7158. L'âge moyen apparent est 325 MA (phase sudète).

Le rapport du $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ initial = 0,7029 de l'isochrone principale est un peu faible par rapport à celui d'un granite normal.

Ceci peut provenir de deux choses :

- soit, ces granites ne contiennent pas assez de K_2O (0,10 à 3,65 %) et d'une manière générale, les feldspaths sont envahis ou entourés de l'albite. Les biotites étant constamment chloritisées sont probablement liées au métamorphisme léger post-permien (ou post-triasique ?) (voir l'âge des biotites chloritisées)

- soit, au cours de leur cristallisation et de leur mise en place aux alentours de 325 MA. Ces granites avaient une composition isotopique un peu anormale.

Les deux isochrones parallèles ont des rapports $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ différents de l'isochrone principale. Cela signifie que ces granites ne sont pas homogènes chimiquement. Ceci est dû probablement à l'assimilation. Or, les échantillons R 3208 et R 3209 sont pris dans les parties plus ou moins proche des enclaves des paragneiss et gneiss à amphibole qui eux, ont la valeur $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ plus élevée que le granite. Donc, ce granite paraît avoir assimilé des roches métamorphiques plus anciennes que lui, ce qui modifie localement sa composition initiale.

Le fait d'avoir les minéraux (PL 3206 et FK 3206) sur l'isochrone principale en roche totale nous indique que l'homogénéisation de la composition isotopique initiale avait été faite à l'échelle de l'échantillon. Ce qui va en faveur de l'assimilation locale.

Age des biotites chloritisées :

L'isochrone a porté sur 4 échantillons

R 3206 -B(Chl) 3206 - R 3210 - R 3212

$t = 97 \pm 8$ MA et $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,7125 \pm 0,0004$

L'âge au strontium conventionnel de la biotite chloritisée est 102 MA.

Cet âge indique vraisemblablement le dernier événement subi par ce granite.

Nous verrons que cet âge est constamment présent dans les autres ensembles mesurés. La biotite, trop sensible au rajeunissement, perd facilement son 87Sr^* (radiogénique) mais "ce Sr^* peut ne pas diffuser hors de la roche totale" (Y. VIALETTE *in litt.*, 1971). Cet âge de la perte en Sr pour nous n'est autre que celui du métamorphisme du type épi, d'âge albiénomanien (phase autrichienne) qui a provoqué la recristallisation des séries sédimentaires anté-albo-cénomaniennes.

Constataion en faveur de cet âge apparent du métamorphisme.

- Le Crétacé supérieur (flysch orogénique) n'est pas métamorphique.

- Les terrains sédimentaires permien (cc1) et post-permiens (A et cK2 de notre terrain) sont épimétamorphiques dans le greenschist faciès (subfaciès B1.1).

6.3.2. Ortholeptynites :

Dans ces leptynites, 11 échantillons ont été prélevés (Cs 3 - Cs 27 - Cs 29 - Cs 29₁ - Cs 100₁ - Cs 128 - Cs131 - Ba 5 - Ba 8₁ - Ba 8₂ - Ba 46).

Les minéraux (FK 3222-B(Chl) 3222) correspondant à l'échantillon type (Cs 131) ont été séparés.

Les échantillons (R 3247 - R 3248) de gneiss à chlorite sont représentés sur le même diagramme, car des études pétrographiques concernant ce dernier nous ont montré un faciès plus chloriteux, plus mylonitique des leptynites (voir 2.2.4).

Les échantillons R 3222 - FK 3222 et R 3225 ont donné lieu à une seconde mesure de contrôle.

Le tableau suivant présente les résultats obtenus sur l'ensemble des 15 milieux.

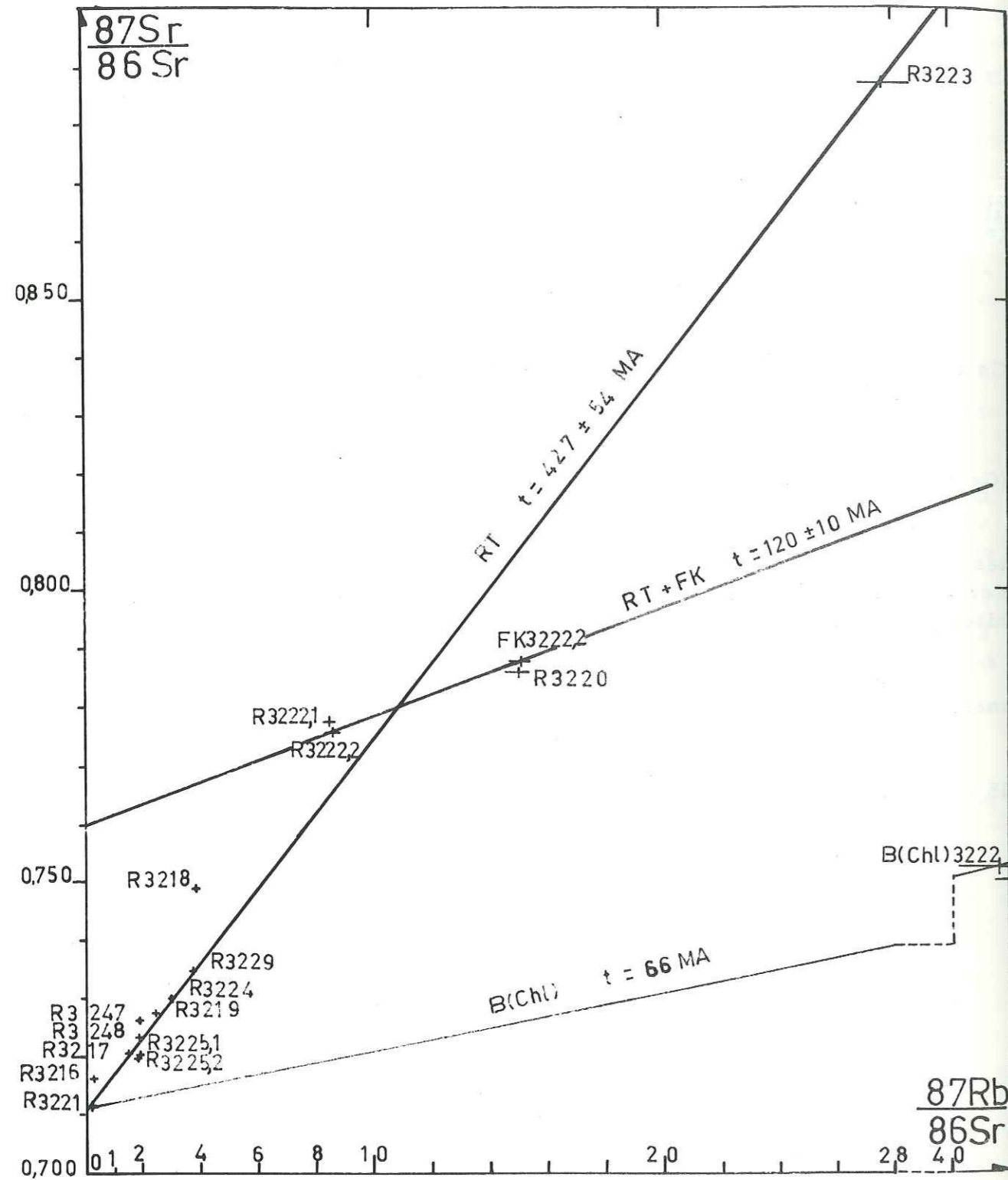


Fig. 6-3 : Isochrones des ortholeptynites.

Tableau 6_6: Données analytiques des échantillons des ortholeptynites.

N° éch.	Localisa- tion -Sym- bole	N° d'enré. N° d'attaque	N° D.S.	Teneur en Rb	Teneur en Sr	87 Rb/86 Sr	87 Sr/86 Sr
Cs 3	x GH	R 3216, 1	3690	3,80	43,8	0,251 ± 0,007	0,7162 ± 0,0004
Cs 27	" "	R 3217, 1	3691	49,6	89,6	1,60 ± 0,050	0,7207 ± 0,0004
Cs 29	" "	R 3218, 1	3692	75,5	55,4	3,95 ± 0,124	0,7481 ± 0,0008
Cs 29 ₁	" "	R 3219, 1	3693	75,7	87,7	2,50 ± 0,078	0,7274 ± 0,0005
Cs 100 ₁	" "	R 3220, 1	3694	126	24,3	15,01 ± 0,476	0,7858 ± 0,0013
Cs 128	" "	R 3221, 1	3695	21,9	178	0,35 ± 0,011	0,7127 ± 0,0005
Cs 131	x ₂ "	R 3222, 1	3696	119	39,9	8,66 ± 0,275	0,7753 ± 0,0006
"	" "	" , 2	"	120	40,8	8,54 ± 0,270	0,7760 ± 0,0003
"	" "	FK 3222, 1	3698	358			0,7854 ± 0,0005
"	" "	" , 2	"	349	66,8	15,14 ± 0,521	0,7879 ± 0,0005
"	" "	B(Chl)3222, 1	3697	474	32,9	41,75 ± 1,54	0,7522 ± 0,0015
Ba 5	x GH	R 3223, 1	3699	175	18,3	27,65 ± 0,891	0,8873 ± 0,0006
Ba8 ₁	" "	R 3224, 1	3700	69,8	66,5	3,03 ± 0,095	0,7304 ± 0,0010
Ba8 ₂	" "	R 3225, 1	3701	83,7	122	1,98 ± 0,062	0,7200 ± 0,0010
"	" "	" , 2	"				0,7191 ± 0,0008
Ba 46	" "	R 3229, 1	3705	82,6	63,0	3,79 ± 0,123	0,7348 ± 0,0013
Cs 77	⊙ Gcl	R 3247, 1	3727	92,4	143	1,86 ± 0,059	0,7267 ± 0,0008
Cs 99	" "	R 3248, 1	3728	72,5	101	2,06 ± 0,065	0,7237 ± 0,0008

Age des ortholeptynites :

La figure (6-3) qui présente une isochrone, comprenant les 10 roches totales, donne un âge sensiblement égal à :

$$t = 427 \pm 54 \text{ MA, le rapport du } 87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr initial} = 0,7117 \pm 0,0016.$$

Les échantillons R3218-R 3222_{1,2} d'une part et les échantillons FK 3222, R 3220 d'autre part ont été écartés pour le tracé de cette isochrone portant uniquement des roches totales.

R 3220 présente une leptynite prise au contact du granite (Cs 100₂) et un certain échange (perte en Sr radiogénique) se serait effectué entre granite et leptynites.

Quant à la biotite, elle se rajeunit pour les raisons citées plus haut. (cf. 6.3.1).

Il est probable que ces 4 points écartés peuvent être la conséquence de notre échantillonnage (cf. 6.2.2.1).

Le point R 3223 s'éloigne des autres avec une teneur plus forte, et de ce fait, contrôle l'âge de la formation.

Il nous semble que cet âge donné par 10 roches totales n'est pas fortuit. Il est tout à fait différent de l'âge du granite intrusif. S'il indique l'épisode de première homogénéisation, ce serait alors l'âge du métamorphisme (phase tectonique). Donc, l'âge de la formation initiale serait antérieur à 427 ± 54 MA.

La deuxième isochrone comporte 4 points : R 3220 - R 3222, 1-R 2222, 2 et FK 3222₂. Celle-ci a fait apparaître un âge voisin de celui trouvé pour les biotites. Normalement, elle devrait comprendre le point B (Chl) 3222.

La biotite a perdu son Sr* au cours du métamorphisme alpin d'âge albo-cénomaniens, plus que celle du granite. Ce fait est normal car, cette biotite, appartenant à la formation plus ancienne que le granite, était contrainte à des pertes plus accusées.

Par conséquent, elle se trouve plus rajeunie (t = 66 MA). Quoi qu'il en soit, cet âge apparent de 66 MA ne peut indiquer l'âge du dernier métamorphisme. Toutefois, il peut être lié à la phase tectonique laramienne.

6.3.3. : Ensemble des paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat + sillimanite :

Dans cet ensemble, 10 échantillons ont été prélevés : Cs 21 - Cs 56 Cs 104 - Cs 129 - Ba 1 - Ba 4 - Ba 28 - Ba 45 - Ba 47 et Ba 48.

Les minéraux (B* légère 3231 - B** lourde 3231 et M*** 3231 qui appartiennent à l'échantillon Cs 56 ont été triés au séparateur isomagnétique de Frantz.

Ces différents échantillons ont des biotites et des muscovites très variables. Les uns ont une texture schisteuse, les autres une texture gneissique plus grossière. Tous montrent une chloritisation très poussée.

Tableau 6-7 : Données analytiques des échantillons de l'ensemble des paragneiss et micaschistes :

N° éch.	Localisation : Symbole	N° d'enre. : N° d'atta.	N° DS	Teneur : en Rb	Teneur : en Sr	87 Rb/86 Sr	87 Sr/86 Sr
Cs 21	● G-2M	R 3230,1	3706	78,0	162	1,39 ± 0,043	0,7225 ± 0,0005
Cs 56	" "	R 3231,1	3707	89,1	184	1,40 ± 0,044	0,7193 ± 0,0005
"	- -	B ₁ 3231,1	3708	239	57,6	12,02 ± 0,378	0,7181 ± 0,0005
"	- -	B _L 3231,1	3709	260	31,8	23,68 ± 0,743	0,7262 ± 0,0004
"	- -	M 3231,1	3710	108	211	1,48 ± 0,049	0,7191 ± 0,0004
Cs104	● G-2M	R3232,1	3711	49,1	216	0,65 ± 0,020	0,7154 ± 0,0004
Cs129	" "	R3233,1	3712	48,7	152	0,92 ± 0,029	0,7267 ± 0,0006
		" ,2	"	49,3	153	0,93 ± 0,029	0,7253 ± 0,0005
Ba1	" "	R3234,1	3713	117	202	1,67 ± 0,053	0,7139 ± 0,0005
Ba4	" "	R3235,1	3714	62,4	224	0,80 ± 0,025	0,7144 ± 0,0003
Ba28	" "	R3236,1	3715	93,4	192	1,39 ± 0,044	0,7189 ± 0,0006
Ba45	" "	R3237,1	3716	68,5	205	0,96 ± 0,030	0,7194 ± 0,0004
Ba47	" "	R3238,1	3717	28,8	269	0,30 ± 0,009	0,7138 ± 0,0006
Ba48	" "	R3239,1	3718	29,5	111	0,76 ± 0,023	0,7160 ± 0,0005

* B₁ : Biotite légère à d = 2,9 g/cm³
 ** B_L : Biotite lourde à d = 2,9 g/cm³
 *** M : Muscovite.

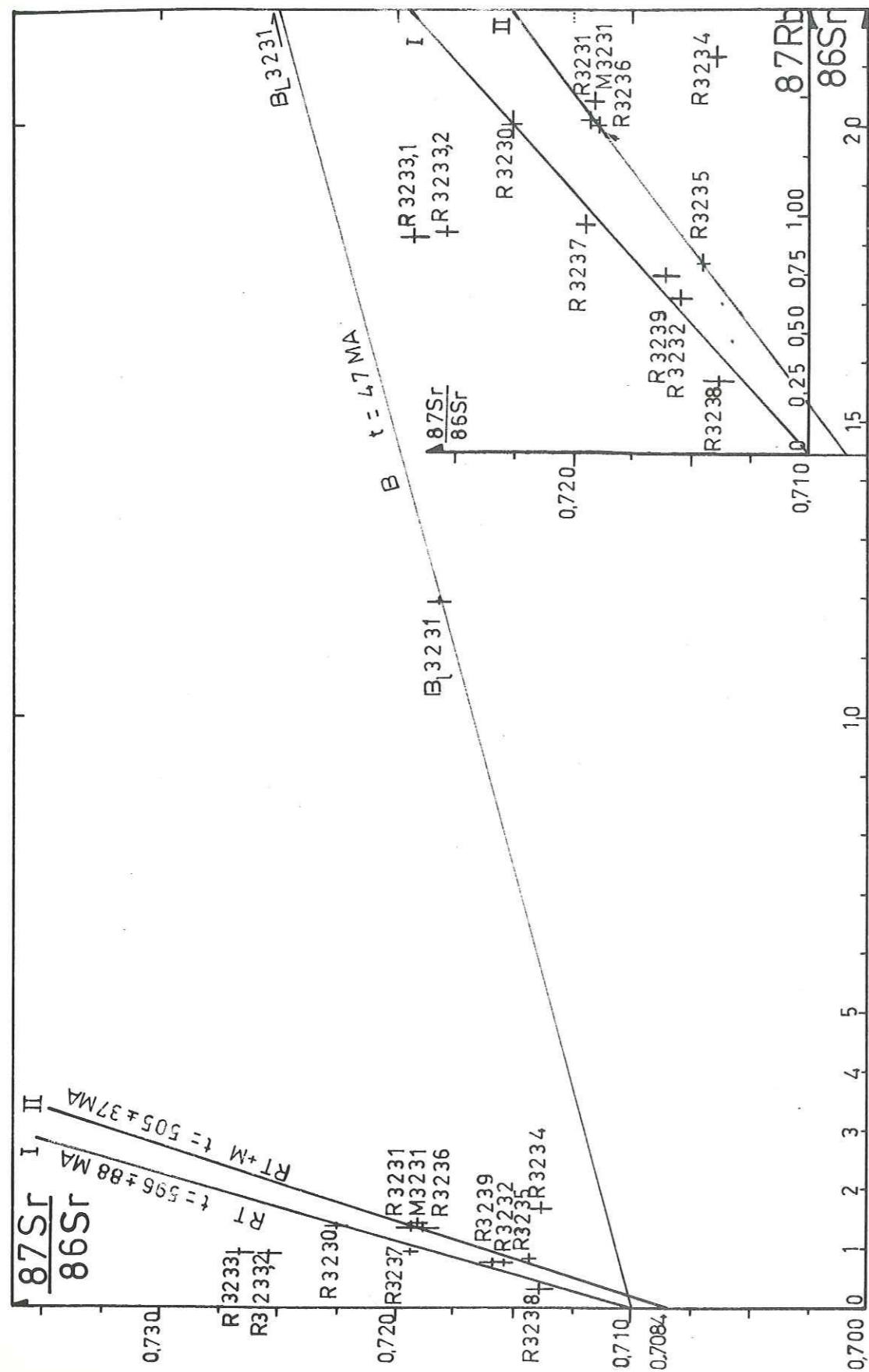


Fig.6-4. Isochrones de l'ensemble des paragneiss et mica schistes.

Age des paragneiss:

La figure 6-4 montre 2 alignements : l'un correspond à l'isochrone des roches totales, l'autre à l'isochrone des roches totales avec la muscovite.

Le calcul de la deuxième isochrone (5 RT + 1 M) donne un âge :

$$t = 505 \pm 37 \text{ MA avec } 87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr} = 0,7084 \pm 0,0006$$

La première isochrone (5 RT) donne un âge :

$$t = 596 \pm 88 \text{ MA avec } 87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr} = 0,7102 \pm 0,0011$$

Ces deux âges sont plus grands que celui des ortholeptynites. L'origine sédimentaire (ancienne formation grésopélimitique) évoque déjà une hétérogénéité de la composition chimique initiale. Par ex. : Cs 129 représente un paragneiss provenant d'un matériel grossièrement détritique. La présence de minéraux détritiques anciens peut expliquer la valeur élevée du rapport 87 Sr/86 Sr.

L'âge, indiqué uniquement par les roches totales nous précise que les anciennes formations grésopélimitiques sont d'époque infra cambrienne, alors que l'isochrone issue des roches totales et des minéraux indiquerait un faible rajeunissement dû au métamorphisme à l'épisode à 427 ± 54 MA (cf. 6.3.2).

Il serait souhaitable de mesurer des feldspaths potassiques des plagioclases et d'autres muscovites pour vérifier l'évolution générale de ces paragneiss et mica schistes.

Quant à l'âge des biotites,

$$t = 47 \text{ MA et } 87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr} = 0,7100.$$

Cet âge correspond à la discordance du Burdigalien sur le Lutétien et au mouvement tectonique apparenté à la phase pyrénéenne. Cela n'empêche pas que ces biotites ont pu subir à la fois les épisodes à 66 MA et surtout à 97 ± 8 MA. Ce dernier épisode a pu être effacé dans ces roches surmicacées, plus friables.

D'une autre manière, cet âge peut nous indiquer une autre phase tectonique : phase pyrénéenne, mais pas l'âge du métamorphisme (voir 6.3.2).

6.3.4. Amphibolites massives et gneiss à amphibole :

Les mesures sont uniquement portées sur des roches totales.

Des 3 échantillons d'amphibolites massives : Ba 18 - Ba 30 et Ba 31, le premier présente une légère migmatisation (cf. 2.2.1.2).

4 mesures seulement (Ba 7 - Ba 34 - Cs 22 - Cs 54) ont pu être effectuées sur les gneiss à amphibole.

Il n'a pas été possible d'enregistrer la hornblende de ces gneiss (H. 3246). Cependant, elle a été mesurée par la méthode K/Ar dont nous parlerons plus loin.

Tableau 6-8 : Données analytiques des échantillons des amphibolites massives et gneiss à amphibole :

N° éch.	Localisation Symbole	N° d'enr. N° d'atta.	N° D.S.	Teneur en Rb	Teneur en Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
Ba7	△ GN	R3240,1	3719	31,1	272	0,33±0,010	0,7131±0,0006
	"	" ,2	"				0,7129 ±0,0004
Ba18	"	R3241,1	3720	44,1	369	0,34±0,010	0,7105±0,0005
Ba30	▲	R3242,1	3721	36,2	136	0,76±0,024	0,7135±0,0006
Ba31	"	R3243,1	3722	39,0	223	0,50±0,016	0,7130±0,0006
	"	" ,2	"				0,7135±0,0007
Ba34	△	R3244,1	3723	26,2	248	0,30±0,012	0,7093±0,0007
Cs 22	"	R3245,1	3724	24,0	304	0,22±0,007	0,7096±0,0007
Cs54	"	R3246,1	3725	30,8	292	0,30±0,09	0,7131±0,0005
Cs107	"	R3249,1	3729	51,0	275	0,54±0,017	n. d.

L'échantillon Cs 107 est donné dans le rapport de 87Sr/86Sr ; de ce fait, il ne figure pas sur le diagramme.

Les rapports 87 Rb/86 Sr sont très voisins et trop faibles. De même les rapports de 87Sr/86Sr sont assez rapprochés. De ces deux rapports ressort une certaine homogénéité géochimique de ces roches vis-à-vis du Rb et du Sr initial.

Avec ces points on ne peut tracer une isochrone valable, mais seulement un éventail d'isochrones.

On doit multiplier les mesures sur l'ensemble des amphibolites afin de préciser les isochrones.

Néanmoins, une isochrone moyenne calculée en tenant compte ou non des points ; R3240,1-R 3240,2-R3242 et R3246, a donné (fig. 6-5 :

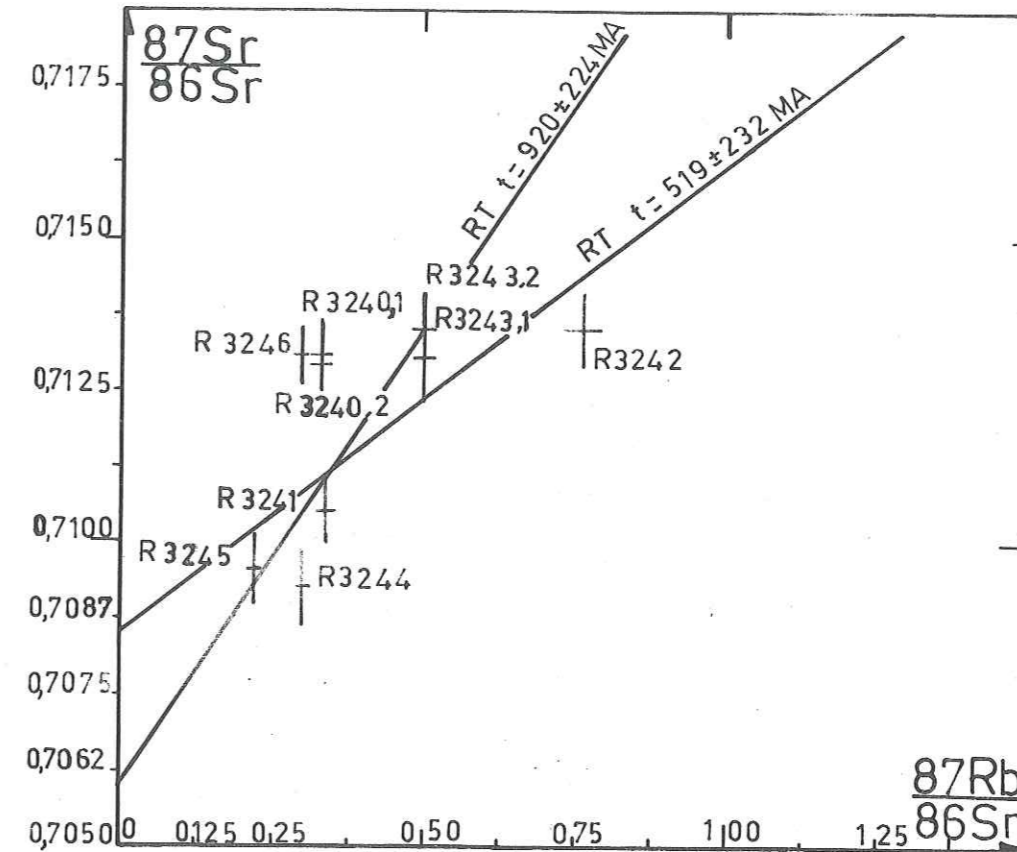


Fig.6-5: Isochrones des amphibolites massives et gneiss à amphibole.

$t = 519 \pm 232$ MA et $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,7086 \pm 0,0014$
 et une autre isochrone avec les points ; R3241-R3243,1-R. 3244 et R3245 :
 $t = 920 \pm 224$ MA et $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,7059 \pm 0,0011$.
 Ces âges apparents sont les plus anciens parmi ceux déterminés.

Les études pétrographiques nous ont démontré que ces roches appartiennent à une ancienne intrusion gabbroïdique.

Toutefois, l'âge de cristallisation des gabbros ne peut être antérieur qu'au métamorphisme du socle ancien.

6.4. MESURES COMPLEMENTAIRES.

Les zircons et les hornblendes ont été mesurés autrement que par la méthode au strontium.

6.4.1. Méthode au plomb total.

Les zircons de l'échantillon Cs 101 ont été séparés et mesurés au Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble par fluorescence X par A. BARBIERI (1970) et G. VIVIER (1971).

Résultat :

Echantillon : Cs 101

Date : 18/01/71

Teneur en \bar{u} = 153,77

Teneur en \bar{Th} = 40,80

Teneur en \bar{Pb} = 13,75

L'âge du zircon :

t = 639 ± 15 M. A.

Normalement, c'est l'âge de cristallisation du zircon du granite, lequel, daté par la méthode au strontium, indique un âge de 325 M. A.

L'âge déterminé par la méthode au strontium est celui de sa mise en place.

L'âge des zircons est voisin de celui des amphibolites massives.

Il y a vraisemblablement une relation intime entre la première mobilisation des masses granitiques et des masses gabbroïdiques.

Ces granites seraient alors le fruit d'une seconde mobilisation de masses plus profondes durant la phase hercynienne.

Les températures de cristallisation commençantes trouvées (680±5°C) par le triangle Q : Ab : Or et par le géothermomètre de Barth (590±15°C), pour ces granites, sont très loin de celles de recristallisation des zircons (cf. 4.4. et 4.5).

Donc, les zircons cristallisés issus des conditions différentes de celles de l'hercynien n'ont pas modifié leurs isotopes du plomb.

6.4.2. Méthode au K/Ar :

Résultat :

Un échantillon de la hornblende H. 3246 des gneiss à amphibole a été mesuré par F. CANTAGREL (1970),

Echantillon : Cs 54

N° d'enregistrement : H 3246

Teneur en K % : 0,490

Teneur en Ar % : 10

Teneur en $40 Ar^*$: 7,18.10⁹ g/gr

Age mesuré : t : 196 ± 10 M. A.

Cet âge reste singulier vis à vis des âges obtenus par la méthode au Sr.

Sa signification restera obscure tant qu'on n'aura pas un nombre statistiquement suffisant d'échantillons. Cependant, il nous a paru plausible de citer les résultats qui pourront être utilisés dans un cas ou un autre.

R E S U M E

Au terme de cette étude effectuée dans la région de Cacas, partie méridionale du massif de Bitlis, non explorée avant nous, il convient de résumer rapidement les principaux faits apportés sur la géologie de ce massif. Cette étude est orientée principalement sur les formations cristallophylliennes du massif de Bitlis pour la simple raison qu'elles occupent trois quarts de notre région et que les études antérieures y sont très rares ; par contre les formations du flysch et du bassin tertiaire n'ont fait l'objet que d'une étude sommaire de notre part.

Dans l'introduction (cf. chapitre 1), nous avons situé le massif de Bitlis dans la chaîne des Taurides. Un bref aperçu historique nous a permis de voir qu'il présente des caractères voisins de ceux des massifs paléozoïques cristallophylliens de toute l'Anatolie.

ENSEMBLES LITHOLOGIQUES DISTINGUES.

Nous y avons distingué 4 groupes :

1 - Socle ancien du massif de Bitlis. Il est formé de bas en haut de quatre ensembles gneissiques et granite hercynien :

- Amphibolites massives, gneiss à amphibole, biotite et grenat et gneiss peu quartziques à amphibole. Ceux-ci forment le soubassement visible du socle ancien. Leur lithologie initiale a été déduite de leur chimisme: il s'agit de vieux massif gabbro-dioritique.
- Paragneiss et micaschistes à deux micas, grenat et sillimanite. Ce sont originellement des grauwackes et des roches grésopélitiques.
- Leptynites calco-alcalines et albitiques, provenant du métamorphisme d'anciennes formations rhyolitiques épanchées sur les grauwackes et les roches grésopélitiques. Elles ont un chimisme identique à celui des granites qui les recoupent.
- Gneiss verts, équivalents métamorphiques de grauwackes ou de rhyolites.

Les paragenèses minérales nous ont permis de retrouver les conditions approximatives de formation de ces métamorphites ; elles sont proches de celles de l'almandin-amphibolite faciès de type Barrow, et plus précisément du disthène-almandin-muscovite subfaciès (B2.2, début B2.3). Ces conditions sont les suivantes : - pression hydrostatique, P_{H_2O} 6000 bars, température comprise

entre 540-560 et 640-700° C, ² - présence d'eau en excès créant un milieu très oxydant.

Il faudrait aller sans doute dans le noyau de l'anticlinorium du massif de Bitlis pour trouver des faciès métamorphiques sous-jacents plus profonds, ou au contraire, dans des zones n'ayant pas subi une érosion aussi intense pour rencontrer la suite de notre série vers le haut.

- Granites monzonitique et alcalin albitique. Ils sont intrusifs dans la série métamorphique précédente, mais ils ne dépassent pas le niveau des leptynites. Ces granites, datés à 325 MA sont contemporains la phase sudète. La température commençante de cristallisation (680+5°C) a été précisé par le triangle Q : Ab : Or (cf. 4.4.). Durant le refroidissement, la température minimale d'existence stable des feldspaths a été de 580+15°C.

2 - Couverture épimétamorphique du massif de Bitlis : Nous y avons établi la succession suivante, de bas en haut :

- Schistes verts inférieurs
- Quartzites
- Calcschistes
- Calcaires dolomitiques recristallisés
- Schistes verts supérieurs
- Calcaires karstiques recristallisés.

La planche 7 montre la succession tandis que le tableau 2-9 regroupe les paragenèses et l'origine de ces diverses roches. Il s'agit de roches d'âge postérieur à 325 MA puisque les microgalets inclus dans les schistes verts inférieurs appartiennent aux granites intrusifs. La majeure partie correspond à des dépôts transgressifs des mers permo-carbonifères (cf. 5.2), tandis que les schistes verts (ancienne série essentiellement sédimentaire, à coulées basaltiques) dénotent la régression de ces mers au cours du Trias (?). Quant aux calcaires karstiques recristallisés, ils sont probablement liés à une autre transgression au cours du Crétacé inférieur (?). Il reste donc à éclaircir ces problèmes.

Au cours d'une phase alpine (autrichienne) toutes ces formations ont été métamorphosées dans les conditions du sous-faciès le plus faible du faciès schiste vert (Bl. 1: quartz - albite - muscovite - chlorite subfaciès de type Barrow). Ces conditions sont les suivantes :

- pression hydrostatique, $P_{H_2O} = 2000$ bars,
- température T = 400°C.

Le socle ancien, affecté lui aussi par ce second métamorphisme, a subi une rétro-morphose et une albitisation.

3 - Formations du flysch orogénique : conglomérats, flysch argilo-gréseux, flysch shale, calcaire, basaltes et spilites. Celles-ci ne sont pas métamorphosées. L'âge du flysch shale est déterminé par nos trouvailles de fossiles comme étant du barrémien-coniacien ; les autres faciès sont azoïques. Ce flysch présente des laves basaltiques et spilitiques sous-marines (découverte de pillow-lavas).

4 - Formations tertiaires : ce sont des calcaires d'âge lutétien qui affleurent au Sud de notre secteur, de la molasse marno-gréseuse et des conglomérats. La molasse d'âge burdigalien-vindohonien est en fausse concordance sur les calcaires.

EVOLUTION TECTONIQUE.

La région a subi plusieurs déformations tectoniques. La foliation s'accorde avec la direction de l'anticlinorium d'axe NW-SE du massif. Ceci indique la première étape tectonique qui serait précambrienne et qui est pour l'essentiel, antérieure au métamorphisme du socle ancien. Cette structure est reprise par des plissements hercyniens qui ont donné ici des anticlinaux et des synclinaux d'axe N 00-N 20.

Après ces deux plissements, la région devient stable. Au cours de la phase rhodanienne, la tectonique chevauchante crée le charriage frontal du massif dans lequel, nous avons distingué 3 nappes superposées flottant sur le flysch. Leur déplacement apparent est de l'ordre de 17 à 20 km. D'autre part, elle crée le charriage principal du Sud-Est anatolien dans lequel le flysch est charrié sur le Tertiaire autochtone. Les failles subverticales ont deux directions principales N 60 et N 130.

DATATION DES PHENOMENES.

Les mesures par la méthode au strontium menées, au Laboratoire de Géochronologie de Clermont-Ferrand principalement sur des roches totales et des minéraux provenant des quatre ensembles du socle ancien permettent un essai de chronologie des divers phénomènes géologiques.

- Pour les granites, nous avons trouvé un âge 325 ± 3 MA, phase sudète, qui indique l'âge de l'intrusion granitique.

- Pour les leptynites, l'âge de 427 ± 54 MA (phase taconique) indique l'âge du métamorphisme du socle ancien (cf. 6.3.2) et l'antériorité de leur matériel originel (ryolite).

- Les âges de 596 ± 88 MA et de 505 ± 37 MA trouvés pour les gneiss et les micaschistes, évoquent l'idée d'un héritage sédimentaire détritique plus ancien (cf. 6.3.3.).

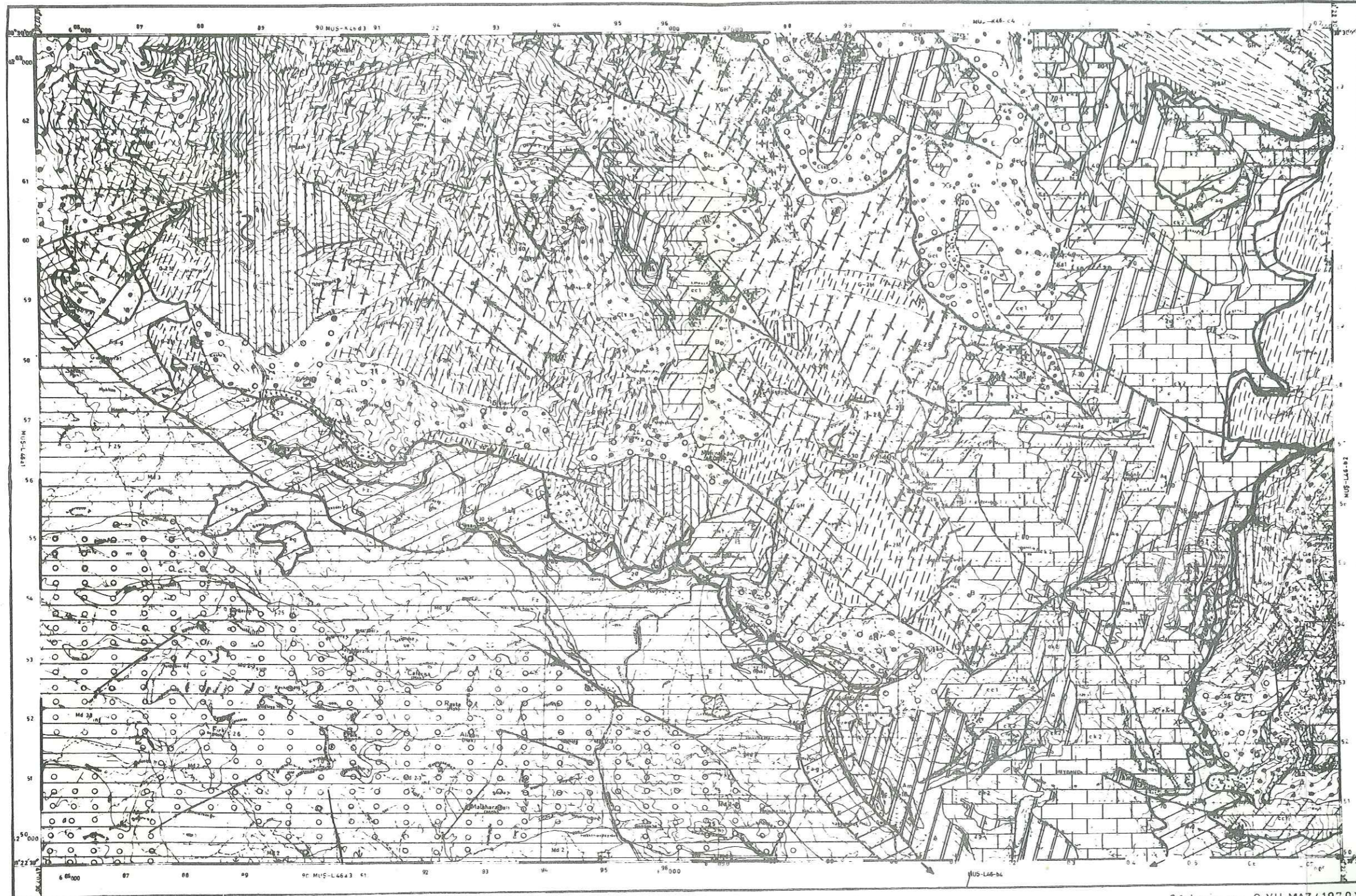
Les déterminations, beaucoup moins précises, obtenues sur les amphibolites (519 ± 232 MA et 920 ± 224 MA) témoignent seulement d'une antériorité à la phase taconique.

Enfin, l'âge trouvé (97 ± 8 MA, 120 ± 10 MA) pour les biotites chloritisées indique une dernière homogénéisation due à la phase autrichienne,

épisode du second métamorphisme.

La présente étude n'a pas la prétention de donner des interprétations définitives sur les divers phénomènes géologiques observés. Toutefois, nous avons essayé de soulever dans un ordre logique, le voile qui recouvre la genèse du socle ancien du massif de Bitlis et de mettre en évidence les questions qui seraient à résoudre par des études plus précises.





LEGENDE

ROCHES SEDIMENTAIRES

QUATERNAIRE

- Fz Alluvions fluviales
- E Eboulis
- B Brèches des pentes
- G Glissements de terrains

TERTIAIRE (DEPRESSION SIIRT-DIYARBAKIR)

- Md3 Vindobonien (grésoconglomératique)
- Md2-3 Burdigalien-Vindobonien (congl. de Firki)
- Md2 Burdigalien (marno-gréseux)
- E El Lutétien (calcaire)

CRETACE SUP - PALEOCENE - EOCENE (ZONE DE FLYSCH)

- Br Brèches de Belaso
- Fc Calcaire du flysch
- Fs Shale
- Fag Flysch argilo-gréseux
- Fco Conglomérats
- P Basaltes, spilites associés au flysch

ROCHES METAMORPHIQUES (MASSIF DE BITLIS)

COUVERTURE EPIMETAMORPHIQUE POST-ORDOVICIENNE

- ck2 Calcaire karstique recristallisé
- Am Schistes verts supérieurs
- Ac Calcite+épidote+chlorite+calc. sphène+Qz+Ab
- Ac Calcite recristallisée à chert
- Aq Quartz (sericite)+hématite
- As Sericite+quartz
- Av Albite+épidote+actinote+chlorite+Q
- cc1 Calcaire dolomitique recristallisé
- co Dolomie et calcaire dolomitique
- Ks2 Calcschiste à sericite
- Ks1 " " chlorite
- Q Quartzite à muscovite+hématite
- Gr " " " " +feldspaths
- Schistes verts inférieurs
- Ts Talcschiste <mr> Marbre
- ClsE Prasinite
- Cls Chloritoschistes microconglomératique

SOCLE ANCIEN

- Gcl Gneiss verts
- GH Leptynites calcoalcalines abitiques
- G-2M Ensemble des paragneiss et mica-schistes à deux micas (grenat + sillimanite)
- GN Gneiss à amphibole +grenat
- Amphibolites massives

ROCHES ERUPTIVES (MASSIF DE BITLIS)

- k1 Granite monzonitique alcalin abitique

Échelle 1:50,000
 100 500 1000 2000 3000 m
 200m NO - Niri du quadrillage
 NG - géométrique
 NM - magnétique

SIGNES CONVENTIONNELS

- Pendages de couches: normal et renversé
- Schistosité
- Schistosités tirées de photos aériennes
- Linéation
- Axe d'anticlinal
- de synclinal
- avec le plongement

Géologie par O.YILMAZ (1970)

Faïlle avec le plongement
 .. masqué, supposé
 Chariage (barbule vers le côté chevauchant)

BIBLIOGRAPHIE

- ALDRICH (L. T.), WETHERILL (G. W.), TILTON (G. R.), DAVIS (G. L.), 1956. - Half-life of rubidium 87. Phys. Rev. U.S.A. 103-4, pp. 1045-1047.
- ALLING (H. L.), 1938. - Plutonic perthites. Journal of Geol., n° 46, pp. 142-165.
- ALTINLI (İ. E.), 1963-64. - Explanatory text of the Geological Map of Turkey of 1/500 000-scale (Erzurum, Cizre et Van Sheets) (en turc et en anglais).
- , 1966-67. - Géologie de l'Est et du Sud-Est de l'Anatolie (en turc) M. T. A. Derg., n° 66, pp. 35-74 et 67, pp. 1-24, Ankara.
- ARGAND (E.), 1924. - La tectonique de l'Asie. C. R. Congrès Géol. Intern. XIII, fasc. 1, 1922, Bruxelles.
- ARNI (P.), 1939. - Tectonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. M. T. A. Y. B4, Ankara.
- , 1939. - Van vilâyetinin jeolojisi hakkında rapor (Rapport géologique du département de Van), inédit, n° 883, M. T. A., Ankara.
- , 1940. - Geologische Beobachtungen im Abschnitt der Başor Çay in den südlichen Randketten der Bitlis berge (westlich Siirt). M. T. A. Mec., Ankara.
- AYAN (M.), 1963. - Contribution à l'étude pétrographique et géologique de la région située au Nord-Est de Kaman (Turquie). M. T. A. Publ., n° 115, Ankara.
- BARBIERI (A.), 1970. - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux (les granites - Aperçu sur la géochronométrie du massif). Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Grenoble.
- BARTH (T. F. W.), 1948. - Oxygen in rocks : A basis for petrographic calculations. Journ. of Geol., U.S.A., vol. 56, n° 1, pp. 50-60.
- , 1951. - The feldspar geologic thermometer. Neues Jahrbuch für Mineralogie, B. 82, pp. 143-154, Stuttgart. Traduction : P. VIALON.
- , 1962. - The feldspar geologic thermometers. Norsk Geol. Tidsskrift, B. 42, Hb. 2, pp. 330-339, Ins. of Felds., Oslo.
- BAYKAL (F.), 1950. - Aperçu géologique des environs des montagnes de Şerafettin et de Çotela etc.. Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, série : B, t. XV, fasc. 2.
- BLUMENTHAL (M. M.), 1946. - Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tectonischen Grundzüge. Ecl. Geol. Helv., vol. 39, n° 2.
- BONHOMME (M.), PHILIBERT (J.), ROQUES (M.) et VALETTE (Y.), 1961. - Technique de la détermination des âges absolus par la méthode au strontium, au spectromètre de masse à source pour solides, Metropolitan Vickers MS2S. Trav. Dept Géol. Min. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, Série Docum. n° 17.

- BOWEN (N. L.) et TUTTLE (O. F.), 1950. - The system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. J. Geol., U.S.A., vol. 58, n° 5, pp. 489-511.
- BRON (F.), 1970. - Contribution à l'étude pétrologique et géochronologique de la région de Labrieville et du lac Isidore. Québec, Canada. Thèse de Doct. 3e cycle (à paraître), Univ. de Grenoble, France.
- BUCHARDT (W. S.), 1953-54. - Etude géologique au cours des étés 1953-54, pour l'établissement des cartes au 1/100 000, dans l'Anatolie centrale (en turc), rapport inédit, n° 2675, M. T. A., Ankara.
- BURRI (C.), 1956. - Charakterisierung der plagioclasoptik durch drei winkel und neunentwurf des stereogramms der optischen orientierung für konstante anorthite intervall. Schweiz. min. petr. Mitt., t. 36, n° 32, traduction : B. R. G. M., n° 2260.
- , 1962. - A survey of feldspar twinning. Norsk Geol. Tidsskrift, B. 42 Hb. 2, pp. 193-206, Ins. of Felds. Oslo.
- , 1962. - The optical orientation of the plagioclase. Norsk Geol. Tidssk., B. 42, Hb. 2, pp. 207-214, Ins. of Felds. Oslo.
- CHENEVOY (M.), 1959. - Phénomènes de chloritisation et d'albitisation dans la série cristallophyllienne du mont Pilat (Massif Central) C. R. A. S., t. 248, n° 9, pp. 1365-1367.
- , 1968. - Les gneiss amygdalaires du Massif Central français. Rev. de Géographie physique et de Géologie dynamique, vol. 10, fasc. 3, pp. 177-195.
- COGNE (J.), et ELLER (J. P. von), 1961. - Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 14, fasc. 2, Université Strasbourg.
- DAVOINE (P.), 1968. - La géochimie des leptynites (distinction ortho-para). Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 26, pp. 5-57.
- DEER (W. A.), HOWIE (R. A.) and ZUSSMAN (J.), 1962-63-65. - Rock forming minerals. Vol. 1-5, John Wiley & Sons, New-York.
- DENAEYER (M. E.), 1951. - Tableaux de pétrographie. Ed. Lamarra, Paris.
- EGERAN (N.), 1947. - Tectonique de la Turquie et relation entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie. Thèse, Nancy.
- ERENTÖZ (C.), 1956. - Vue générale sur la géologie de la Turquie (en turc). M. T. A. Derg., n° 48, pp. 37-52, Ankara.
- , 1966. - Connaissances nouvelles sur la stratigraphie de la Turquie (en turc). M. T. A. Derg., n° 66, pp. 1-19, Ankara.
- FLYNN (K. F.) and GLENDENIN (L. E.), 1959. - Half-life and beta spectrum of Rb 87. Phys. Rev., 116, n° 3, pp. 744-748.
- FOSTER (M. D.), 1960. - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. Geological survey professional paper 354-B.
- FREY (R.), 1937. - La classification moderne des roches éruptives. Notes et mémoires n° 44. Service des mines et de la carte géol. du Maroc. Rabat, imprimerie officielle.

- GATES (R. M.), 1953. - Petrographic significance of perthite. Mem. Geol. Soc. Amer., n° 52, p. 55.
- GORAI (M.), 1951. - Petrological studies on plagioclase twins. Amer. Mineralogist, n° 36, p. 884.
- HAYAMA, 1959. - Some consideration on the colour of biotite and its relation to metamorphism. Journ. Geol. Soc. Japan, vol. 65, pp. 21-30.
- HEINRICH (E. W. M.), 1946. - Studies in the mica group; the biotite - phlogopite series. Amer. Journ. of Sciences, vol. 244, n° 12, pp. 836-848.
- HOUCHEMAND-ZADEH (A.), 1969. - Métamorphisme et granitisation du massif de Châpédony (Iran central). Thèse de Dr. Ingénieur. Univ. Grenoble.
- IBBOTSON (P.) et al. (R. R. Co), 1969. - Siirt-Bitlis Regional Mineral Survey, project : 1/2225, First Annual Report, vol. 1, M. T. A., Ankara.
- JUNG (J.), 1955. - Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. C. R. A. S., t. 240, n° 7, pp. 799-800, Paris.
- , 1963. - Précis de pétrographie. 2e éd. Masson & Cie, Paris.
- JUNG (J.) et BROUSSE (R.), 1963. - Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par compteur de points. Masson et Cie., Paris.
- KELLOGG (H. E.), (American Overseas Petroleum Limited), 1960. - Stratigraphic Report - Bitlis-Siirt Area, Petroleum district V., Southeast, Turkey. Petrol Daire. Başk. Tek. Arş., Ankara.
- KETİN (İ.), 1959. - Türkiyenin orojenik gelişmesi (Evolution orogénique de la Turquie). M. T. A. Derg., n° 53, pp. 78-88, Ankara.
- , 1960. - Notice explicative sur la carte tectonique au 1/2 500 000 de la Turquie (en turc). M. T. A. Derg., n° 54, pp. 1-6, Ankara.
- , 1966. - Anadolu'nun tektonik birlikleri (Unités tectoniques de l'Anatolie). M. T. A. Derg., n° 66, pp. 20-34, Ankara.
- LA ROCHE (H. de), 1964. - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sci. de la Terre, t. 9, n° 3, pp. 293-337, Nancy.
- , 1965. - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées orientales. Geol. Rdsch. Dtsch., vol. 55, n° 2, pp. 274-301.
- , 1968. - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C. R. A. S., t. 267, série D, n° 1, pp. 39-42, Paris.
- LA ROCHE (H. de), et MOINE (B.), 1968. - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C. R. A. S., t. 267, série D, n° 25, pp. 2084-2087, Paris.

LEAKE (B. E.), 1964. - The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. Journ. Petrol. G.B., 5-2, pp. 238-254.

LEUCHS (K.), 1943. - Der Bauplan von Anatolien. N. Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1943, B, Heft 2/3.

MAXON (J. H.), 1937. - Exploration géologique du Sud-Est de la Turquie, ses possibilités pétrolifères et minières (en turc), rapport n° 680, M. T. A., inédit, Ankara.

MICHEL (R.), 1953. - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). Sciences de la Terre, t. 1, n° 3-4, Nancy.

MIYASHIRO (A.), 1958. - Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the Central Abukuma plateau. Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II, vol. XI, part. 2, pp. 219-271.

MOORHOUSE (W. W.), 1959. - The study of rocks in thin section. Harper & Bros New-York.

MORET (L.), 1962. - Précis de géologie. IVe édi. Masson & Cie, Paris.

NAUMANN (E.), 1896. - Die Grundlinien Anatoliens und Zentralasien. Geogr. Zs. 2.

NEBERT (K.) et RONNER (F.), 1956. - Phénomène d'albitisation alpine dans le massif de Menderes et les régions avoisinantes (en turc). M. T. A. Derg., n° 48, pp. 83-96, Ankara.

NICOLAS (A.), 1966. - Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand-Paradis (Alpes piémontaises). Thèse Doc. Etat Fac. Sci. Univ. Grenoble, 1re thèse.

NOCKOLDS (S. R.), 1947. - The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Amer. Journ. Sci., vol. 245, n° 7, pp. 401-420.

---, 1954. - Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 65, pp. 1007-32.

OSWALD (F.), 1912. - Armenien. Handb. der reg. geol. B.V/3, Heidelberg.

PETTIJOHN (F. J.), 1949. - Sedimentary rocks. Harper and Brothers, New-York.

PIZIGO (M.), 1965. - Les principales textures des roches. Action concertée "Mécanique des roches" Département Minéralogie, Pétrographie, Métallogénie, Géochimie. B. R. G. M.

RADELLI (L.), 1967-68. - Rapporto sui lavori eseguiti nel massiccio di Bitlis (en deux rapports inédits). M. T. A.

RIGO DE RIGHI et CORTESINI, 1964. - Gravity tectonich in foothill structure belt of Southeast Turkey. AAPG Bull., 48, 12.

ROUBAULT (M.), 1963. - Détermination des minéraux des roches. 1. vol., 365 p. Lamarre-Poinat ed., Paris.

TERNEK (Z.), 1953. - Etude géologique de la région située au Sud-Est du lac de Van (en turc). Türk. Jeol. Kur. Bült., cilt : IV, n° 2, Ankara.

TOBI (A. C.), 1962. - Characteristic patterns of plagioclase twinning. Norsk Geologisk Tidsskrift Bind : 42, Halfb : 2, pp. 264-271. Institute of Feldspars, Oslo.

TOLUN (N.), 1953. - Contribution à l'étude géologique des environs du Sud et du Sud-Ouest du lac de Van. M. T. A. Bull., n° 44-45, Ankara, pp. 77-114.

---, 1954. - Güneydogu Anadolu'nun stratigrafisi ve tektonigi "Stratigraphie et Tectonique du Sud-Est de l'Anatolie". M. T. A. Rapp., n° 2147, inédit, Ankara.

---, 1960. - Stratigraphy and tectonics of Southeastern Anatolia. Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, série B, t. XXV, fasc. 3-4.

TURNER (F. J.) et VERHOOGEN (J.), 1960. - Igneous metamorphic petrology Mc Graw Hill, New-York.

TUTTLE (O. F.), 1952. - Optical studies on alkali feldspars. Amer. Journ. of Sci., Bowen vol., part. 2, pp. 553-567.

TUTTLE (O. F.) et BOWEN (N. L.), 1958. - Origin of granite in the light of experimental studies in the system : Na Al Si₃O₈ - K Al Si₃O₈ - H₂O. The Geological Society of America-Memoir 74, pp. 37-50. Traduction partielle : PETERLONGO J., 1965. - Trav. Lab. Geol. Miner. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand. Série de doc. n° 34.

TUTTLE (O. F.) et BOWEN (N. L.), 1958. - Origin of granite in the light of experimental studies in the system : Na Al Si₃O₈ - K Al Si₃O₈ - SiO₂ - H₂O. The Geological Society of America-Mem. 74, pp. 54-80. Traduction: PETERLONGO J., 1965. Trav. Lab. Géol. Minér. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand. Série doc. n° 14.

VACHETTE (M.), 1969. - Technique de la méthode au strontium pour la détermination des âges absolus. 3e édition de la note de BONHOMME M. et al., 1961. Trav. Lab. Ass. Géochronologie, Dépt. Géol. Min. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand.

VELDE (D.), 1969. - Les micas des lamprophyres, kersantites, minettes et lamproïtes. Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., t. 92, pp. 203-223.

VIALETTE (Y.), 1962. - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français. Thèse doc. ès Sci. Nat. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand.

---, 1969. - Méthodes d'extraction et de purification des minéraux en grains. Leur reconnaissance. Trav. Lab. Ass. Géochrono. Dépt. Géol. Min. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand., n° 15.

VIVIER (G.), 1970. - Etude pétrographique et géochronologique de la Châtaigneraie. Thèse Doc. 3e cycle Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand.

Von PLATEN (H.), 1965. - Experimentelle Untersuchung der Kristallisation granitischer Schmelzen (Cristallisation des liquides fondus granitiques). Beitr. Miner. und Petrogr. Band : 11, Heft : 4, pp. 334-381. Traduction PETERLONGO J., 1969. Trav. Dépt. Géol. Min. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n° 13.

WILLIAMS (H.), TURNER (F. J.) and GILBERT (C. M.), 1955. - Petrography and introduction to the study of rocks in thin sections. W. H. Freeman and co. San Francisco.

WINKLER (H. G. F.), 1965. - Die Genese der Metamorphen Gesteine (La genèse des roches métamorphiques). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. Traduction : von ELLER J. P. et WOLF M., 1966, Edi. Ophrys, Gap.

--- -- , 1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New-York.

--- -- et Von PLATEN (H.), 1961. - In Geochim. et Cosmochim. Acta 24, pp. 48-69 et 250-259.

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE-SCIENCES
UNIVERSITAIRE

Vu,
Grenoble, le
le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,
Grenoble, le
le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF