



HAL
open science

Etude géologique et pétrochimique du sud de la région de Susehri : géochronologie du massif syénitique de Kose Dag (N.E. de Sivas-Turquie)

Sevket Kalkanci

► **To cite this version:**

Sevket Kalkanci. Etude géologique et pétrochimique du sud de la région de Susehri : géochronologie du massif syénitique de Kose Dag (N.E. de Sivas-Turquie). Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1974. Français. NNT: . tel-00759991

HAL Id: tel-00759991

<https://theses.hal.science/tel-00759991>

Submitted on 3 Dec 2012

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

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

Doctorat de 3^e cycle

N° d'ordre:

205142

1974

198

DOLIBUE

205.142

1974

198

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE

DE

GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Şevket KALKANCI



ETUDE GEOLOGIQUE ET PETROCHIMIQUE
DU SUD DE LA REGION DE SUŞEHRI.
GEOCHRONOLOGIE DU MASSIF SYENITIQUE
DE KÖSE DAĞ. (NE DE SIVAS - TURQUIE)

SOUTENUE LE NOV. 1974 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

R. MICHEL	Professeur USMG	Président, rapporteur
P. GIRAUD	Professeur USMG	Examinateur
N. V. PERIGNON	Maître de recherches CNRS GRENOBLE	Examinateur
P. GIBERGY	Maître Assistant USMG	Examinateur
Y. VIALETTE	Maître de recherches CNRS CLERMONT-FERRAND	Invité

double

Doctorat de 3^e cycle

N° d'ordre:

205142

1974

198

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE

DE

GRENOBLE



0520213080

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Şevket KALKANCI



ETUDE GEOLOGIQUE ET PETROCHIMIQUE
DU SUD DE LA REGION DE SUŞEHİRİ.
GEOCHRONOLOGIE DU MASSIF SYENITIQUE
DE KÖSE DAĞ. (NE DE SİVAS - TURQUIE)

SOUTENUE LE NOV. 1974 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

MM R. MICHEL	Professeur USMG	Président, rapporteur
P. GIRAUD	Professeur USMG	Examineur
Mme N. V. PERIGNON	Maitre de recherches CNRS GRENOBLE	Examineur
P. GIBERGY	Maitre Assistant USMG	Examineur
Y. VIALETTE	Maitre de recherches CNRS CLERMONT-FERRAND	Invité

KAHVELERİNDE SAINT-MICHEL'İN

İKİSİ

İkisi
Türkiye ve Fransa gibiydiler
Barışla dolu göklerin altında
Bilirlerdi
Birleştigini
Yellerinin giysilerinin avuçlarının,

Eski soyların yasamalarından kopmuş
Filimlerdeki kadar kara-ak,
İkisi
Acısız korkusuz ve nerdeyse sevgisiz
Bilirlerdi
Ayrılacaklarını.

KARANLIĞA AYDINLIĞI DÜŞÜNMEK

Savası silâh kazanır derler,
Yanlış bu,
Savası insan kazanır ancak.

Ateş olmiyan yerde duman olmaz derler
Yanlış bu,
Dağbaşlarında duman vardır, görmüyor
musun?

El elden üstün derler
Yanlış bu,
Yürek yürekten üstündür ancak.

Kisi ölünce yaşamaz derler.
Yanlış bu,
Yaşamayınca ölür kisi.

DANS LES CAFES DE SAINT-MICHEL

COUPLE

A deux
Ils étaient comme la Turquie et la France
Sous des cieux tout paisibles
Ils savaient
Que s'unissaient
Leurs vents leurs vêtements leurs poignées.

Détachés de la vie des lointains a'eux
Aussi noir et blanc que dans les films,
A deux
Sans chagrin sans crainte et presque sans amour
Ils savaient
Qu'ils devaient se séparer.

PENSER A LA CLARTE DANS L'OBSCURITE

On dit que c'est l'arme qui gagne la bataille,
C'est faux ça,
C'en'est que l'homme qui la gagne.

On dit qu'il n'y a pas de fumée sans feu,
C'est faux ça,
Vois donc les sommets des montagnes

On dit que les uns sont plus forts que d'autres,
C'est faux ça,
Ce n'est que le plus courageux qui l'emporte.

On dit que l'homme ne vit plus lorsqu'il meurt,
C'est faux ça,
C'est lorsqu'il ne vit pas que l'homme meurt.

AVANT PROPOS

A l'issue de ce long travail, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidé d'une manière ou d'une autre dans sa réalisation. Ils sont trop nombreux pour que je puisse tous les citer ici. Qu'ils soient cependant assurés de ma reconnaissance.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma gratitude à Monsieur R. MICHEL, qui a accepté de diriger mon travail, et m'a donné d'utiles conseils afin de le compléter.

Que soient également remerciés Madame N. VATIN-PERIGNON et Monsieur P. GIBERGY, qui m'ont accompagné sur le terrain en Turquie, et dont l'aide et les conseils m'ont été précieux. Monsieur P. GIBERGY a beaucoup contribué à l'établissement du texte en s'intéressant de près à mon travail.

Je remercie également Monsieur Y. VIALETTE qui m'a admis dans son laboratoire à Clermont-Ferrand et m'a aidé dans mes recherches géochronologiques,

Je remercie aussi Monsieur G. VIVIER pour sa bienveillance lors des études à la fluorescence X et ses remarques judicieuses quant à l'étude géochronologique.

Je ne saurais oublier tout le personnel de l'Institut Dolomieu, en particulier Messieurs GRANET, CHABERT, GIROTRU et COCHET, ainsi que tout le personnel technique du laboratoire de géologie.

Je remercie enfin le gouvernement turc et le M. T. A. pour l'aide financière qu'ils m'ont accordé dans l'accomplissement de mes études.

RESUME

Cette thèse a pour objet l'étude géologique, pétrochimique et métallogénique de la région située entre Zara et Suşehri, dans la province de SIVAS, en Turquie, ainsi que l'étude géochronologique du massif syénitique de Köse Dağ.

L'histoire géologique de la région débute par un complexe ophiolitique du Crétacé sup. englobant :

- des péridotites serpentinisées,
- des pyroxénites,
- des radiolarites,
- des roches hololeucocrates sodiques.

Ensuite viennent d'importantes formations tertiaires, avec notamment du volcano-sédimentaire à faciès flysch de grande épaisseur, jusqu'à l'époque Lutétien sup. - Priabonien "basal".

Viennent alors s'ajouter des coulées d'andésite porphyrique, qui couvrent de grandes surfaces.

La région est caractérisée par l'intrusion d'un batholite syénitique à contour circonscrit, qui traverse les séries volcaniques et les digère à sa bordure.

Ce massif est formé dans sa plus grande partie, de syénite quartzifère dont l'origine magmatique serait à la limite manteau - croûte, ainsi que, plus à l'intérieur du massif, de faciès pegmatitique, d'origine plus crustale.

Les études géochronologiques (méthode Rb/Sr) faites sur le massif syénitique donnent, pour la partie syénite quartzifère :

42 ± 4 M. A.

tandis que la partie pegmatitique serait plus récente, avec :

37 ± 2,6 M. A.

Quelques sédiments lacustres de faible importance se sont déposés dans la région, au Priabonien.

Après la mise en place du batholite, l'activité volcanique s'est poursuivie avec un caractère rhyolitique et kéraatophyrique. Ces activités volcaniques se sont probablement situées le long de grandes fractures.

Enfin, la mise en place du batholite s'accompagne de filons minéralisés à caractère B. P. G. C., avec parfois de la stibine et de la pyrolusite, qui sont à gangue soit quartzreuse, soit limoniteuse.

Les andésites porphyriques renferment des gîtes de minéralisation cuprifère, avec : cuivre natif + ténorite + cuprite + malachite + azurite.

ABSTRACT

This thesis deals with the geological, petrochemical and metallogenetic study of the country between Zara and Susehri, in the SIVAS province in Turkey, and also with the geochronological study of the Köse Dag syenitic massif.

The geological story of the region begins with an ophiolitic complex of the Upper Cretaceous, comprising :

- serpentized peridotites,
- pyroxenites,
- radiolarites,
- sodic hololeucocratic rocks.

Then come important Tertiary formations, particularly with a very thick volcano-sedimentary flysch facies, lasting till the Upper Lutetian - "basal" Priabonian.

They are followed by porphyric andesite lava flows, which cover large areas.

The region is characterised by a syenitic batholith with circumscribed outlines, which cuts the volcanic series while digesting its contours.

This massif is mostly formed by quartziferous syenite, probably originating from the mantle - crust limit of the pegmatitic facies ; the latter has a more crustal origin inside the massif.

The geochronological Rb/Sr studies on the syenitic massif give for the quartziferous syenite part : 42 ± 4 m. y.

while the pegmatitic part would be younger, with :

37 ± 2,6 m. y.

Minor lacustrine sediments were deposited in this region at Priabonian times.

After emplacement of the batholith, volcanic activity continued with a rhyolitic and keratophyric character. These volcanic activities probably took place along the great fractures.

With emplacement of the batholith came mineralized "B. P. G. C." veins, sometimes with stibnite and pyrolusite, with a quartzic or limonitic gangue.

The porphyric andesites contain copper deposits, with :

native copper + tenorite + cuprite + malachite + azurite.

S O M M A I R E

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1	<u>PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA TURQUIE</u>	3
1.2	UNITES TECTONIQUES D'ANATOLIE	3
1.2.1.	Les Pontides (s.l.)	3
1.2.2.	Les Anatolides (s.s.)	6
1.2.3.	Les Taurides (s.l.)	7
1.2.4.	Les Plis bordiers	7
1.3	<u>INTRODUCTION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION D'ETUDE</u>	7
1.4	<u>PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE</u>	9

CHAPITRE III

LES TERRAINS VOLCANO-SEDIMENTAIRE ET SEDIMENTAIRE

2.1	VOLCANO-SEDIMENTAIRE EOCENE	15
2.1.1.	Etude microscopique des faciès volcano-sédimentaires	16
2.2	FORMATIONS DE CALCAIRES A NUMMULITES DE MANTARLIK TEPE	17
2.3	CALCAIRES LAGUNAIRES POST-SYENITIQUES	17
2.3.1.	Calcaires à Milioles	17
2.3.2.	Calcaires coquilliers de Geyikbeli Tepe	19

CHAPITRE IIIII

ETUDE PETROGRAPHIQUE DU VOLCANISME TERTIAIRE

3.1	ANDESITE PORPHYRIQUE DU TYPE AKSU	23
3.2	ANDESITE PORPHYRIQUE A BIOTITE	30
3.3	ANDESITE A ZEOLITE	30
3.4	DYKE TRACHYTIQUE A L'INTERIEUR DES ANDESITES PORPHYRIQUES	33
3.5	NECK TRACHYTIQUE	34
3.6	ETUDES PETROCHIMIQUES DES ANDESITES	34

CHAPITRE IV

ETUDE PETROGRAPHIQUE DU MASSIF PLUTONIQUE

4.1 FACIES DE BORDURE DU MASSIF PLUTONIQUE	40
4.2 INTERIEUR DU MASSIF : syénite quartzifère	44
4.3 FACIES DU COEUR DU MASSIF : syénite à biotite	48
4.4 AMAS DE MICROGABBRO DANS LE MASSIF SYENITIQUE	54
4.5 EVOLUTION PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE A L'INTERIEUR DU MASSIF SYENITIQUE	55
4.6 MISE EN PLACE DU MASSIF SYENITIQUE	60
4.7 CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE DU MASSIF PLUTONIQUE	61

CHAPITRE V

VOLCANISME POST-PLUTONIQUE

5.1 VOLCANISME ACIDE RHYOLITIQUE	64
5.2 VOLCANISME KERATOPHYRIQUE	65

CHAPITRE VI

LE COMPLEXE OPHIOLITIQUE

6.1 PERIDOTITES SERPENTINISEES	68
6.1.1. Roches hololeucocrates sodiques associées	69
6.1.2. Fractures dans les ophiolites	70
6.2 PYROXENITE NON SERPENTINISEE	70
6.3 AMPHIBOLITES	73
6.4 RADIOLARITES	74

CHAPITRE VII

SYNTHESE D'ETUDE PETROCHIMIQUE

7.1 INTRODUCTION	80
7.2 DIAGRAMME K.N.C DE FREY	80
7.3 DIAGRAMME DE VARIATION DES PARAMETRES DE NIGGLI	82
7.4 DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE DE J. JUNG	84
7.5 CLASSIFICATION DE A. PEACOCK	86
7.6 DIAGRAMME DE H. DE LA ROCHE	88
7.7 COMPLEMENT DE MESURE A LA F.X.	88

CHAPITRE VIII

ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE DU MASSIF SYENITIQUE DE KÖSE DAĞ

8.1 INTRODUCTION	94
8.2 METHODES ET LOIS DE LA RADIOACTIVITE	94
8.3 METHODE " RUBIDIUM - STRONTIUM "	95
8.3.1. Principe	95
8.3.2. Technique de la méthode "rubidium-strontium"	98
8.4 MESURE AU SPECTROMETRE DE MASSE	102
8.4.1. Principe physique du spectromètre de masse	102
8.4.2. Enregistrement et mesure au spectromètre de masse	104
8.4.3. Calcul d'erreur sur les mesures	105
8.5 PREDOSAGE DES ECHANTILLONS DE ROCHE TOTALE PAR ABSORPTION ATOMIQUE	106
8.6 MESURES DU MASSIF SYENITIQUE DE KÖSE DAĞ	106
8.6.1. Localisation et nature des échantillons	106
8.6.2. Résultats des mesures en absorption atomique	107
8.6.3. Résultats des mesures au spectromètre de masse	107
8.7 INTERPRETATION DES RESULTATS	110
8.7.1. Interprétation de l'isochrone des roches totales	110
8.7.2. Interprétation de l'isochrone de faciès pegmatitique	110
8.8. DISCUSSION SUR L'ORIGINE DU MAGMA	113
8.9 CONCLUSION DE L'ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE	113

CHAPITRE IX

MINERALISATION DE LA REGION

9.1 MINERALISATION LIEE AU COMPLEXE OPHIOLITIQUE	116
9.2 MINERALISATION LIEE AUX ROCHES VOLCANIQUES	116 ⁹
9.3 MINERALISATION D'ORIGINE PLUTONIQUE EN LIAISON AVEC LE MASSIF SYENITIQUE CIRCONSCRIT	118
9.3.1. Minéralisation du village d'Aydinlar	118
9.3.2. Minéralisation de Tüylü Dere	123
9.3.3. Minéralisation de Kindil Dere	123
9.3.4. Minéralisation de Çağlayan Dere	123
9.4 MINERALISATION LIEE AUX ROCHES RHYOLITIQUES POST - PLUTONIQUES	124
9.5 ETUDES DES SECTIONS POLIES	124
9.6 CONCLUSION	124

CHAPITRE X

TECTONIQUE

10.1 INTRODUCTION	130
10.2 ESSAI D'INTERPRETATION DE LA REGION DANS LE CADRE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES	131

CHAPITRE XI

CONCLUSION GENERALE (p. 134)

BIBLIOGRAPHIE	136
---------------------	-----

LISTE DES FIGURES

N° fig.	
1. Coupe de Mantarlik Tepe	15
2. Coupe de Camlica Tepe	18
3. Coupe de Kiziltarla Tepe	18
4. Andésite porphyrique "type Aksu" à phénocristaux de plagioclase et de pyroxène	27
5. Histogramme de fréquence des microlites	29
6. Andésite à zéolite	31
7. Association de FK avec PL	43
8. Diagramme de R. X. sur les plans (131) et (131) du feldspath potassique de l'échantillon A	45
9. Association FK + Ab + Q et FK + Ap dans les syénites quartzifères	46
10. "Soleil de tourmaline" à l'intérieur d'un feldspath potassique	46
11. Biotite digérée par le feldspath potassique	48
12. Diagramme de R. X. sur les plans (131) et (131) d'un feldspath potassique de l'échantillon 71-20	52
13. Mode de mise en place du massif syénitique	61
14. Mesure de diaclase du massif syénitique	130

LISTE DES PLANCHES

Pl. n°	
1. Carte géologique de la Turquie	4
2. Carte géologique régionale	8
3. Carte géologique simplifiée	10
4. Diagrammes de R. X.	32
5. Diagramme K. N. C. de FREY	81
6. Diagramme de NIGGLI	83
7. Diagramme de JUNG	85
8. Diagramme de H. DE LA ROCHE (1973)	87
9. Diagramme logarithmique Sr/Rb en p. p. m.	89
10. Spectromètre de masse AEI - MS2S	101
11. Diagrammes obtenus par SM	103
12. Isochrone des R. T. du massif syénitique	109
13. Isochrone du faciès pegmatitique	111
14. Origine magmatique de nos roches	112
15. Minéralisation de Camili Köy	117
16. Minéralisation d'Aydinlar	119
17. Aydinlar (Filon 2)	120
18. Aydinlar (Filons 3 et 4)	121
19. Sections polies	125 et 126

Planches hors-texte :

1. Carte orohydrographique de la région étudiée
2. Carte géologique de la région étudiée.

LISTE DES PHOTOS

Ph. n°	
1. Coulées andésitiques des environs du village d'Aksu	25
2. Dyke (trachyte) de Sivrilir T. vu d'Aksu	25
3. Andésites porphyriques "type Aksu"	27
4. Altération en boules à débit en écailles d'oignon	42
5. Disposition des filons d'aplite	42
6. Feldspath potassique maclé Carlsbad à l'aspect trouble	50
7. Altération des syénites pegmatitiques à biotite au sud de Cat Y.	50
8. Amas de roche hololeucocrate riche en soude à l'intérieur des ophiolites serpentinisées	72
9. Enstatite à clivage "courbe"	72
10. Amphibolite avec hornblende verte + plagioclase	76
11. Amphibole verte fortement pléochroïque avec clivage en losange	76

=====

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1. 1 PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA TURQUIE.
1. 2 UNITES TECTONIQUES D'ANATOLIE.
1. 3 INTRODUCTION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION D'ETUDE.
1. 4 PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE.

1.1 PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA TURQUIE

La Turquie est une prolongation de l'Asie vers l'Europe ; elle est limitée au Nord, à l'Ouest et au Sud par trois mers : la mer Noire, la mer Egée et la Méditerranée. La frontière avec l'U. R. S. S. et l'Iran constitue la limite Est de la Turquie.

Morphologiquement, la chaîne Pontique au Nord, et au Sud, en bordure de la Méditerranée, les Taurides, forment la suite des chaînes Alpines. Entre ces deux chaînes prend place le plateau d'Anatolie, d'une altitude moyenne de 1 000 m. Ce plateau gagne de l'altitude vers l'Est et atteint 5 165 m au mont Ararat.

1.2 UNITES TECTONIQUES D'ANATOLIE

L'idée de différencier les chaînes anatoliennes, due à E. NAUMANN, a été développée par les géologues alpins E. ARGAND (1924), R. STAUB (1924, 1928), W. SEIDLITZ (1931) et L. KOBER (1931, 1942).

Dans cette première période, on distinguait du Nord au Sud les Pontides, les massifs intermédiaires et les Taurides. On rattachait les Pontides par l'intermédiaire des Carpates aux Alpides, et les Taurides par l'intermédiaire des Héliénides aux Dinarides.

C'est P. ARNI (1939) qui a essayé de différencier les unités actuellement acceptées en comparant les unités de l'Ouest de l'Iran avec celles de l'Est et du Sud-Est de la Turquie.

Plus tard, M. M. BLUMENTHAL (1946), prenant comme base la classification de P. ARNI, a distingué les massifs paléozoïques et cristallins de ceux du Mésozoïque et du Tertiaire.

N. EGERAN (1947) a greffé des unités secondaires en se fondant sur les intrusions magmatiques et leur cortège métallogénique.

La classification actuelle de I. KETIN (1965) repose sur les caractères de l'évolution orogénique de la Turquie (pl. 1) (tableau 1.1). On a du Nord au Sud :

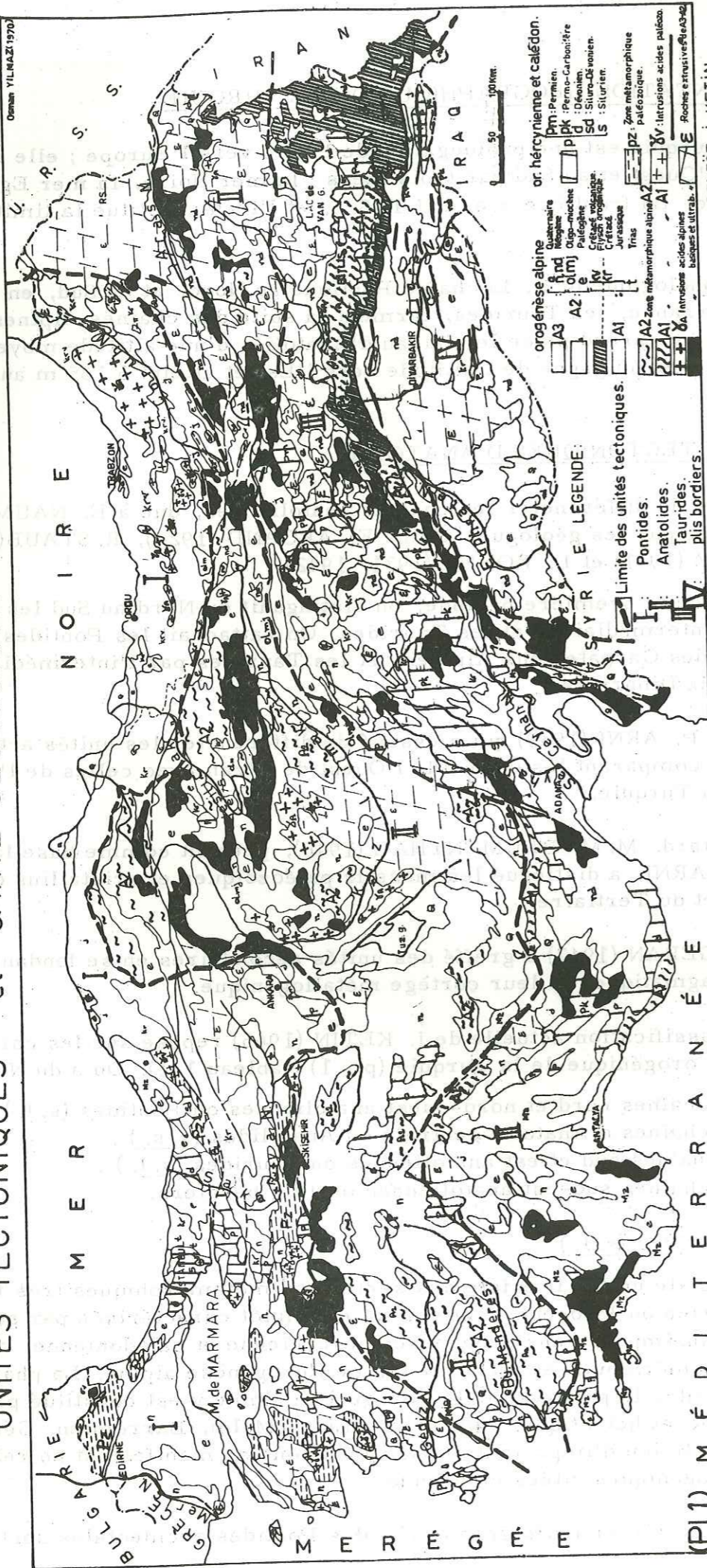
- les chaînes nord et nord-ouest anatoliennes ou Pontides (s.l.) ;
- les chaînes d'Anatolie centrale ou Anatolides (s.s.) ;
- les chaînes sud et est anatoliennes ou Taurides (s.l.) ;
- les chaînes sud-est anatoliennes ou Plis bordiers.

1.2.1 Les Pontides (s.l.)

Dans cette unité, il existe des séries non métamorphiques très fossilifères allant du Silurien au Pliocène. Cette unité est plutôt caractérisée par son histoire orogénique : surimposée aux orogènes hercynienne et calédonienne, on trouve les phases cimmérienne et autrichienne de l'orogène alpine. La phase laramienne en est absente, le paroxysme de l'orogène alpine y est constitué par les phases pyrénéenne et helvétique. Aux Trias, Lias, Malm, Barrémien, Cénomaniens, Turonien et Lutétien d'importantes transgressions se manifestent en relation avec les phases orogéniques citées ci-dessus.

Les massifs intrusifs granitiques des Pontides occidentales sont considérés

UNITES TECTONIQUES et CARTE GEOLOGIQUE DE LA TURQUIE



D'après C.ERENTÖZ-I. KETIN

E R E	PERIODE ou EPOQUE GEOLOGIQUE	Age absolu en ma	PONTIDES		ANATOLIDES		TAURIDES		Plis BORDIERS	
			volcanisme sous-marin	intrusion plut. métamorphisme PHASES de paroxysme	volcanisme intrusion plut. métamorphisme PHASES de paroxysme	volcanisme intrusion plut. métamorphisme PHASES de paroxysme	volcanisme intrusion plut. métamorphisme PHASES de paroxysme	volcanisme intrusion plut. métamorphisme PHASES de paroxysme		
TERTIAIRE=638ma	QUATERNAIRE	1,2								rhodanienne
	PLIOCENE	7				helvétique		helvétique		helvétique
	MIOCENE	29		helvétique			pyrénéen			pyrénéen
	OLIGOCENE	38				pyrénéen				
	EOCENE	54		pyrénéen						
	PALEOCENE	65								
SECONDAIRE=160ma	CRETACE Sup.	100		autrichien						
	CRETACE Inf.	141								
	MALM	162								
	DOGGER	175								
	LIAS	195								
	TRIAS	225								
PRIMAIRE=345ma	PERMIEN	280								
	CARBONIFERE Sup.	325								
	CARBONIFERE Inf.	345								
	DEVONIEN	395								
	SILURIEN	442								
	ORDOVICIEN	515								
	CAMBRIEN	570								
	Précambrien	5000								

Tableau 1-1

(D'après I. KETIN, 1965)

comme hercyniens. En liaison avec la phase cimmérienne, des intrusions post-liasiques de gabbros, diorites, diabases, granites se sont produites au Nord-Est des Pontides.

Le Lias est discordant sur le Paléozoïque à l'Est des Pontides ; le Crétacé à faciès flysch y est très développé. Les formations marneuses maestrichtiennes passent progressivement aux ensembles du même type du Paléogène et de l'Eocène inférieur.

La fin de l'Eocène inférieur est marquée par une surélévation et un plissement ; le Lutétien est transgressif sur les séries anciennes. Pendant les phases pyrénéennes et helvétique les Pontides subissent une dernière fois des déformations importantes.

Les éruptions sous-marines d'âge crétacé-éocène et miocène couvrent de grandes surfaces dans les Pontides.

1.2.2. Les Anatolides (s. s)

Notre terrain d'étude se place dans cette unité tectonique. La genèse géologique et tectonique de cette unité est bien différente de celle des Pontides. Elle comprend les massifs métamorphiques et cristallins de l'Anatolie centrale et occidentale, des séries d'ophiolites et de serpentines en liaison avec les séries métamorphiques, le Crétacé supérieur à radiolarites et les formations discordantes du Tertiaire.

Dans cette unité, toutes les formations du Paléozoïque et du Mésozoïque inférieur sont plus ou moins métamorphisées.

Le Crétacé supérieur, en partie ophiolitique, en partie volcanique, est concordant avec les séries antérieures. Seul l'Eocène inférieur recouvre les séries anciennes par une discordance visible.

Le Lutétien à faciès marin peu profond ou à faciès volcanique comporte une épaisse formation de flysch et de divers laves-tufs sous-marins.

A partir de l'Eocène supérieur, l'Oligocène et le Miocène à faciès continental ou lacustre forment les séries gypseuses et salines du Tertiaire de l'Anatolie centrale.

Au Miocène supérieur, avec la surélévation épiorogénique, le volcanisme continental du Néogène à sédiments tuffacés s'est mis en place.

Dans cette unité, il n'y a pas de traces des orogénèses hercyniennes et calédoniennes. Les premiers mouvements orogéniques ont commencé à la fin du Crétacé pendant la phase laramienne, et ont été suivis de la phase pyrénéenne et de la phase helvétique.

L'activité magmatique se développe pendant la phase laramienne. Les intrusions acides et basiques de l'Anatolie centrale qui traversent les couches du Maestrichtien sont recouvertes transgressivement par le Lutétien. Une détermination d'âge absolu par la méthode au plomb, faite par M. AYAN dans le massif de granite monzonitique de Barane Dağ, donne un âge de 54 MA, ce qui concorde avec les observations géologiques. Donc ces massifs intrusifs, que l'on croyait d'âge paléozoïque ou précambrien, sont des massifs alpins d'âge éocène.

1.2.3. Les Taurides (s. l)

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.

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

Les premières phases alpines débutèrent avec le Kimméridgien, suivies par endroits de la phase Autrichienne.

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.

L'évolution orogénique des Taurides s'est terminée pendant le Miocène.

L'activité magmatique des Taurides se manifeste au cours du Crétacé par la mise en place de péridotites (serpentinisées), de granites et de syénites.

Les massifs plutoniques acides se trouvent à l'intérieur des séries crétaées et sont recouverts par l'Eocène.

1.2.4. Les Plis bordiers

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

La sédimentation de faciès peu profond est continue de l'Infracambrien au Pliocène inclus, et n'a pas été métamorphisée. Les intrusions magmatiques sont absentes. Dans la région, les mouvements orogéniques commencent par la phase laramienne, mais le principal plissement et le charriage se sont effectués pendant le Miocène.

Si on compare les unités tectoniques citées ci-dessus, la formation des chaînes s'est effectuée du Nord au Sud en ordre : les montagnes plus anciennes de l'Anatolie sont formées par les Pontides au Calédonien et à l'Hercynien. Les Anatolides prennent naissance à la fin du Crétacé.

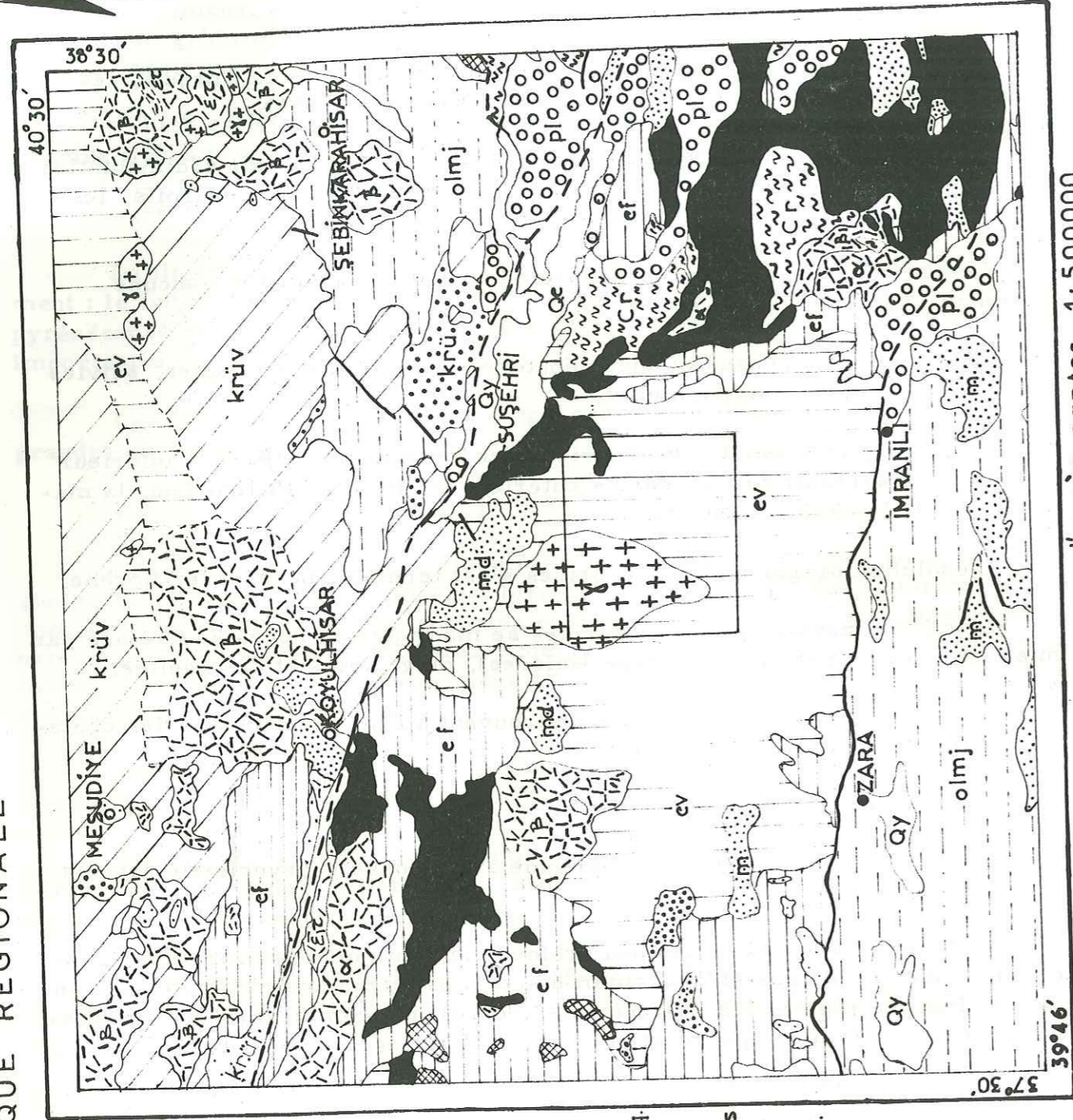
L'évolution tectonique du Taurus coïncide avec la fin de l'Oligocène, tandis que celle des plis bordiers s'achève à la fin du Miocène, voire même pendant le Pliocène.

1.3. INTRODUCTION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION D'ETUDE (Pl. 2)

La région étudiée se trouve à environ 150 km au Nord-Est de la ville de Sivas, qui est la capitale de la province.

Le chef-lieu de la région, Susehri, se trouve au bord de la plaine formée par la rivière Kelkit qui coule d'Est en Ouest en longeant la limite Sud de la chaîne

CARTE GEOLOGIQUE REGIONALE



d'après cartes 1:500.000 SAMSUN(1962) et SIVAS(1961)

Q	Quaternaire
pl	Pliocène
m	Miocène
olmj	Oligo-miocène gypse
ev	Eocène volcanique
ef	Eocène flysch
	Mésozoïque
krüf	flysch
krüv	Crétacé sup. volc.
krüa	Crétacé inf. - sup.
krü	
Cr	série métamorphiq.
γ	R. Intrusives acides
σ	" " basiq.
	R. Volcaniques
λ	rhyolite, dacite
α	andésite, spilité
β	basalte, dolérite
ε	tuf, brèche

des Pontides, puis aux environs de Niksar coupe cette chaîne perpendiculairement et se jette dans la mer Noire après avoir traversé la plaine de Çarşamba.

Le secteur cartographié se situe à 15 km au Sud de Susehri. Les levés géologiques intéressent deux cartes topographiques au 1/25 000 :
 - GİRESUN - H40 - d4,
 - et la moitié Est de la carte GİRESUN - H39 - c3, qui se juxtapose à la précédente.

La superficie étudiée, 226 km² environ, est comprise entre 1 100 m d'altitude au lit de la rivière de Gemin Dere, et 2 800 m au Köse Dağ, point culminant de la région (Kösesüleyman Tepe = 2 812 m). La rivière de Gemin Dere draine son bassin versant du Sud au Nord, et sur ses deux rives culminent des sommets compris entre 2 500 et 2 700 m.

Le chemin conduisant de Susehri au village le plus central du secteur étudié n'est carrossable qu'en jeep ; ce chemin d'accès traverse notre terrain du Nord au Sud et aboutit au village de Şaryeri, limite Sud de notre terrain d'étude. L'économie rurale de la région repose sur l'élevage du mouton et la culture du blé et de l'orge.

Le terrain étudié est compris dans un rectangle dont les côtés s'appuieraient :

- au Nord sur le parallèle N 40° 07' 30"
- à l'Est sur le méridien E 37° 56'
- au Sud sur le parallèle N 40° 00' 00"
- à l'Ouest sur le méridien E 38° 07' 30"

1.3.1. Travaux antérieurs

Des travaux sommaires ont été faits dans la région en vue d'établir la carte au 1/500 000 de la Turquie.

STCHEPINSKY V. (1940) et ERGUVANLI K. (1951) ont réalisé des levés pour l'établissement de la carte au 1/100 000 de la région.

Dr ERGUVANLI (1951) signale la présence de serpentines sous le flysch lutétien. Il signale dans son étude la présence d'une série volcanique formée de tufs mauves de nature andésitique, trachytique et dacitique qui recouvrent les granites de Köse Dağ et le complexe de radiolarites - serpentines ; ces formations sont d'âge lutétien.

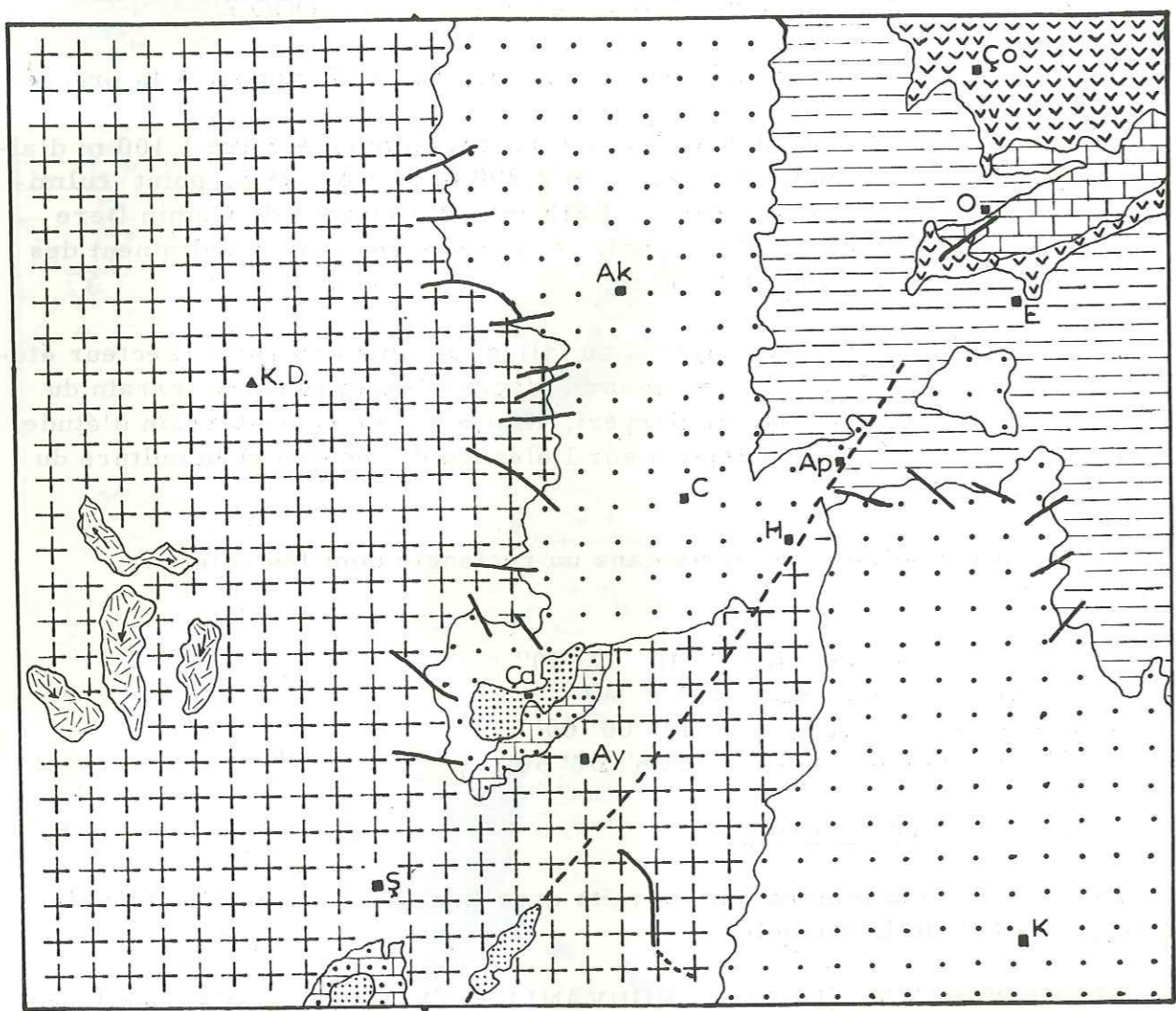
Le massif plutonique circonscrit du Köse Dağ est dénommé "granite ancien" et est accepté comme d'âge antérieur au Crétacé supérieur.

D'autres travaux de courte durée ont été réalisés en vue d'examiner les minéralisations de la région par les prospecteurs du M. T. A. (Institut d'études et de recherches minières Turc).

1.4 PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE

Nous avons distingué différents ensembles (pl. 3), souvent en contradiction avec les travaux antérieurs, que ce soit du point de vue de leur extension, ou du point de vue de leur nature.

CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE Pl.3



GİRESUN H39-c3 1 0 1 2 km GİRESUN H40-d4

LEGENDE

- | | | | |
|--|----------------------------|--|---|
| | Volcanisme k eratophyrique | | Faille |
| | " rhyolitique | | |
| | Calcaire   Miliolites | | ■ Village Ak: Aksu,
Ap: Aptiler,
Ay: Aydınlar,
C: Camili,  a:  amlıca,
 o:  okrak, E: Elmaseki,
H: Hamam, K: Karataş
Ş: Şaryeri |
| | Massif syénitique | | ▲ Sommet K.D.: K se Dağ
(2812 m) |
| | Andésite porphyrique | | |
| | Calcaire   Nummulites | | |
| | Volcano-sédimentaire | | |
| | Massif ophiolitique | | |

Les terrains les plus anciens se rencontrent au NE, ils constituent le massif ophiolitique des environs de Çokrak, prolongement de celui de Su ehri.

Les roches vertes serpentinisées forment la masse essentielle, environ 95% ; le faciès pyroxénite remplit les fractures, et occupe environ 3% du massif.

Des amphibolites s'y rencontrent également. Le tout est ceinturé par des bandes de radiolarite ; les ophiolites sont d'âge Crétacé sup..

Les formations volcano-sédimentaires à caractère flysch d'âge Lutétien avec formations de tufs andésitiques, dacitiques et les termes pyroclastiques associés recouvrent le massif ophiolitique ; elles-mêmes sont recouvertes par les calcaires à nummulites de Mantarlık Tepe, qui sont d'âge Lutétien sup. - Priabonien.

Partout, sur les formations volcano-sédimentaires, nous avons des coulées d'andésite porphyrique du Priabonien étendues sur de grandes surfaces (33% du terrain d'étude).

Sur ces andésites porphyriques, nous avons noté quelques affleurements de calcaire lagunaire de faible importance.

La région est caractérisée par la présence d'un massif plutonique circonscrit de nature syénitique, qui couvre 106 km² de notre terrain d'étude (47%). Nous n'avons cartographié que la moitié de ce massif : sa superficie totale atteint 215 km² environ.

Enfin nous avons des formations volcaniques post-plutoniques de faible extension, qui sont soit de nature k eratophyre à l'intérieur du massif plutonique, soit de nature rhyolitique vers les bordures du pluton.

CHAPITRE II

LES TERRAINS VOLCANO-SEDIMENTAIRES ET SEDIMENTAIRES

- 2.1 VOLCANO-SEDIMENTAIRE EOCENE
- 2.2 FORMATIONS DE CALCAIRES A NUMMULITES DE MANTARLIK TEPE
- 2.3 CALCAIRES LAGUNAIRES POST - SYENITIQUES

Akt Aksu

Ca:Çamlıca

Erak, E:Elmas

man, K:Karataş

sonn e? KD:Köse
(24)

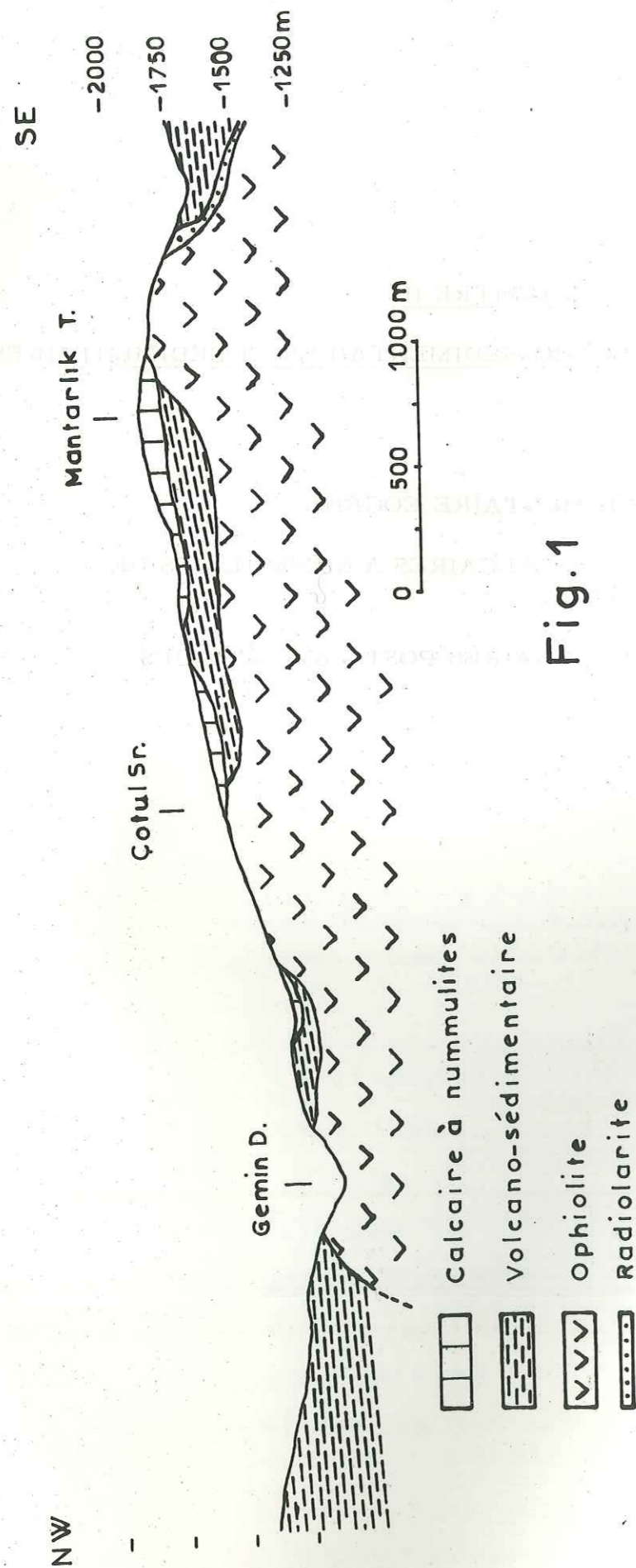


Fig. 1

Les formations sédimentaires de la région se divisent en trois groupes :

- volcano-sédimentaire Eocène à faciès flysch,
- calcaires à nummulites du Lutétien sup-Priabonien,
- calcaires lacustres post-synclinaux (Eocène sup-Oligocène).

2.1 VOLCANO-SEDIMENTAIRE EOCENE

C'est la plus ancienne formation sédimentaire que l'on trouve dans la région. Aux environs du village de Çokrak, elle recouvre le massif ophiolitique, tandis que, dans la même région, ces mêmes formations volcano-sédimentaires sont sous les calcaires à Nummulites de Mantarlik Tepe (fig. 1).

Cette formation volcano-sédimentaire a une couleur verdâtre, parfois mauve, et elle est très variable en puissance. A l'Est du terrain d'étude, à partir du lit de Armutlu Dere (2 534), on a une épaisseur de l'ordre de 600 à 700 mètres. C'est une formation à caractère flysch qui se développe très largement dans la région. Dans cette formation se trouvent associés des tufs volcaniques andésitiques et leurs formations pyroclastiques avec des marnes, marno-calcaires et conglomérats. Dr K. NEBERT indique, à 20 km à l'Est pour le flysch Eocène une épaisseur de 3 000 à 4 000 mètres ; ceci montre bien l'importance de ces formations.

Partout dans notre région, les coulées d'andésite porphyrique recouvrent ces formations volcano-sédimentaires. Des fossiles ont été recueillis au sommet de la formation volcano-sédimentaire, à la limite des coulées andésitiques, en deux points :

- à Kirantarla Sirti, à l'Est du village d'Aksu (x : 19, 5 ; y : 37, 4), la faune est peu riche et les fossiles recueillis sont difficiles à identifier :

Foraminifères (les foraminifères ont été déterminés par A. BLONDEAU, maître-assistant au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Paris) :

- Nummulites proefabiani (Priabonien inf.)
- Nummulites aturicus, JOLY et LEYMENIE (Lutétien sup.)
- Nummulites gr. chavannesi } Ensemble Priabonien très basal à
- Nummulites variolarius (Lmk) } Lutétien terminal (zone de transition)
- Nummulites cf. discorbinus (Schlotheim)

L'ensemble de ces formations donne un âge limite Lutétien sup. - Priabonien.

- à l'Est d'Aptiler (x : 22, 6 ; y : 35, 6), aux alentours de Dikenli Yayla, on trouve des nummulites de grande taille dans des tufs de couleur verte sous les coulées andésitiques. Ces grandes Nummulites sont :

- Nummulites gr. perforatus (Lutétien sup.)
- Nummulites crassus Boubée (Lutétien sup.)

d'âge Lutétien supérieur.

Un peu plus à l'Ouest, dans un ravin (x : 22, 3 ; y : 35, 7), on a des mollusques, lamellibranches, échinodermes, gastéropodes et foraminifères.

Echinodermes : (les déterminations ont été faites par J. ROMAN, Museum d'Histoire Naturelle de Paris)

- Schizaster sp. gr. de vicinatis AGASSIZ (Eocène)
- Eupatagus sp.

Gastéropodes : (détermination faite par Ph. BREBION, Museum d'Histoire Naturelle de Paris)

- Turritella imbricata LAMARCK (Eocène)
- Velates schmiedeli CHEMNITZ (Eocène)

Foraminifères : (détermination A. BLONDEAU)

- Nummulites gr. perforatus (A)
 - Nummulites cf. chavannesi
 - Nummulites variolarius (Lmk)
- Ensemble Priabonien très basal à Lutétien terminal (zone de transition).

Mollusques, lamellibranches : (détermination Mme S. FRENEIX, Museum d'Histoire Naturelle de Paris)

- Pholodomya Puschi Goldfuss (Lutétien, Auversien, Priabonien)
- Glycymeris sp. affin. bormidiana (Mayer) (Tongrien d'Italie)
- Venericardia cf. veretrapezoïdes de Gregorio (Auversien des Alpes)
- Pinna margaritacea Lamarck (Lutétien - Auversien)

Microfossiles : (détermination par M. PAIRIS, Grenoble)

- Globigerina cf. linoperta
- Globorotalia cf. centralis (Lutétien - Priabonien)
- Globigerina cf. eocoenica

2.1.1 Etude microscopique des faciès volcano-sédimentaires.

On a des plagioclases complètement altérés en séricite et plus souvent en une zéolite à groupements radiés à extinction droite, allongement positif : c'est du Natrolite.

L'augite est automorphe souvent cassée et zonée, macle hl fréquente, et altération fréquente en calcite.

L'olivine est altérée en iddingsite dans les cassures et sur les bordures.

Quelquefois, la biotite est altérée en calcite + chlorite.

La consolidation de la roche se fait souvent par la chlorite du type (Pennine)

2.2 FORMATIONS DE CALCAIRES A NUMMULITES DE MANTARLIK TEPE (24;39)

Ce sont des calcaires de couleur jaune-brunâtre, d'aspect bréchique, et débit en dalles bien caractéristique. Ces calcaires coiffent le complexe ophiolitique et les formations volcano-sédimentaires de la région. A la base, sur les ophiolites, ils sont bréchiques ou microbréchiques avant de devenir massifs.

Quelques fossiles trouvés dans ces formations :

près de Oyuk Mah (x : 22, 9 ; y : 39, 3) :

- Nummulites Uroniensis (Lutétien sup. "basal")

ainsi que d'autres fossiles trouvés à l'Ouest d'Oglapinar Tepe (x : 24, 4 ; y : 40, 2)

Gastéropodes :

- Velates schmiedeli CHEMNITZ (Eocène)

Mollusques, lamellibranches :

- Spondylus sp.
- Chlamys sp. affin. gr. de Chl. biarritzensis d'Archiac (Eocène - Oligocène)
- Cardium sp.
- Ostrea sp.

D'après nos observations, les calcaires à Nummulites sont pratiquement contemporains des formations volcano-sédimentaires ; on peut penser qu'ils ne correspondent qu'à une variation de faciès.

2.3 CALCAIRES LAGUNAIRES POST - SYENITIQUES

Les sédimentations lagunaires de l'Oligocène ont une extension très limitée et sont de faible épaisseur.

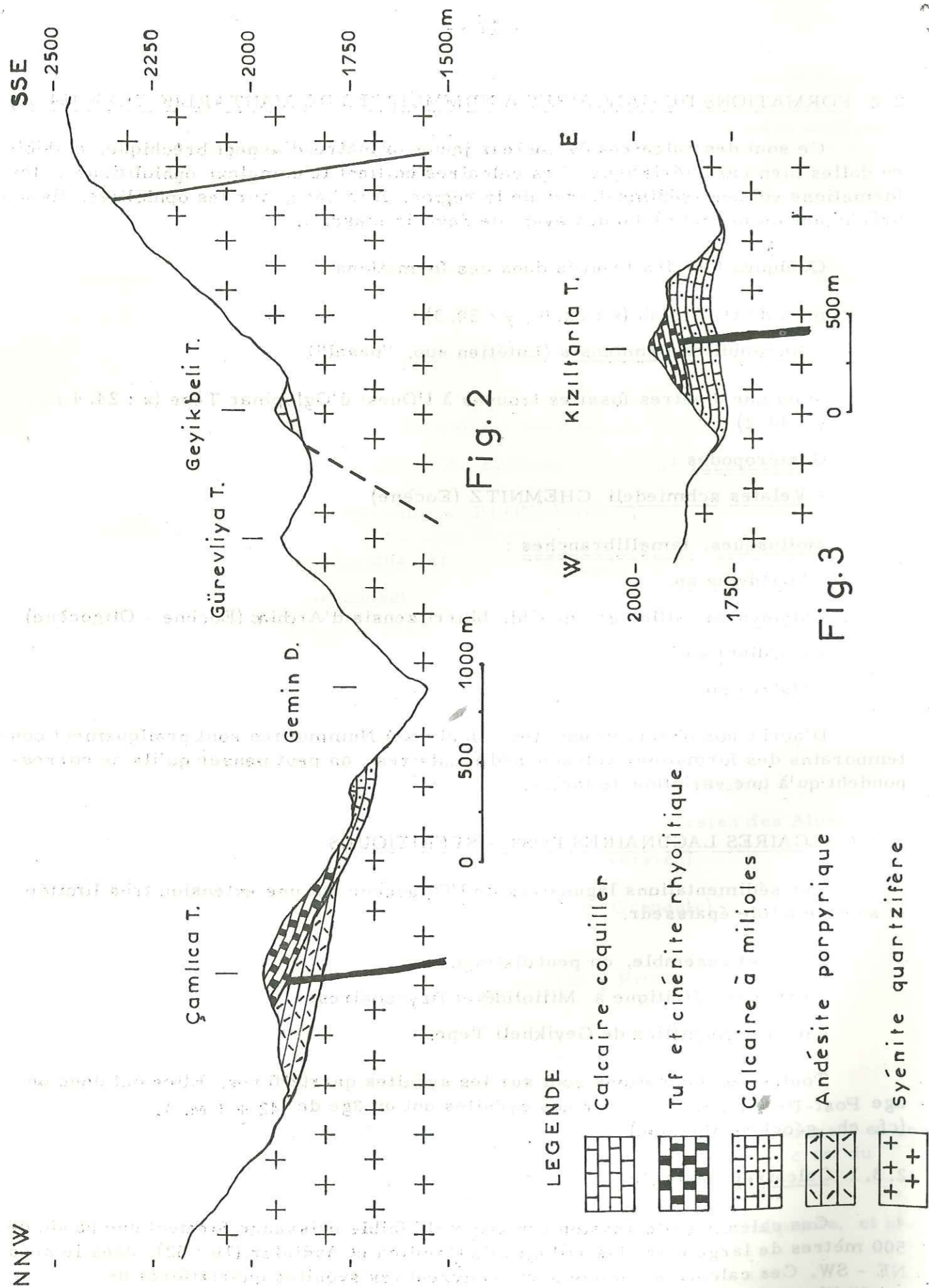
Dans cet ensemble, on peut distinguer :

- calcaire détritique à Miliolidés et Bryozoaires,
- calcaire coquillier de Geyikbeli Tepe.

Toutes ces formations sont sur les syénites quartzifères. Elles ont donc un âge Post-Priabonien, car nos syénites ont un âge de 42 ± 4 M. A. (cf. ch. géochronologique).

2.3.1 Calcaires à Miliolés

Ces calcaires d'extension limitée et de faible puissance forment une bande de 500 mètres de large entre les villages de Çamlıca et Aydinlar (16 ; 32), dans le sens NE - SW. Ces calcaires, d'une part, couvrent les syénites quartzifères de Sandiklikaya Tepe et les andésites porphyriques du Priabonien, mais dans la région de Camlica (fig. 2), elles sont sûrement sous les tufs et les cinérites rhyolitiques de Şakşak Tepe. D'ailleurs, au Sud de Şaryeri, à Kiziltarla Tepe (13 ; 28), les mêmes calcaires à Miliolés sont recouverts par ces formations rhyolitiques (fig. 3).



C'est un calcaire de couleur jaune - blanchâtre, friable et crayeux.

A la base, ces calcaires sont conglomératiques ou microconglomératiques. L'épaisseur maximale observée dans la région est de 50 mètres à Tahtaköprü Dere, tandis qu'au Sud de Şaryeri, elle atteint 100 mètres d'épaisseur.

Ces calcaires renferment des Miliolidés et bryozoaires qui ne permettent pas de les dater avec précision.

2. 3. 2 Calcaires coquilliers de Geyikbeli Tepe (17 ; 30)

Cette formation d'extension limitée est formée de coquilles de lamellibranches. Elle se trouve sur les syénites quartzifères à grain fin au Sud du village d'Aydinlar. Elle forme à cet endroit une lentille de 200 mètres de large, de 500 mètres de long. C'est un calcaire gris - bleu en surface à l'aspect massif, avec cassure blanche à rhamboèdre de calcite bien visible à l'oeil nu.

Dans ces calcaires, on trouve : (détermination S. FRENEIX)

- Mytilidae : Brachydontes ? ou Septifer ?
- Perna sp.

A Geyikbeli Tepe, nous avons 70 mètres d'épaisseur. Plus au Nord, on trouve un autre affleurement de très faible dimension.

CHAPITRE III

ETUDE PETROGRAPHIQUE DU VOLCANISME TERTIAIRE

- 3.1 ANDESITE PORPHYRIQUE DU TYPE AKSU.
- 3.2 ANDESITE PORPHYRIQUE A BIOTITE.
- 3.3 ANDESITE A ZEOLITE.
- 3.4 DYKE TRACHYTIQUE A L'INTERIEUR DES ANDESITES PORPHYRIQUES.
- 3.5 NECK TRACHYTIQUE.
- 3.6 ETUDES PETROCHIMIQUES DES ANDESITES.

Les roches volcaniques dans notre région couvrent à peu près le tiers des surfaces (33%), avec des épaisseurs de 250 m à l'Est et de 400 m à l'Ouest, de chaque côté de Gemin Dere.

Ces roches volcaniques de nature andésitiques reposent sur des formations volcano-sédimentaires d'une grande épaisseur.

Les déterminations d'âge de ces formations, grâce aux familles de Nummulites nous donnent des âges de transition du Lutétien terminal au Priabonien basal ; nos roches volcaniques sont donc d'âge Priabonien ou anté-Priabonien.

Les roches volcaniques de nature andésitique ne sont affectées par aucune déformation tectonique, et se situent à l'Est du massif syénitique du Köse Dağ, et à l'Ouest du massif de roches vertes de Çokrak ; une autre formation de même nature se trouve à l'Est des syénites de Lölükbaba Tepe et Çatal Tepe.

Toutes nos andésites reposent sur un soubassement constitué par la série volcano-sédimentaire d'âge Lutétien, surtout Lutétien supérieur. Les coulées andésitiques sont bien visibles dans la nature (photo A) ; leur épaisseur varie entre 5 et 10 m. Leur centre d'émission est difficile à préciser. D'après le sens des coulées, il semble possible de localiser le centre d'éruption du Gürlenkaya Tepe (2 002 m), au Nord-Ouest du village d'Aksu. Quelques dykes trachytiques recoupent les andésites (photo 2), et sont disposés parallèlement au contour du massif syénitique.

3.1 ANDESITE PORPHYRIQUE DU TYPE AKSU.

Etude macroscopique :

Toutes nos andésites sont de couleur noirâtre, mauve légèrement verdâtre, et celles qui forment des coulées étendues sont porphyriques, avec des phénocristaux de plagioclase et de ferromagnésien noirs visibles à l'œil nu.

Les phénocristaux de plagioclase font facilement 1 à 1,5 cm dans leurs plus grandes dimensions (photo 3), ce qui permet une identification aisée des andésites porphyriques sur le terrain.

Nous avons étudié au microscope le type le plus courant des andésites porphyriques de la région : nous le dénommons "type d'Aksu".

Etude microscopique :

Structure : la structure est franchement porphyrique, avec des phénocristaux de :

- plagioclase,
- pyroxène,
- olivine (complètement altérée).

La pâte est formée de :

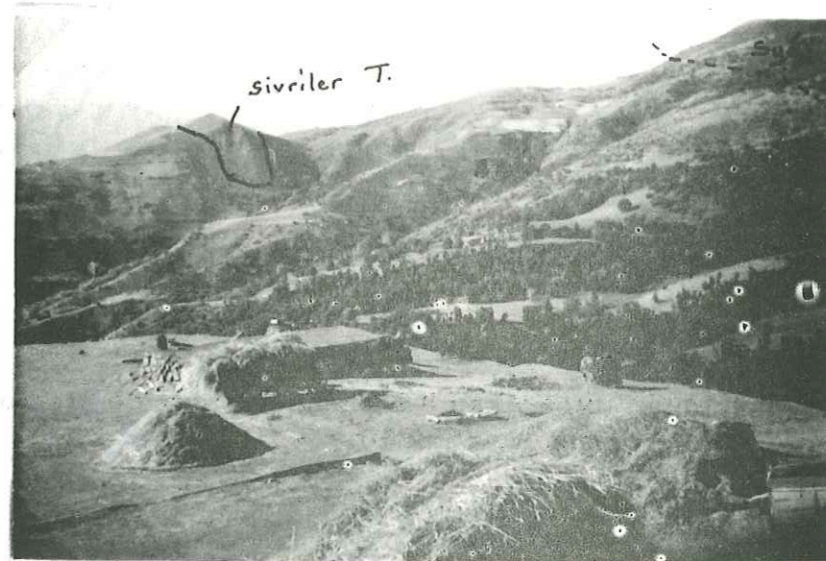
- microlites de plagioclase,
- microcristaux de pyroxène,
- microlites de biotite (rare),
- oxyde de fer.

Photo 1 : coulées andésitiques des environs du village d'Aksu.



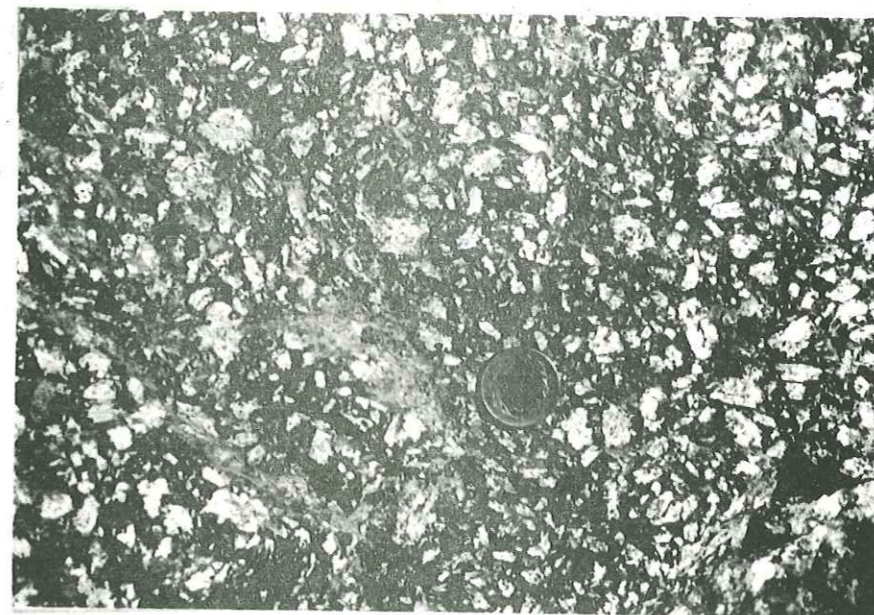
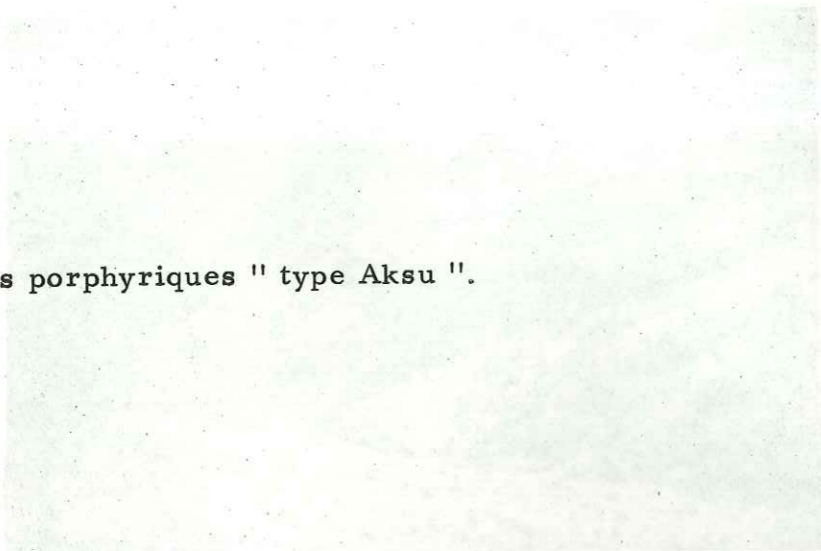
1

Photo 2 : dyke (trachyte) de Sivrilier T. vu d'Aksu.



2

Photo 3 : andésites porphyriques " type Aksu ".



3

Fig. 4 : andésite porphyrique " type Aksu " à phénocristaux de plagioclase (and + lab) et de pyroxène. L. P. x 10

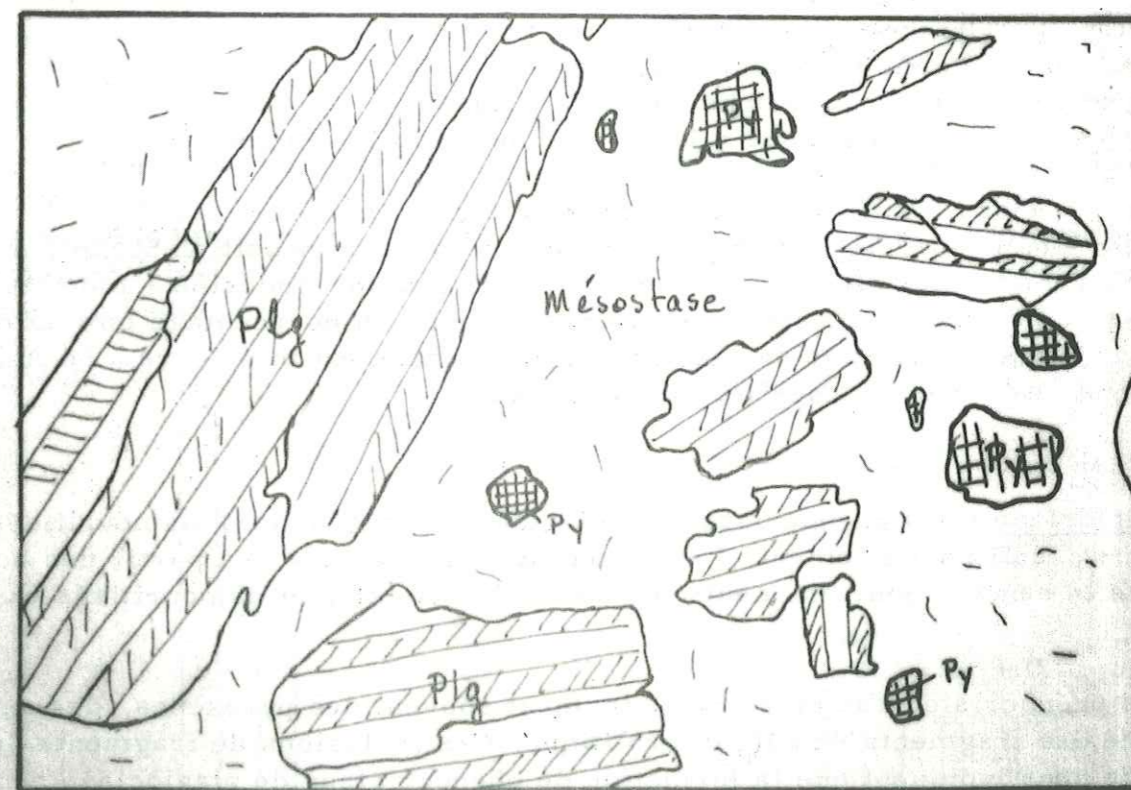


Fig 4 - Andesite porphyrique Ech: Ant x 8

Résultats du comptage de points (éch. 26 G.) :

Phénocristaux :

Plagioclase (sain).....	13,4 %
Plagioclase (damouritisé).....	6,5 %
Augite.....	4,0 %
Olivine (altérée).....	1,9 %
Oxyde de fer.....	13,4 %

Pâte :

Microlites de plagioclase.....	40,6
Microcristaux de pyroxène.....	8,6
Oxyde de fer.....	11,4

D'après la classification modale de J. JUNG et BROUSSE :

SAT = 0	Roche holofeldspathique
COL = 40	Roche mésocrates
FELDS = 0	Roche holoplagioclasique
Indice péridotique = 13	Roche holopyrobolique
Indice pyroxéno-amphibolique = 100	Roche holopyroxénique.

Selon la classification, c'est une roche de transition entre les labradorites et les basaltes. Les phénocristaux de plagioclases ont pour composition 60 An (Labrador), tandis que les microlites de la pâte forment une association Andésine + Labrador, le pourcentage de microlites andésiniques étant supérieur au pourcentage labradorique. Attendu que la teneur moyenne en plagioclase de la roche est inférieure à 50 An, nous dénommerons ces roches "andésites porphyriques".

Phénocristaux :

Plagioclase : les phénocristaux de plagioclase sont souvent damouritisés, soit complètement, soit partiellement. La damouritisation progresse à partir des bords du cristal vers le centre. Souvent, seuls les bords du cristal sont damouritisés en un mince liseré.

Les phénocristaux de plagioclase incluent souvent des pyroxènes, des oxydes de fer et même des fragments de pâte microlitique. Ces inclusions de fragments de pâte microlitique nous indiquent que la formation de phénocristaux de plagioclase peut être postérieure à la consolidation de la pâte. Donc la formation des phénocristaux de plagioclase s'étale très largement dans le temps et continue même après la consolidation partielle de la pâte microlitique. En même temps, les bords des phénocristaux de plagioclase sont digérés par la pâte.

La basicité des phénocristaux de plagioclase varie entre 35 et 70 An, avec une prédominance de 40 à 45 An et 50 à 55 An. Donc nos phénocristaux de plagioclase sont essentiellement des andésines et des labradors.

Les plagioclases sont mâclés soit Albite, soit Albite-Carlsbad ; les mesures faites à la platine universelle (30 mesures) donnent :

53,3 % des mâcles Albite-Carlsbad,

33,3 % des mâcles Albite,

13,3 % des mâcles Albite-Ala.

Les phénocristaux de plagioclase sont fréquemment zonés.

Pyroxènes : les pyroxènes sont en proportion plus ou moins importante suivant les échantillons.

Les phénocristaux de pyroxène sont des augites, avec :

$$Ng \wedge c = 38^\circ \quad \text{et} \quad 2V_{Ng} = 58^\circ$$

La digestion partielle des bords des phénocristaux d'augite par la pâte leur confère un contour arrondi ; leur taille varie entre 1,25 et 2,5 mm.

Nos augites montrent une mâcle = hl (100), plusieurs fois répétées.

Restes de phénocristaux d'olivine : on a des sections automorphes aux contours réguliers soulignés par des oxydes de fer, tandis que le minéral est transformé en iddingsite, antigorite et calcite, résultats de l'altération. La taille de ces cristaux varie entre 1,75 et 2 mm. On peut penser que l'olivine, étant dans un milieu n'ayant pas d'équilibre réactionnel, a été altérée avant la fin de la cristallisation des autres minéraux.

La pâte :

Les microlites de plagioclase ont une dimension moyenne de 125 μ m et sont disposés sans orientation bien marquée, sauf aux alentours des phénocristaux de plagioclase où ils sont disposés parallèlement aux bords des phénocristaux. Les mesures d'angle d'extinction faites sur les microlites de deux lames d'andésite porphyrique ont donné les résultats suivants :

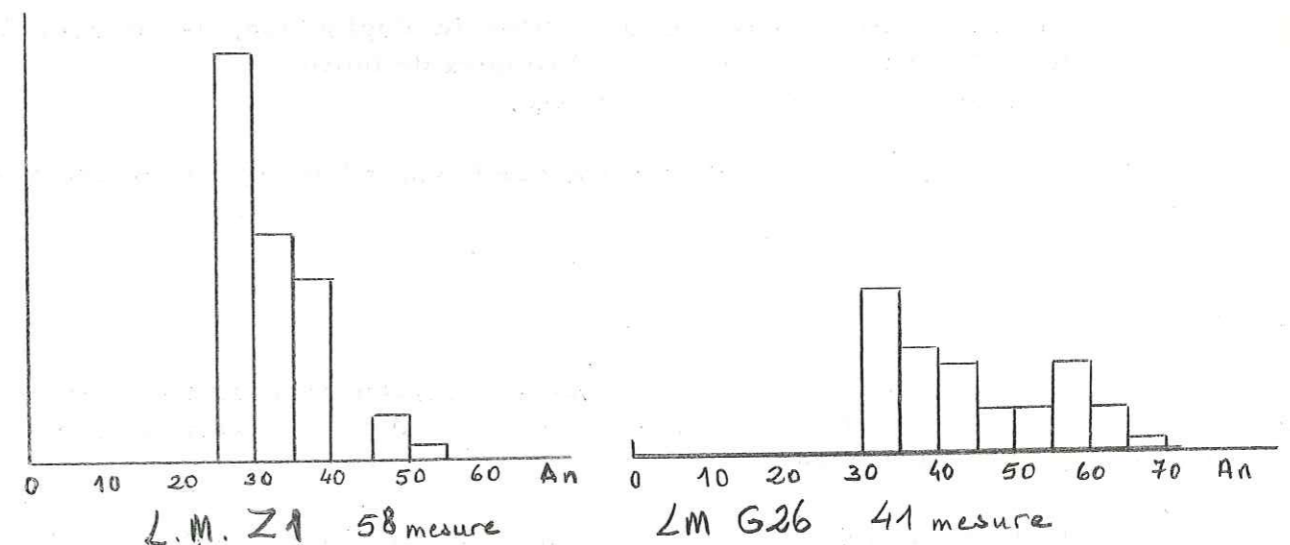


Fig. 5 : histogramme de fréquence des microlites de plagioclase.

On distingue très bien que les microlites de plagioclase de la lame Z1 sont plus acides que ceux de la lame G26.

Les microlites de nos andésites sont soit principalement des oligoclases avec andésine, soit des andésines avec labrador.

Microcristaux de pyroxène : microcristaux d'augite de grandeur 100μ formant la pâte avec les microlites.

Oxyde de fer : dans la pâte, l'hématite forme des plages brunâtres de 50μ qui donnent à la roche sa couleur violacée, brunâtre.

Kaolinisation des andésites porphyriques :

Ce phénomène est sûrement lié à l'intrusion du massif syénitique, car les andésites sont kaolinisées en îlots jalonnant irrégulièrement le pourtour du massif. Les formations complètement kaolinisées ou très fortement altérées sont distantes de 250 à 750 m de la bordure du massif intrusif. Ce qui nous confirme que l'intrusion est post-andésitique.

Un filon d'opale de faible extension se présente à l'intérieur des zones kaolinisées parallèlement au contour du massif, à Geyikpinar Tepe (x : 21, 3 ; y : 30, 9).

3.2 ANDESITE PORPHYRIQUE A BIOTITE (éch. 2)

A l'intérieur de la masse andésitique, on peut distinguer une variété de faible extension, qui se différencie des andésites porphyriques "type Aksu" par ses caractères plus basiques.

Aspect macroscopique :

La structure est porphyrique, avec des phénocristaux d'augite et de plagioclase. Le pourcentage des pyroxènes est plus abondant que dans le type "Aksu". Les plagioclases sont damouritisés.

La pâte est microlitique avec des microlites de plagioclase, des microcristaux de pyroxène et des microlites fortement pléochroïques de biotite. Cette variété est surtout localisée au nord d'Aksu.

Le plagioclase du magma originel est assez basique (70 An) à la limite Labrador Bytownite.

3.3 ANDESITE A ZEOLITE.

Au NW d'Aksu, près de Dolanger T., nous avons des andésites très riches en vacuoles de zéolite. Dans cette zone, nous avons des nodules de zéolites, avec des lamelles radiées de 4 cm de long (fig. 6).

L'analyse aux R. X. (pl. 4) nous a permis de déterminer un mélange de :

scolécite $Si_3 Al_2 O_{10} Ca 2H_2O \sim 50\%$
et natrolite $Si_3 Al_2 O_{10} Na_2 2H_2O \sim 50\%$

Aspect microscopique :

La structure est porphyrique.

Phénocristaux :

Plagioclase : très altéré, souvent damouritisé sur les bordures, et parfois tout le cristal est damouritisé. Quelquefois, la damourite suit la direction des plans de macle, et des cassures. Les plagioclases sont aussi kaolinisés.

Les zéolites proviennent parfois de l'altération des plagioclases.

Zéolites : elles sont fibro-radiées, à l'allongement positif, à extinction droite. Mésotype (natrolite).

On voit bien les clivages perpendiculaires aux lamelles (fig. 6).

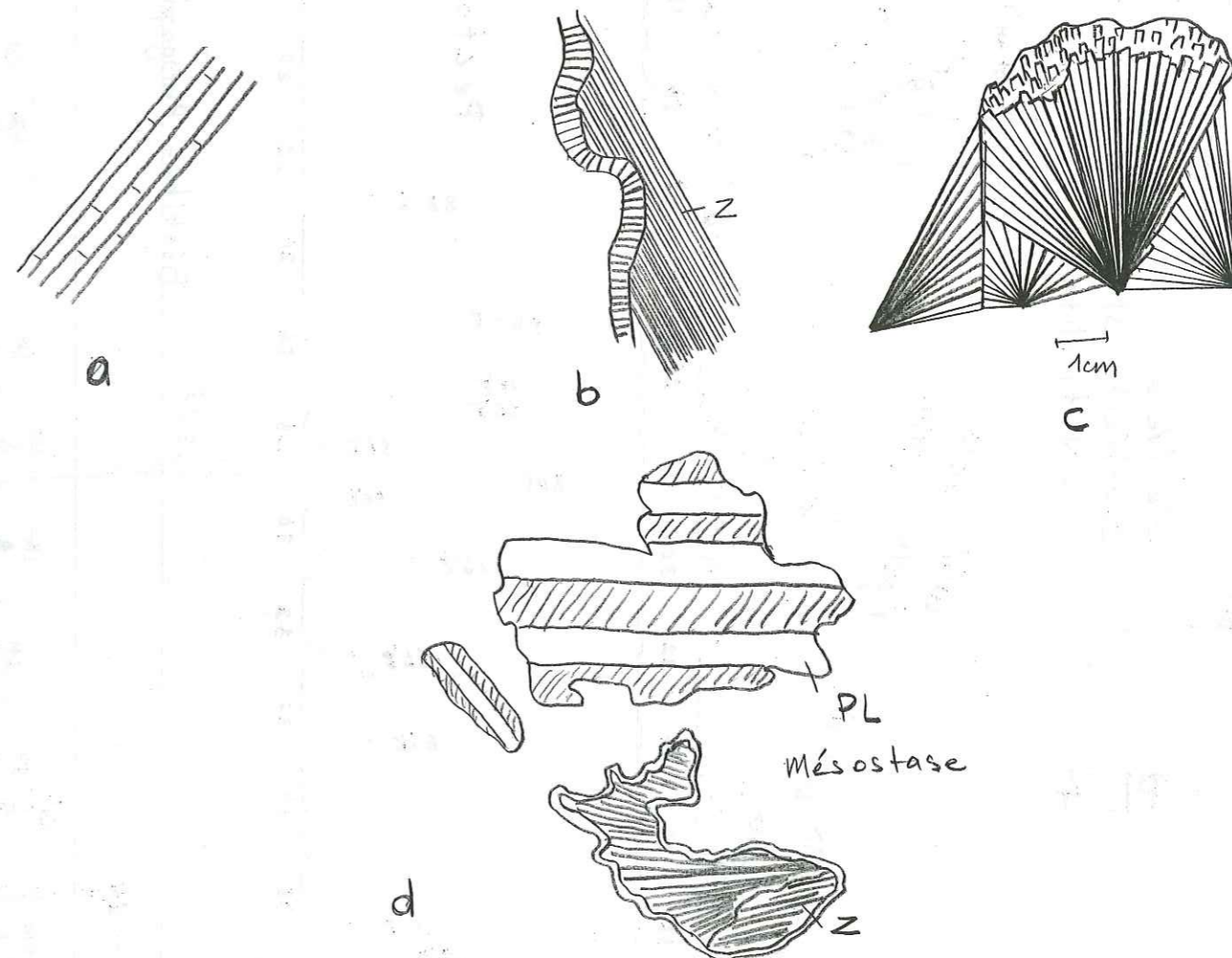
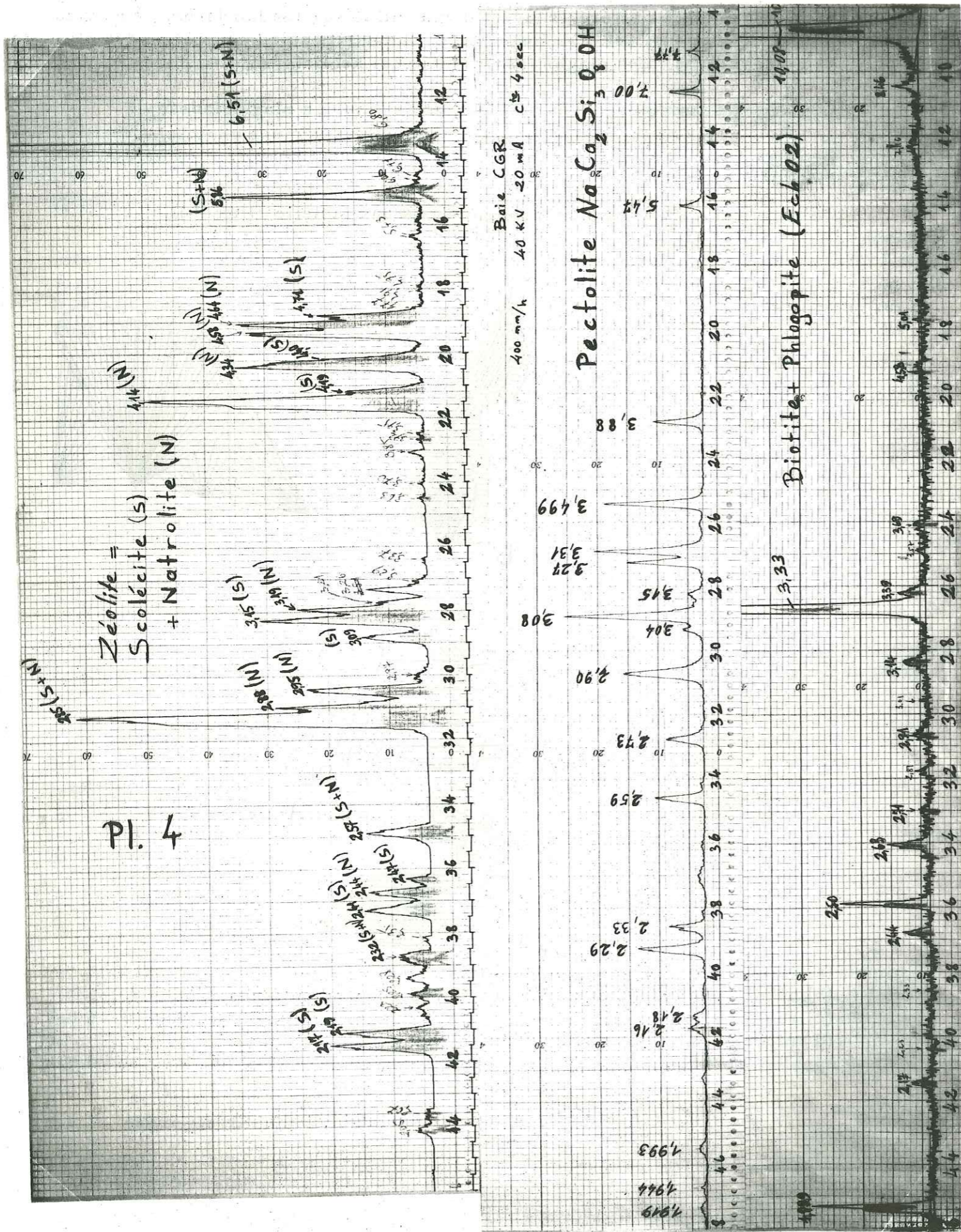


Fig. 6 : (a) clivage transversal de la zéolite.
(b) bordure de calcédoine avec des fibres perpendiculaires.
(c) zéolite fibro - radiée.
(d) micrographie d'andésite à zéolite.

Souvent, en bordure des zéolites, nous avons un mince liseré de calcédoine, disposé perpendiculairement aux bordures de globules de zéolite.



Pyroxène : il est rare.

Magnétite : elle est automorphe.

Mésostase : est microlitique, et riche en limonite et en globules de zéolite microscopiques qui proviennent de l'altération des microlites.

3.4 DYKE TRACHYTIQUE A L'INTERIEUR DES ANDESITES PORPHYRIQUES.

Dans la région, on voit un dyke de couleur plus claire qui coupe les andésites porphyriques de couleur noirâtre. Ces dykes sont parallèles aux bordures du massif syénitique.

A l'Ouest de Camili, un dyke trachytique de 75 m d'épaisseur est long de 2 km dans la direction N-S.

Plus au Nord, (15 ; 41) une formation identique émerge des andésites porphyriques.

Aspect macroscopique :

Ces roches ont une couleur jaune brunâtre qui permet de les séparer des andésites porphyriques. Les phénocristaux de plagioclase et de sanidine sont visibles à l'oeil nu. On remarque l'absence de minéraux colorés.

Aspect microscopique :

La structure est porphyrique avec une pâte microlitique.

Phénocristaux :

Les phénocristaux sont soit des plagioclases, soit des sanidines.

Plagioclase : il se présente en plusieurs cristaux groupés, mâclés d'Albite. Leur composition est de 36-40 An, et ce sont essentiellement des andésines.

Les plagioclases du dyke trachytique ont une composition moins étendue et sont plus acides que celles des andésites porphyriques.

Sanidine : elle se présente souvent en tablettes automorphes et allongées. Elle est plus limpide que les plagioclases et présente des craquelures caractéristiques. Elle est souvent mâclée Carlsbad. La mesure d'angle d'extinction faite sur des tablettes allongées nous donne :

$$Np \wedge c = 0^\circ \text{ à } 9^\circ$$

Les mesures d'angle des axes optiques faites à la platine universelle ont donné des résultats variables ($2V_{Np} = 0^\circ - 52^\circ$).

La pâte :

Elle est formée de microlites de plagioclase, de sanidine, parfois de biotite. La pâte est parsemée d'un mélange de magnétite + hématite, l'apatite est rare.

3.5 NECK TRACHYTIQUE.

Un neck de forme ovale traverse les formations volcano-sédimentaires, formant ainsi la petite colline de Kepez Tepe (x : 21, 0 ; y : 40, 7).

Aspect macroscopique :

C'est une roche de couleur noire, avec des microlites blancs, de 3 à 4 mm de long disposés parallèlement les uns par rapport aux autres.

Aspect microscopique :

On a une structure fluidale microlitique. Les microlites contournent les cristaux de magnétite formés avant eux.

Les microlites de plagioclase ont des compositions différentes selon leurs tailles.

Les grands microlites sont des andésines (47 An), tandis que les petits sont des oligoclases (28 An).

La mésostase est riche en microcristaux d'augite, auxquels s'associent magnétite et limonite. Cette dernière forme des filonnets ténus à l'intérieur de la roche.

La calcite, associée à l'épidote, est abondante, et doit son existence à l'altération des plagioclases.

Les épanchements de même nature trachytique, mais de faible extension, se voient à l'intérieur des coulées d'andésite porphyrique.

3.6 ETUDES PETROCHIMIQUES DES ANDESITES.

Trois analyses chimiques ont été effectuées sur des échantillons d'andésite porphyrique.

Analyse n° 818 : andésite porphyrique, éch. A11 (x : 16, 9 ; y : 38, 0)
analyste : F. KELLER (mai 1972).

Analyse n° 835 : andésite porphyrique, éch. 26G (x : 16, 8 ; y : 39, 1)
analyste : B. USELLE (juin 1972).

Analyse n° 832 : andésite porphyrique à biotite, éch. 2 (x : 17, 6 ; y : 41, 5)
analyste B. USELLE (juin 1972).

TABLEAU 3 - 1
Résultats des analyses chimiques

	n° 818	n° 835	n° 832
SiO ₂	54,40	50,95	51,20
Al ₂ O ₃	19,95	17,50	18,10
Fe ₂ O ₃	5,10	9,05	8,05
Fe O	0,75	0,60	1,70
Mn O	0,15	0,20	0,15
Mg O	3,60	3,80	4,10
Ca O	6,35	6,50	7,40
Na ₂ O	4,10	3,90	3,95
K ₂ O	3,65	3,60	3,20
Ti O ₂	0,65	0,70	0,75
P ₂ O ₅	0,45	0,45	0,45
H ₂ O+	0,90	1,35	1,15
H ₂ O-	0,45	0,80	0,30
Total	100,50	99,40	100,50

On a calculé le pourcentage des minéraux virtuels.

TABLEAU 3 - 2
Composition virtuelle (norme) des andésites (% poids)

	éch. A11	éch. G26	éch. 2
Q	0,00	0,00	0,00
Or	21,13	21,13	18,90
Ab	34,58	33,01	33,54
An	25,58	19,74	21,96
Pyr	9,76	7,71	7,56
Per	0,28	4,34	5,28
Ilm	1,37	8,64	1,52
Mag	0,46	0,46	3,71
Hem	4,80	1,37	5,60
Ap	1,34	1,01	1,34
H ₂ O+	0,90	1,35	1,15
H ₂ O-	0,45	0,80	0,30
Total	100,65	99,56	100,86

A partir de la composition virtuelle, nous pouvons calculer des rapports sur la composition des feldspaths moyens de notre magma andésitique.

TABLEAU 3 - 3

Composition des feldspaths moyens du magma

Rapport	éch. A11	éch. G26	éch. 2
$\frac{Or}{Ab + An}$ (poids)	0,35	0,40	0,34
$\frac{Or}{Ab}$ (poids)	0,62	0,64	0,56
$\frac{An}{An + Ab}$ (poids)	0,43	0,37	0,66
$An = \frac{100 An}{Ab + An mol.}$	58	53	70

On voit que le type d'andésite porphyrique à biotite est de nature plus basique que le plagioclase moyen du magma.

Calcul de paramètres C. I. P. W. - LACROIX et paramètres de NIGGLI.

TABLEAU 3 - 4

Paramètres C. I. P. W. - LACROIX

Paramètres	p	q	r	s	h	k	l	m
Ech. A11	II'	5	3	(3) 4	(2) 3	1	1'	1 (2)
Ech. G26	II	5	3'	3 (4)	3	2 (3)	2	1'
Ech. 2	II	5	3	(3) 4	3	3'	2	2

TABLEAU 3 - 5

Paramètres de NIGGLI

Paramètres	si	al	fm	c	alc	ti	p	k	mg
Ech. A11	156,5	33,8	28,4	19,6	18,0	1,55	0,69	0,36	0,54
Ech. G26	140,1	28,3	35,6	19,4	16,6	1,48	0,48	0,37	0,44
Ech. 2	134,4	27,8	35,9	20,8	15,4	1,57	0,63	0,34	0,44

D'après les paramètres C. I. P. W. - LACROIX, selon la classification des roches éruptives de R. FREY (1937), les andésites porphyriques de paramètre $q = 5$ sont toutes des roches à silice saturées, ou avec un léger déficit de silice, déficit exprimé par la présence d'olivine (roches β).

p = II souligne leur appartenance au groupe leucocrate.

Nos andésites porphyriques sont des épanchements d'un magma de nature dioritique ; toutefois, leur composition chevauche le passage entre la variété calco-alcaline ($s = 2 - 3$) et la variété essentiellement plagioclasique ($s = 4 - 5$).

L'échantillon A11 a des paramètres d'andésites noritiques avec ($l = 1'$) et ($k = 1$).

CHAPITRE IV

ETUDE PETROGRAPHIQUE DU MASSIF PLUTONIQUE

- 4.1 FACIES DE BORDURE DU MASSIF SYENITIQUE.
- 4.2 INTERIEUR DU MASSIF.
- 4.3 FACIES DU COEUR DU MASSIF.
- 4.4 AMAS DE MICROGABBRO DANS LE MASSIF SYENITIQUE.
- 4.5 EVOLUTION PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE A L'INTERIEUR DU MASSIF SYENITIQUE.
- 4.6 MISE EN PLACE DU MASSIF SYENITIQUE.
- 4.7 CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE DU MASSIF PLUTONIQUE.

	k	v
	0,36	0,1
48	0,37	0,1
3,63	0,34	0,1

Les roches plutoniques de nature syénitique (s.l.) couvrent de grandes surfaces. Presque 50% de notre terrain est formé par ces roches, qui constituent à l'Ouest de Gemin Dere le massif du Köse Dağ, et au Sud la ligne de crête Lölükbaba Tepe (2 576 m), Çatal Tepe (2 283 m).

Au point de vue pétrographique, nous avons distingué dans cet ensemble trois types :

- 1) sur la bordure du massif : syénite monzonitique à structure porphyrique,
- 2) vers l'intérieur : syénite quartzifère,
- 3) au cœur du massif : syénite à biotite à gros grain.

4.1 FACIES DE BORDURE DU MASSIF SYENITIQUE (éch. 041).

Ce faciès est formé de syénite monzonitique porphyrique, et se place au contact du massif syénitique et des roches andésitiques tertiaires, sur une bande de 150 à 200 m d'épaisseur. Cette bande discontinue ne suit pas tout le pourtour du massif syénitique. Ce faciès couvre à peu près 3% de l'ensemble du massif syénitique.

Aspect macroscopique :

A première vue, ces roches ressemblent beaucoup aux andésites porphyriques qui se trouvent à leur contact. Les phénocristaux d'aspect huileux de plagioclase de 1 cm sont bien visibles. La pâte est microcristalline de couleur rosâtre. Ces roches s'altèrent facilement en formant des boules à débit en écailles d'oignon (photo 4), ou bien l'arénisation est poussée. Souvent dans cette formation il existe des filons d'aprites de couleur rose-jaunâtre disposées dans tous les sens. (photo 5).

Aspect microscopique :

La structure est franchement porphyrique, avec phénocristaux de plagioclase de 1,5 cm et de pyroxène. La matrice est microgrenue, formée de feldspaths potassiques et de cristaux de pyroxène.

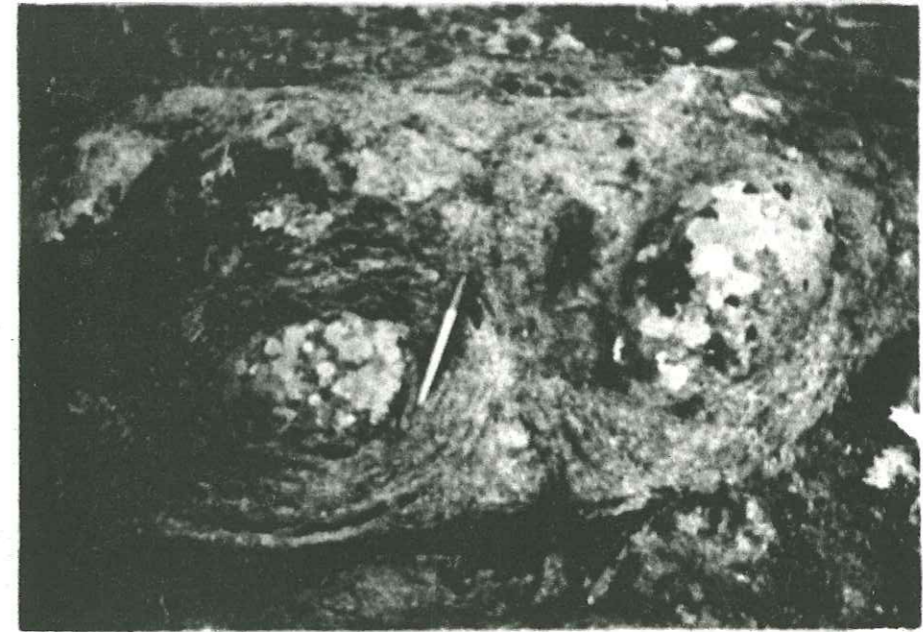
Composition minéralogique (vol. %) :

Plagioclase.....	35,5
Feldspath potassique.....	46,9
Pyroxène.....	14,2
Amphibole.....	tr
Quartz.....	-
Oxydes opaques.....	2,5
Minéraux accessoires.....	1,0

Le comptage de points effectué sur l'échantillon 041 donne, d'après la classification de JUNG et BROUSSE :

SAT = 0 Roche holofeldspathique

Photo 4 : altération en boules à débit en écailles d'oignon, dans le faciès de bordure du massif syénitique.



4

Photo 5 : disposition des filons d'aplite.



5

COL = 17,6 Roche leucocrate
FELDS = 57 Roche monzonitique

Ce qui nous donne une syénite monzonitique.

- Plagioclase : il forme les phénocristaux de la roche avec les pyroxènes. Le zonage est marqué. Souvent, les plagioclases présentent une structure monzonitique avec les feldspaths potassiques : on voit les plagioclases complètement entourés de feldspaths potassiques.

Si le plagioclase est maclé Albite + Carlsbad, le feldspath potassique maclé Carlsbad prend le même plan de macle que le plagioclase (fig. 7).

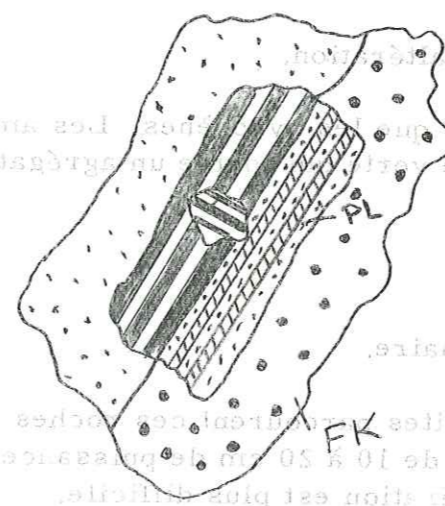
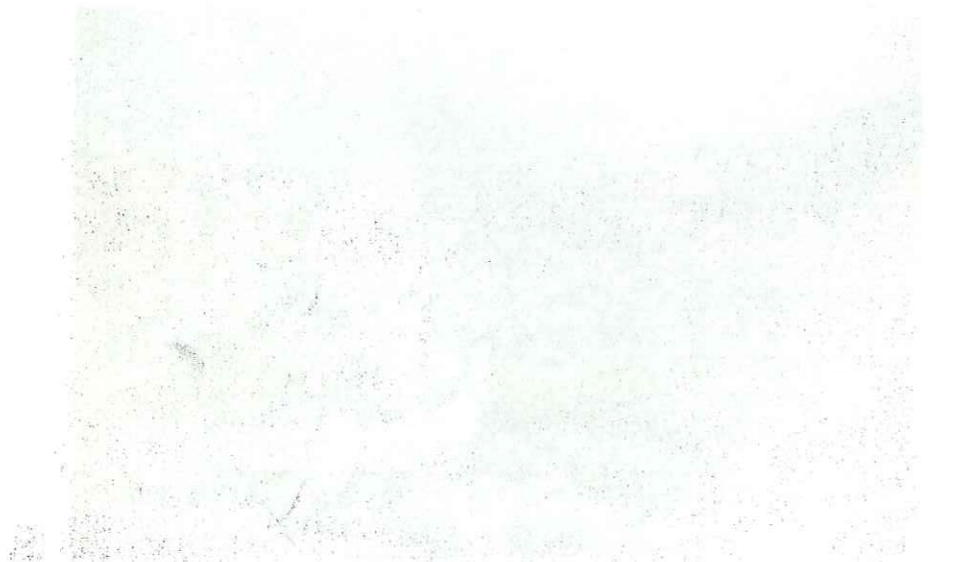
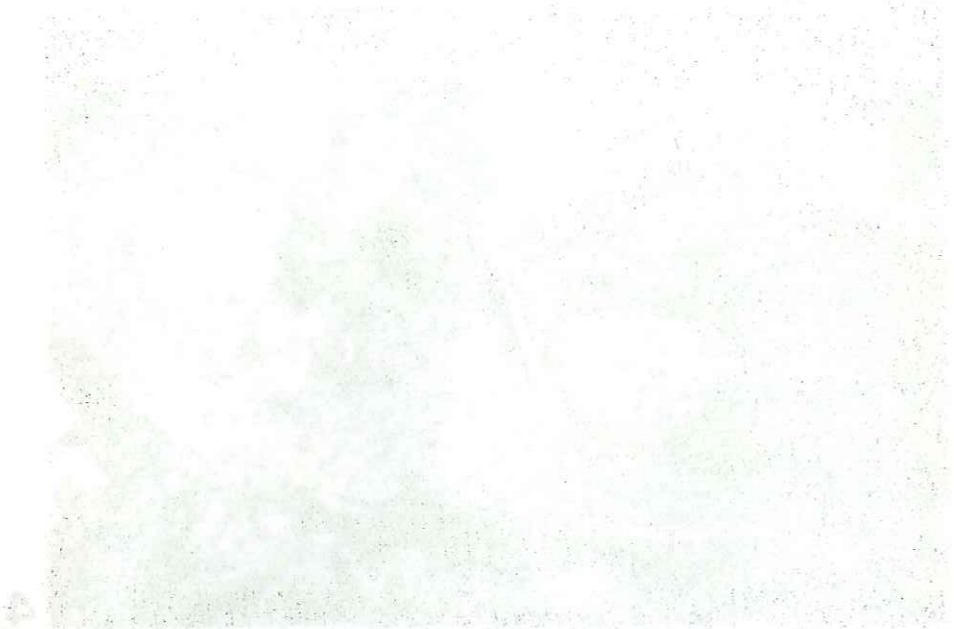


Fig. 7 : association de FK avec PL.

Les plagioclases sont souvent séricitisés. Le pourcentage en anorthite de ces plagioclases est compris dans un éventail étroit. Les mesures effectuées à la platine universelle ont donné comme pourcentage d'anorthite de 38 à 48 An ; donc ils sont formés essentiellement d'andésine.

Leur $2VN_p$ varie de 86° à 90° .

Les macles de nos plagioclases sont de nature :

64 % de macle Albite - Carlsbad ;

28 % de macle Albite ;

8 % de macle Albite - Ala.

- Feldspaths potassiques : ils forment soit la trame microgrenue avec des cristaux idiomorphes, soit entourent les plagioclases en suivant leurs contours et en acceptant le plan de macle Albite - Carlsbad comme plan de macle des feldspaths potassiques.

Les mesures faites à la platine universelle donnent les compositions suivantes, d'après le diagramme de O.F. TUTTLE (1952), en fonction de l'angle des axes optiques des plagioclases :

$2VN_p = 44^\circ - 48^\circ$ Orthose à Or 88-85 Ab 12-15

$2VN_p = 53^\circ - 56^\circ$ Orthose-cryptoperthite à Or 78-76 Ab 22-24

$2VN_p = 60^\circ - 66^\circ$ Orthose-cryptoperthite à Or 70-64 Ab 30-36
 $2VN_p = 74^\circ - 76^\circ$ " " " " à Or 55 Ab 45
 $2VN_p = 80^\circ - 88^\circ$ Microcline-Perthite à Or 100-40

Mais l'orthose-cryptoperthite à Or 70-64, Ab 30-36 et la Microcline-Perthite forment la majorité des feldspaths potassiques de ces roches.

Souvent, les feldspaths potassiques incluent les pyroxènes.

- Pyroxènes : ils sont généralement inclus dans les feldspaths potassiques ou bien ils forment des phénocristaux digérés sur leur pourtour. Il s'agit surtout d'augite, avec :

$$Ng/c = 45^\circ$$

et

$$2VN_g = 58^\circ - 62^\circ$$

Les pyroxènes de ces roches sont en voie d'altération.

- Amphiboles : elles sont moins importantes que les pyroxènes. Les amphiboles courantes de ces roches sont la hornblende verte qui forme un agrégat d'altération avec l'oxyde de fer.

- Quartz : il est très rare et interstitiel.

- Oxyde opaque : soit d'altération, soit primaire.

Dans ces faciès de bordure, des filons d'aprites parcourent ces roches dans tous les sens ; ils sont de couleur blanchâtre, de 10 à 20 cm de puissance et tranchent sur la syénite monzonitique, car leur altération est plus difficile.

Aspect macroscopique :

Ces filons d'aprites ont un grain très fin, et à l'œil nu, on ne voit que les cristaux rose-blanchâtre de feldspath potassique. Les minéraux ferro-magnésiens sont presque absents.

Aspect microscopique :

Le feldspath potassique est le constituant essentiel de cette roche (90% environ). Le quartz interstitiel peut avoir une importance de 10%.

Altération habituelle des feldspaths potassiques avec l'aspect trouble.

4.2 INTERIEUR DU MASSIF : syénite quartzifère.

Dans le massif circonscrit de syénite (s.1/), cette variété constitue la masse essentielle du massif (90 à 95 %).

Aspect macroscopique :

La roche a une couleur rosâtre à cause du feldspath potassique qui est bien visible à l'œil nu, avec des formes automorphes. Le quartz est presque invisible à l'œil, sauf quelquefois où l'on aperçoit quelques cristaux. Les minéraux ferro-magnésiens sont peu abondants : ils se présentent en de petits points noirs parsemés sur l'ensemble de la roche.

Etude microscopique :
composition minéralogique :

- Feldspath potassique ;
- Quartz ;
- Plagioclase ;
- Biotite ;
- Amphibole ;
- Oxydes opaques ;
- Chlorite.

- Feldspath potassique : c'est le constituant principal de la roche ; les cristaux sont de taille variable (2 à 3 mm), mais souvent en forme de bâtonnets maclés Carlsbad. Le feldspath potassique est perthitique ou microperthitique.

Tous les cristaux présentent une altération qui leur donne un aspect trouble en L.N. au microscope polarisant ; cette particularité nous permet de distinguer très facilement nos feldspaths potassiques des plagioclases qui forment des plages plus limpides (photo 6).

La nature des feldspaths potassiques de nos syénites quartzifères évolue de l'orthose perthitique ou microperthitique au microcline microperthitique.

Quelques mesures faites à la platine universelle, reportées sur le diagramme de O. F. TUTTLE (1952), ont donné les compositions suivantes :

$2VN_p = -42^\circ$ Orthose à Or 90 Ab 10
 $2VN_p = -56^\circ$ " " à Or 85 Ab 15
 $2VN_p = -66^\circ$ Orthose-cryptoperthite à Or 64 Ab 36
 $2VN_p = -72^\circ$ " " " " à Or 58 Ab 42
 $2VN_p = -76^\circ$ " " " " à Or 54 Ab 46
 $2VN_p = -82^\circ$ Microcline à Or 100 Ab 0
 $2VN_p = -88^\circ$ Microcline-perthite à Or 60-65 Ab 40-45

Les feldspaths potassiques sont surtout des orthoses (Or 90-85 Ab 10-15) et des orthoses-cryptoperthites (Or 64-54 Ab 36-45), avec microcline à 100% Or et perthite (Or 40 Ab 60). La teneur en Ab des feldspaths potassiques varie de 0 à 60 %.

Pour la détermination de nature de nos feldspaths potassiques, nous avons fait un diagramme de R. X. pour mesurer l'indice de triclinicité. D'après le diagramme (fig. 8)

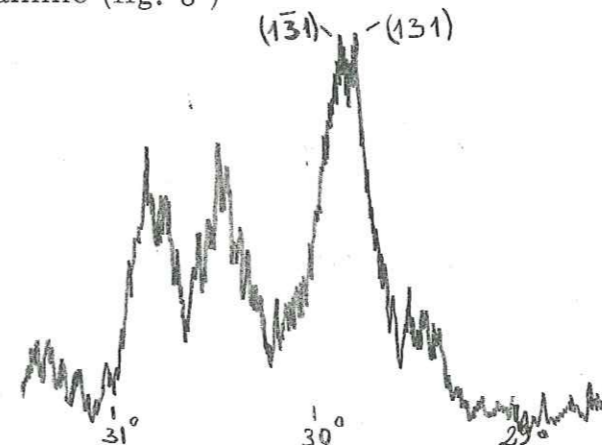


Fig. 8 : diagramme de R. X. sur les plans (131) et (131) du feldspath potassique de l'échantillon A.

pour le feldspath potassique de l'échantillon A, nous avons l'indice de triclinicité $\Delta = 11$, ce qui nous précise la nature orthosique de nos feldspaths potassiques.

Dans certaines lames, nos feldspaths potassiques présentent une association micropegmatitique avec du quartz.

Souvent les cristaux d'orthose sont entourés d'un liseré l'albite secondaire très fraîche : on peut penser à une albitisation tardive du massif syénitique (fig.9)



Fig. 9 : associations FK + Ab + Q et FK + Ap dans les syénites quartzifères.

Inclusions dans les feldspaths potassiques :

- de biotite,
- d'apatite,
- de tourmaline (LM. M2) : elle se présente en structure microlitique avec des cristaux aciculaires allongés, groupés en agrégats radiés que l'on appelle "soleils de tourmaline" (fig. 10), avec pléochroïsme net dans les tons vert-bleu.

Ng : vert-bleu foncé

Np : vert jaunâtre

Z/C = -0

Leur couleur, dans ces teintes de pléochroïsme vert et bleu, sont propres au type ferrifère : c'est-à-dire du Schorlite.

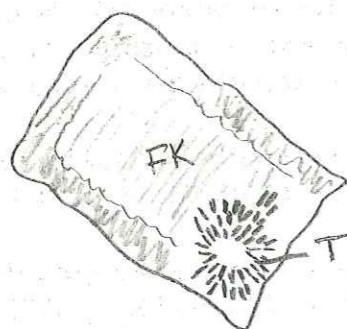


Fig. 10 : "soleil de tourmaline" à l'intérieur d'un feldspath potassique.

La biréfringence de nos tourmalines se situe autour de $N_g - N_p = 0,025$ à $0,030$.

La formation de la tourmaline nous indique une venue pneumatolytique tardi - magmatique à l'intérieur de nos syénites quartzifères.

-Quartz : il est interstitiel et remplit les vides entre les feldspaths potas-

siques. Quelquefois, il se trouve en association micropegmatitique avec des feldspaths potassiques. Parfois, il est en inclusion globulaire dans les feldspaths potassiques (L. M. A.).

Le quartz est invisible à l'œil nu, ce qui nous a permis d'appeler ces roches des syénites. Mais les comptages de points faits sur ces roches ont montré qu'en général le pourcentage de quartz est supérieur à 5% (voir tableau n°4.2), et inférieur à 10%. Donc ce sont des syénites quartzifères (J. JUNG et R. BROUSSE, 1959).

Composition minéralogique (L. M. A) (vol. %) :

Quartz.....	7,5
Feldspath potassique.....	85,5
Plagioclase.....	2,5
Pyroxène.....	0,6
Biotite.....	0,3
Minéraux opaques.....	1,6
Minéraux accessoires.....	2,0

SAT = 7,7 Roche quartzifère ;

COL = 4,5 Roche hololeucocrate ;

FELDS = 97,7 Roche alcaline.

Ce qui nous donne une syénite alcaline quartzifère.

- Plagioclase : d'importance négligeable, il s'agit surtout d'albite qui forme une lisière sur les bords des feldspaths potassiques. Le plagioclase à 40 - 47 An entouré de feldspaths potassiques est rare (L. M. A).

- Biotite : la biotite est l'un des éléments colorés qui existent dans ces roches. Elle a plus ou moins d'importance suivant les faciès (de 0,30 à 1%), (voir tableau n°4.2), et est souvent incluse dans les feldspaths potassiques.

Elle est fortement pléochroïque dans les tons bruns :

- selon N_g : brun rougeâtre plus ou moins foncé,
- selon N_p : incolore ou légèrement brunâtre.

Donc, à partir de la couleur de pléochroïsme de nos biotites, nous pouvons avancer, d'après HAYAMA (1959), que les biotites de nos syénites quartzifères renferment une teneur élevée en Ti et sont pauvres en Fe^{+3} .

Les biotites sont souvent en voie de chloritisation avec formation d'oxyde de fer le long des clivages et sur les pourtours.

Les grands cristaux de biotite formés avant les feldspaths potassiques sont digérés par ceux-ci (fig.11).

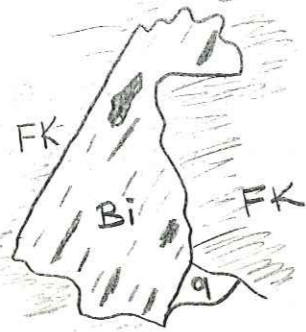


Fig. 11 : biotite digérée par le feldspath potassique.

- Amphibole : son importance augmente avec le grain de la roche. Il s'agit d'amphibole verte avec pléochroïsme peu net :

selon Ng : vert brunâtre,
selon Np : jaune brunâtre.

Angle d'extinction : $Ng \wedge c = 16^\circ \text{ à } 20^\circ$

Souvent elle se trouve en association avec l'actinote qui a un fort pléochroïsme :

selon Ng : vert bleuâtre
selon Np : vert pâle

Angle d'extinction : $Ng \wedge c = 10^\circ \text{ à } 15^\circ$

Cette association de la hornblende verte + actinote nous fait penser au phénomène d'ouralitisation des pyroxènes avec formation d'ouralite, qui est un mélange de hornblende verte et d'actinote.

Quand la hornblende verte est seule, son angle d'allongement augmente :

$Ng \wedge c = 25^\circ \text{ à } 27^\circ$

avec

$2VN_p = 86^\circ - 88^\circ$

- Chlorite : elle provient surtout de l'altération des biotites, mais les amphiboles vertes, par leur altération, peuvent donner également des chlorites.

- Apatite : plus ou moins abondante, souvent en fines aiguilles très longues.

- Sphène : souvent automorphe, peu abondant.

4.3 FACIES DU COEUR DU MASSIF : syénite à biotite.

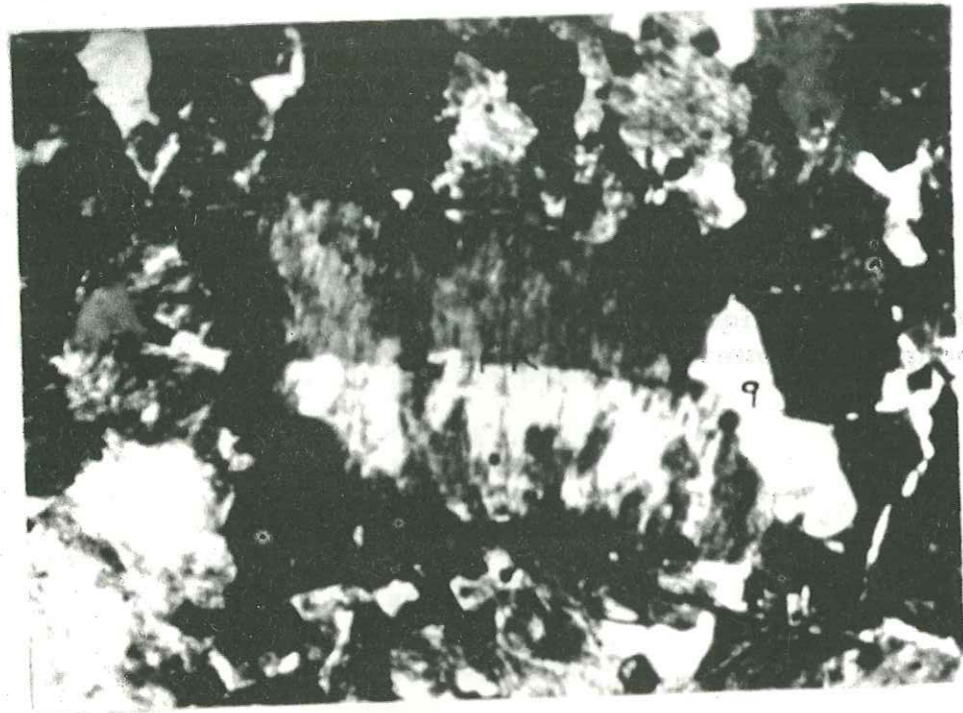
Ce faciès est surtout localisé à l'intérieur du massif, loin des bordures. Il représente 8% du massif syénitique dans la région étudiée.

Aspect macroscopique :

- première particularité de ces roches ; augmentation de biotite, qui forme des plans de $1,5 \text{ cm}^2$ dans les différentes directions. La taille des feldspaths potassiques augmente, et atteint 3 à 4 cm de long, avec des reflets bleutés. Le grain de la roche est supérieur au grain des syénites quartzifères de la masse. De ce fait, l'altération de ces roches est plus importante, et elles forment alors des arènes (photo 7).

Photo 6 : feldspath potassique (FK) maclé Carlsbad, à l'aspect trouble, avec quartz (q) interstitiel. L. P. x 42.

Photo 7 : altération des syénites pegmatitiques à biotite, au Sud de Çat Y.



6



7

Aspect microscopique :

Composition minéralogique (éch. 02) :

Feldspath potassique.....	3,25 mm - 1 cm
Plagioclase.....	2 - 2,75 mm
Biotite.....	0,5 - 3 mm
Quartz.....	- 1 mm
Pyroxène.....	- 1 mm
Apatite	
Sphène (trace).....	0,5 mm
Albite.....	

Le comptage de points fait sur la lame (L. M. 02) a donné les pourcentages suivants :

Quartz.....	2,1%
Feldspath potassique.....	58,4%
Plagioclase.....	29,1%
Pyroxène.....	3,0%
Biotite.....	2,6%
Magnétite.....	1,7%
Minéraux accessoires.....	3,3%

D'après la classification de JUNG et BROUSSE, nous avons :

- SAT = 2,3 Roche holofeldspathique
- COL = 10,4 Roche à la limite hololeucocrate - leucocrate
- FELDS= 66,7 Roche subalcaline.

Ce qui nous donne une syénite subalcaline à biotite.

- Feldspath potassique : les feldspaths potassiques sont xénomorphes avec altération habituelle à l'aspect trouble. Ils sont fortement perthitiques.

Parfois les feldspaths potassiques donnent des reflets bleus opalescents à la suite d'une schillerisation du feldspath potassique due à de très fines inclusions de magnétite ou d'ilménite réparties dans le cristal suivant des plans cristallographiques. Ces cristaux de feldspath potassique peuvent former des bâtonnets de 4 cm de long.

Parfois une lisière d'albite secondaire entoure les feldspaths potassiques.

Le feldspath potassique enveloppe les plagioclases finement maclés en Albite.

Les mesures faites à la platine universelle donnent, d'après le diagramme de O. F. TUTTLE (1952) :

- $2VN_p = 44^\circ$ Orthose à Or 87 Ab 13
- $2VN_p = 52^\circ$ Orthose cryptoperthite à Or 80 Ab 20
- $2VN_p = 60^\circ$ Microcline intermédiaire
- $2VN_p = 66^\circ$ Microcline intermédiaire

On voit que nos feldspaths potassiques sont soit des orthoses et des orthoses cryptoperthites, soit des microclines intermédiaires.

L'analyse aux R. X. faite sur le feldspath potassique de l'échantillon 71-20 nous a permis de mesurer l'indice de triclinicité d'après le diagramme (fig. 12), qui est de $\Delta = 11$.

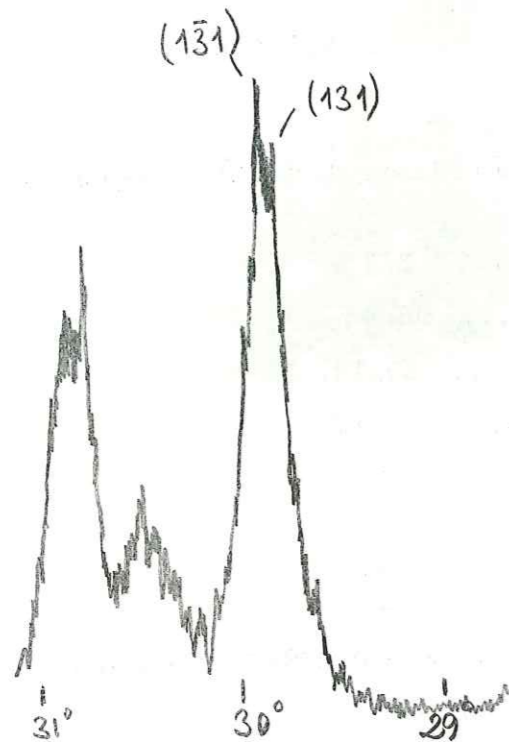


Fig. 12 : diagramme de R. X. sur les plans (131) et $(\bar{1}31)$ d'un feldspath potassique de l'échantillon 71-20.

Ce qui nous permet de dire que ce sont des orthoses.

Les grands cristaux d'orthose sont poecilites. L'orthose inclut souvent des cristaux de :

- biotite fortement pléochroïque dans les tons bruns,
- pyroxène augite,
- dans certaines lames, on a des inclusions de tourmaline à l'intérieur des feldspaths potassiques de nature orthosique.

La tourmaline se présente en un assemblage fibro-radié avec un pléochroïsme intense dans les tons vert - bleu :

Ng : vert-bleu foncé
Np : vert jaunâtre

avec un angle d'extinction $Z \wedge c = -0^\circ$

La présence de tourmaline a déjà été signalée à l'intérieur du faciès de syénite quartzifère, donc nous avons pensé à une activité tardi - magmatique pneumatolytique avec élément volatil, qui aurait permis la formation de tourmaline à l'intérieur du réseau de feldspath potassique.

- Plagioclase : les plagioclases sont souvent maclés très finement en albite et sont entourés par des feldspaths potassiques. Les plagioclases sont de nature andésine 40 An. Leur taille varie de 2 à 2,75 mm. La séricitisation affecte nos plagioclases.

- Biotite : une des caractéristiques de ce faciès est la présence abondante de biotite qui forme des plages centimétriques dans différentes directions.

La biotite se présente avec un pléochroïsme intense dans les tons brun - rougeâtre à brun - jaunâtre ; d'après HAYAMA (1959), nos biotites sont riches en Ti et pauvres en Fe^{+3} .

Les feldspaths potassiques, les plagioclases et même les pyroxènes incluent souvent les biotites.

Les bordures et les clivages des biotites sont souvent soulignés par de l'oxyde opaque d'altération.

En vue de préciser la nature exacte de nos biotites, nous avons analysé aux R. X. la biotite extraite de l'échantillon 71-20. D'après le diagramme (pl. 4) et la mesure des intensités (tableau 4.1),

TABLEAU 4.1

$d_{(hkl)}$	I/I	$d_{(hkl)}$	I/I
10,08	100	2,71	2
5,01	1	2,63	6
4,58	2	2,50	13
3,69	2	2,44	4
3,39	4	2,23	1
3,33	91	2,17	3
3,14	3	1,999	18
2,91	3	1,668	4
		1,511	4

nous avons un mica trioctaédrique à disposition des feuillets (1M - 3T), avec charge octaédrique > 6 , d'après les études de P. DOUILLET.

C'est un mélange de :

Phlogopite + Biotite.

- Pyroxène : le pyroxène de ces roches est un diopside - augite, avec :
 $2VN_g = 62^\circ$

$Z \wedge c = +37$

Les pyroxènes sont souvent ouralitisés avec formation d'un mélange hornblende verte + actinote.

- Quartz : il est interstitiel et peu abondant.

- Apatite : très souvent inclus dans les plagioclases.

- Sphène : rare et automorphe.

- Albite : elle est secondaire et forme une lisière autour des feldspaths potassiques orthosiques

4.4 AMAS DE MICROGABBRO DANS LE MASSIF SYENITIQUE.

A l'intérieur du massif syénitique, on note la présence d'amas de couleur noire et de faible dimension ; souvent ces mêmes formations noires se présentent sous forme de filons recoupant les syénites quartzifères. Le passage entre la syénite et ces filons noirs est net, on ne voit pas trace d'un passage progressif.

Au Sud-Est de Sarikaya Tepe (x : 15, 25 ; y : 35, 9), nous avons un affleurement de forme ovale, de 300 m sur 150 m et 20 m d'épaisseur apparente. Le passage entre les syénites quartzifères roses compactes à grain fin et l'amas n'est pas progressif. A l'intérieur de l'amas, on voit un rubanement de direction W et NW.

Plus au Sud, vers Büyükdüz Sirti (x : 15, 9 ; y : 34, 8), ces mêmes amas noirs se présentent sous forme de filons aux épontes nettes avec les syénites. Les deux filons sont de direction N-S.

On voit les mêmes formations au sommet de Lölükbaba Tepe (17 ; 28), et vers Tavukkiran Tepe (x : 15, 2 ; y : 39, 5).

Aspect macroscopique :

A l'oeil nu, c'est une formation noire ; en observant attentivement, on remarque les plages de plagioclase d'aspect huileux noir.

Etude microscopique :

La structure est microgrenue, porphyrique avec phénocristaux de plagioclase et diopside, la mésostase étant formée de microcristaux de diopside et plagioclase.

Composition minéralogique (vol. %) :

Phénocristaux plagioclase.....	36, 0
Diopside.....	29, 9
Pâte feldspathique.....	22, 2
Magnétite.....	7, 2
Chlorite.....	3, 8
Biotite.....	0, 8

D'après la classification de JUNG et BROUSSE (1959) :

SAT = 0 Roche holofeldspathique
COL = 41, 8 Roche mésocrate
FELDS = 0 Roche holoplagioclasique

Les phénocristaux de plagioclase sont des Labradors à 57 An. Ce qui nous donne un microgabbro.

- Plagioclase : les phénocristaux de plagioclase sont souvent cassés, corrodés et digérés par la pâte microgrenue ; certains plagioclases sont même tordus, leur extinction est onduleuse. Ils sont parfois zonés.

La composition des plagioclases est constante : ce sont des Labradors à 57 An. Quelquefois les plagioclases sont complètement damouritisés, la damouritisation avançant de l'extérieur vers l'intérieur des cristaux.

Les plagioclases sont maclés soit Albite, soit Albite.- Carlsbad.

Les inclusions de diopside et de biotite se placent à l'intérieur des plagioclases, le long des fractures et des plans de macle.

La trame microgrenue feldspathique contient les microcristaux de diopside et de magnétite.

- Diopside : le diopside est formé d'une association de microcristaux globulaires qui entourent les phénocristaux de plagioclase. Souvent, les bords des phénocristaux de plagioclase sont entourés par des microcristaux de diopside.

Nos diopsides sont incolores, mais par endroit ils deviennent hedenbergitiques avec pléochroïsme dans les tons vert-bleuâtre.

Le diopside a un clivage fin et non régulier :

$$Z \wedge c = +43^\circ$$

avec :

$$N_g - N_p = 0, 030 - 0, 035$$

L'étude faite aux R. X. nous a permis de confirmer la présence de plagioclase (labrador) + diopside + magnétite.

- Magnétite : très abondante, souvent de forme globulaire en microcristaux, ou bien de forme amiboïde en gros cristaux.

- Chlorite : elle provient de l'altération des pyroxènes.

- Biotite : se présente en association magnétite + diopside + biotite ; est souvent altérée en chlorite.

Le biotite est pléochroïque dans les tons bruns, rougeâtres ; incolore, jaunâtre.

4.5 EVOLUTION PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE A L'INTERIEUR DU MASSIF SYENITIQUE.

Comme nous l'avons indiqué plus haut, nous avons différencié trois faciès dans cet ensemble :

- 1) faciès de bordure : syénite monzonitique (2%)
- 2) massif de syénite quartzifère (90%)
- 3) faciès au coeur du massif : syénite à biotite (8%).

Le faciès de bordure existe là où le massif syénitique est au contact des andésites porphyriques du Priabonien. Ceci nous fait penser à une action de métamorphisme de contact des syénites sur les andésites porphyriques. Donc, dans ce cas, l'activité plutonique sera post - Eocène sup. Quelques lames andésitiques prises dans les syénites confirment cette hypothèse, et l'étude géochronologique nous donne des résultats dans ce sens (voir chap. 8).

L'essentiel du massif a un faciès de syénite quartzifère assez homogène.

Au coeur du massif syénitique, on voit un enrichissement de minéraux colorés, surtout de biotite, avec augmentation du grain de la roche, apparition des feldspaths potassiques de 3 à 4 cm de long, avec des reflets opalescents.

Nous allons essayer d'éclairer les causes de ces changements à l'intérieur même du massif syénitique.

Le comptage de points a été effectué pour les différents faciès , ce qui nous permet de voir le changement de composition minéralogique.

TABLEAU 4.2

Evolution de la composition minéralogique dans les différents faciès du massif syénitique

	Faciès de bordure : syénite monzonitique LM 041	Faciès principal : syénite quartzifère LM A	Faciès au coeur du massif : syénite à biotite LM 02	Aplite
Quartz	--	7,5	2,1	10,0
Feldspath potassique	46,9	85,5	58,4	89,0
Plagioclase	35,5	2,5	29,1	--
Pyroxène	14,2	0,6	3,0	---
Amphibole				
Biotite	--	0,3	2,6	
Mx opaques	2,5	1,6	1,7	
Mx accessoires	1,0	2,0	3,3	1,0

On constate donc une augmentation de la quantité de biotite, de l'extérieur vers l'intérieur du massif, alors que la variation des pourcentages des autres minéraux n'est pas continue.

Si on part du faciès principal, c'est-à-dire des syénites quartzifères, il y a un appauvrissement de quartz et de feldspath potassique vers l'intérieur et vers l'extérieur du massif, l'appauvrissement vers l'extérieur étant toutefois plus fort.

Comparaison des analyses chimiques des différents faciès du massif syénitique :

- analyse n° 822 Syénite monzonitique (Sy. mon), éch. 041
analyste : B. USELLE (mai 1972)
- analyse n° 819 Syénite quartzifère (Sy. q), éch. Z13
analyste : F. KELLER (mai 1972)
- analyse n° 820 Syénite à biotite (Sy. bi), éch. M9
analyste : F. KELLER (mai 1972)
- analyse n° 821 Syénite à biotite (Sy. bi), éch. 02
analyste : F. KELLER (mai 1972)

	n° 822	n° 819	n° 820	n° 821
SiO ₂	53,35	63,70	57,90	58,65
Al ₂ O ₃	17,55	17,10	18,15	17,40
Fe ₂ O ₃	7,10	3,45	5,15	4,65
FeO	2,40	0,30	0,55	1,10
MnO	0,15	0,10	0,20	0,10
MgO	4,10	0,80	1,95	2,35
CaO	7,15	1,90	4,30	4,05
Na ₂ O	3,60	4,95	4,35	4,15
K ₂ O	3,10	6,75	5,40	5,70
TiO ₂	0,65	0,50	0,75	0,65
P ₂ O ₅	0,45	0,15	0,40	0,40
H ₂ O+	0,30	0,30	1,05	0,65
H ₂ O-	0,30	0,15	0,30	0,15
Total	100,20	100,15	100,45	100,00

On calcule ensuite le pourcentage des minéraux virtuels dans les différents faciès.

(voir page suivante)

TABLEAU 4.3

Composition virtuelle (norme) des différents faciès (% poids)

	n° 822 (Sy. mon)	n° 819 (Sy. q)	n° 820 (Sy. bi)	n° 821 (Sy. bi)
Q	2,58	4,92	2,10	2,70
Or	18,35	40,03	31,69	33,92
Ab	30,39	41,92	36,68	35,11
An	22,80	4,45	14,18	11,95
Pyr	14,14	3,74	6,87	8,12
Ilm	1,37	0,76	1,37	1,37
Mag	6,03	-	0,46	1,62
Hem	2,88	3,52	4,96	3,52
Ap	1,34	0,34	1,01	1,01
H ₂ O+	0,30	0,30	1,05	0,65
H ₂ O-	0,30	0,15	0,30	0,15
Total	100,48	100,13	100,67	100,12

La comparaison de la norme et du mode des faciès est tout à fait concordante, les enrichissements et appauvrissements sont dans le même sens et de même façon dans les deux cas.

Calcul des paramètres de C. I. P. W. LACROIX et des paramètres de NIGGLI.

Paramètres	p	q	r	s	h	k	l	m
Ech. 041 Sy. mon	II	5	3	(3)4	3'	1	2	2
Ech. Z13 Sy. q	I'	5	1(2)	3	3	1	(2)3	2'
Ech. M9 Sy. bi	(I)II	5	2	3	3	1	2	(1)2
Ech. 02 Sy. bi	II'	5	2	3	3	1	2	2

TABLEAU 4.4

Paramètres C. I. P. W. LACROIX

TABLEAU 4. 5

Paramètres de NIGGLI

Paramètres	si	al	fm	c	alc	ti	p	k	mg
Ech. 041 Sy. mon	172,6	33,6	43,3	24,8	17,6	1,74	0,77	0,36	0,45
Ech. Z13 Sy. q	251,4	39,8	16,1	8,0	36,0	1,42	0,23	0,47	0,29
Ech. M9 Sy. bi	191,0	35,2	24,3	15,2	25,1	1,78	0,59	0,45	0,39
Ech. 02 Sy. bi	194,6	34,0	26,1	14,3	25,5	1,8	0,6	0,47	0,44

D'après les paramètres de C. I. P. W. LACROIX comparés à la classification des roches éruptives de R. FREY (1937) :

Ech. 041 (Sy; mon) est proche des monzonites I - II. 5. 2-3. 3 et des plauénites de la famille des syénites calco-alcalines.

Ech. Z13 (Sy. q) est dans le domaine des syénites alcalines et hyperalcalines de la classification.

Ech. M9 (Sy. bi) est dans le domaine de la branche orthosique des syénites calco-alcalines ayant la proportion : $\frac{Or}{plag} < 0,6$

Ech. 02 est de même nature que éch. M9.

On voit que l'échantillon 041 a tendance à être à la limite du groupe syénite calco-alcaline type plauénite et du groupe plagioclase leucocrate ; cette particularité est aussi visible sur le diagramme KNC de FREY, où l'échantillon 041 est à la limite entre les monzonites et les plagioclases (page 81).

Toutes ces constatations faites, nous pouvons dire quant aux différents faciès du massif syénitique que :

Le faciès monzonitique de bordure semble dû à une assimilation des andésites porphyriques par la syénite intrusive ; les deux formations présentent une parenté chimique assez prononcée :

pour la syénite monzonitique de bordure :

. éch. 041, paramètre C. I. P. W. LACROIX = II. 5. 3. (3)4. 3'. 1. 2. 2.

pour l'andésite porphyrique non loin de la bordure du massif syénitique :

. éch. A11, paramètre C. I. P. W. LACROIX = II. 5. 3. (3)4. (2)3. 1. 1'. 1(2).

Le même phénomène a été noté par M. KILINÇ (1971) au sujet du changement de faciès en bordure du massif syénitique étudié aux environs de Çambaşı (Ordu).

Le faciès de syénite quartzifère sera le faciès principal, avec une légère pneumatolyse à caractère volatil après la consolidation de la masse principale. La présence d'albite secondaire entourant les feldspaths potassiques, et de tourmalines à l'intérieur des mêmes feldspaths confirme cette hypothèse.

Le faciès de syénite à biotite serait dû à une sorte de pegmatitisation à l'intérieur même de la masse syénitique après sa mise en place.

Cette pegmatitisation à gros grain serait le résultat de l'action de la solution gazeuse résiduelle qui, après la cristallisation du magma, étant sursaturée par les minéraux de la roche, faciliterait leur recristallisation en agrégats à gros grain. D'après ce point de vue, la structure pegmatitique se formerait par recristallisation de structure à grain plus fin.

Les grands cristaux de feldspaths potassiques de 3 à 4 cm, l'abondance de la biotite en plage centimétrique, la présence de tourmaline à l'intérieur de notre faciès syénite à biotite à gros grain, correspondraient bien à cette pegmatitisation tardive des massifs intrusifs. Dans le massif syénitique de Köse Dağ, la pegmatitisation tardive se présente sous la forme d'une zone arrondie à la limite diffuse, de 0,5 à 1 km² de surface, à l'intérieur même de la syénite quartzifère.

L'étude sur l'origine de nos roches confirme la position postérieure dans le temps et l'origine plus crustale de ce faciès.

Souvent, on remarque cette pegmatitisation à l'échelle même de l'échantillon. Les amas et filons de microgabbro rencontrés à l'intérieur du massif seraient la partie basique d'une différenciation de magma gabbroïque.

4. 6 MISE EN PLACE DU MASSIF SYENITIQUE.

Ces nombreuses constatations, ainsi que l'étude géochronologique, nous permettent d'affirmer la postériorité de l'intrusion syénitique par rapport au volcanisme andésitique.

Le faciès de bordure du massif syénitique serait le résultat de l'assimilation des andésites par les syénites.

Quelques lames andésitiques sont prises à l'intérieur de la masse syénitique.

Les andésites sont kaolinisées autour du massif intrusif : ce phénomène serait dû à un lessivage hydrothermal à la fin de la mise en place de l'intrusion. Ce phénomène a également été observé par A. GEDİKOĞLU (1970), aux environs de Gököy (Ordu).

La masse syénitique, après avoir coupé les andésites porphyriques à l'emporte-pièce, se déverse vers l'extérieur du massif en forme de champignon., (fig. 13).

D'après W. KLUPFEL, le plutonisme succéderait au volcanisme.

Dans la littérature, le massif de Köse Dağ formé de "granite ancien", a été accepté comme d'âge antérieur au Crétacé sup.

A la lumière de nos observations, nous proposons pour le massif de Köse Dağ un âge Eocène sup., Priabonien.

L'étude géochronologique nous donne un âge Priabonien avec 42 ± 4 M. A.

4.7 CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE DU MASSIF PLUTONIQUE.

Les différents faciès du massif syénitique seraient dûs :

- en bordure du massif : à l'assimilation des andésites porphyriques par la syénite intrusive ;
- à l'intérieur du massif : une pegmatitisation due aux solutions gazeuses provoquerait la formation de syénite à biotite à gros grain après la recristallisation. L'âge de ce faciès, avec $37 \pm 2,6$ M. A. est postérieur aux mises en place des syénites.

Le massif syénitique de Köse Dağ sera mis en place après l'épanchement des andésites porphyriques, et serait d'âge Priabonien, avec un âge absolu de 42 ± 4 M. A.

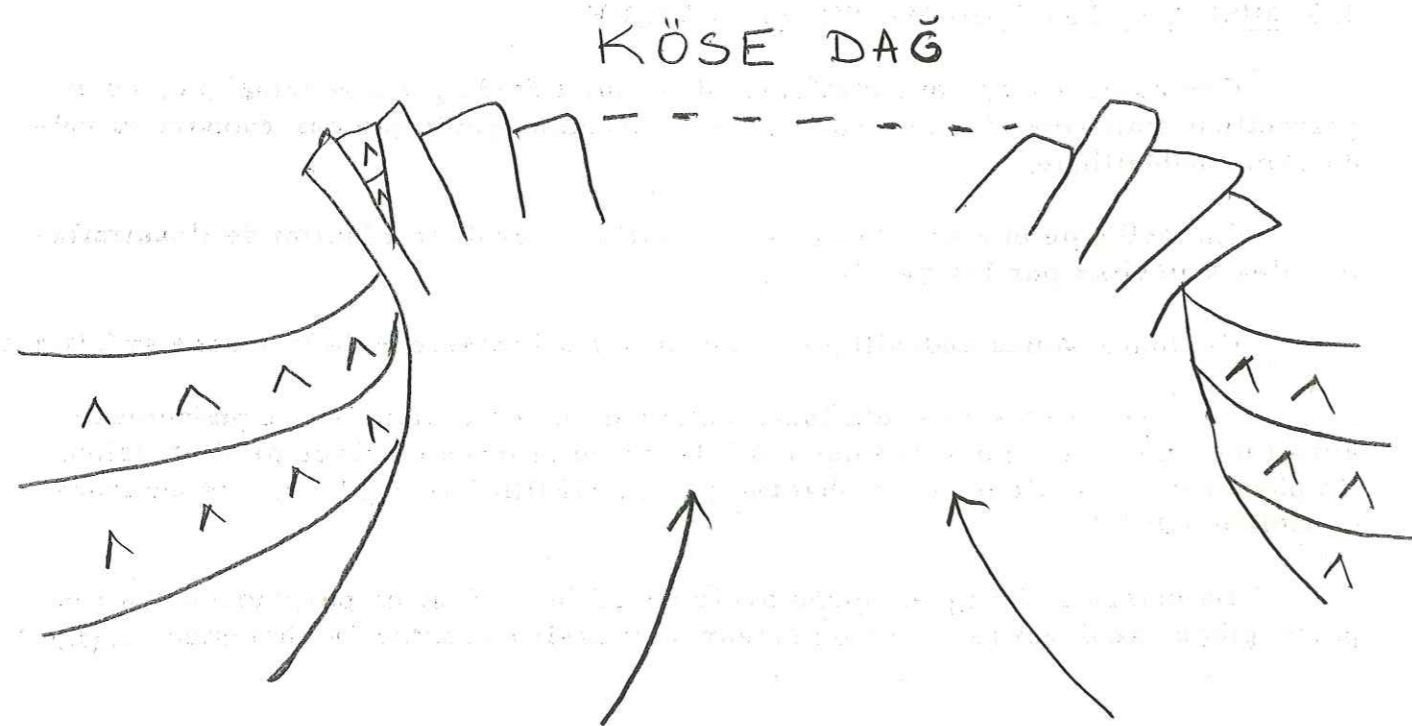


Fig. 13 : mode de mise en place du massif syénitique.

CHAPITRE V

VOLCANISME POST - PLUTONIQUE

5.1 VOLCANISME ACIDE RHYOLITIQUE.

5.2 VOLCANISME KERATOPHYRIQUE.

Ce volcanisme peut être séparé en deux groupes :

- 1) Volcanisme acide rhyolitique.
- 2) Volcanisme k ratophyrique.

5.1 VOLCANISME ACIDE RHYOLITIQUE.

Ce type de volcanisme est représenté par des tufs et des cinérites rhyolitiques de couleur rouge brique, souvent accompagnés de brèches de même nature ; ces terrains affleurent sporadiquement et, dans tous les cas, d'une manière bien réduite.

On rencontre différents affleurements.

5.1.1 Affleurement de  amlica Tepe et  ak ak Tepe (fig. 2).

Cet affleurement est très visible sur la route carrossable entre Camili et  aryeri.

A  ak ak Tepe, ces tufs et cinérites tranchent par leur couleur rouge sur les teintés claires des calcaires à milioles. Ils reposent sur les calcaires à milioles et sur les andésites porphyriques. Dans les calcaires blancs, on ne trouve aucun fragment de tuf ou de cinérite rhyolitique riche en fer. De plus, si la teinte rougeâtre était due à une latéritisation, les calcaires auraient aussi été teints.

A  ak ak, nous sommes en présence d'une ceinture de brèches consécutives au démantèlement du d me rhyolitique, et consolidée par des solutions ferreuses et siliceuses.

Aspect microscopique :

Nous sommes en présence d'un tuf - cinérite chargé en éléments parfois ignimbricitiques à ciment de calcédoine coloré en rouge par de l'hématite.

Le quartz avec golf de corrosion est rare (L. M. M4).

5.1.2 Affleurement de Kiziltarla Tepe (fig. 3).

Au Sud de  aryeri, les tufs et cinérites rhyolitiques sont postérieurs aux calcaires à milioles.

5.1.3 Affleurement de Kizilyatak Sirti.

Au Sud de la carte, sur la rive droite de Gemin Dere, on remarque ces roches rouges reposant sur les syénites quartzifères : elles forment un épanchement peu étendu à faible fluidité.

5.1.4 Un petit affleurement de même nature se retrouve au Sud de Hamam, village situé au pied du massif de syénite quartzifère.

Il est probable que ces deux derniers affleurements se trouvent sur une grande faille de direction N 30  qui soulève la partie Est de la région.

5.2 VOLCANISME KERATOPHYRIQUE.

Cette sorte de volcanisme se manifeste à l'intérieur du massif (10 ; 33), et il forme les collines de Kirtiltepelieri, Tüylüdere et Cinoyurdu.

Ces volcanismes sont accompagnés d'une silicification intense à la faveur des cassures dans les syénites. On trouve quelquefois des cristaux de quartz bien formés, de 3 à 4 cm de grandeur (x : 11 ; y : 35, 4).

Etude microscopique :

Ces roches ont une structure porphyrique avec phénocristaux d'orthose, qui sont altérés en un mélange épidote + calcite + quartz + chlorite ; c'est le phénomène de la damouritisation des feldspaths.

Les minéraux ferro-magnésiens sont complètement absents, ou bien sont totalement altérés en calcite + épidote.

Les cristaux d'orthose sont automorphes, avec un angle d'extinction $\alpha = -6^\circ$; ils sont souvent perthitiques.

L'orthose s'altère en un mélange calcite + épidote.

Le minéral coloré de ces roches est une chlorite avec un pléochroïsme net :

Ng = vert

Np = vert très pâle.

En L. P. la teinte de polarisation est bleu-violacé avec des couleurs cuivrées. C'est probablement une Pennine qui doit être primaire, car elle est souvent digérée par la pâte, ou bien altérée en un mélange quartz + apatite + oxyde de fer. Parfois l'épidote s'associe à ce mélange. La pennine peut être absente et remplacée par de la muscovite.

Dans cet ensemble, nous avons parfois des caractères plus spilitiques, avec formation abondante de serpentine associée à la pennine. Le calcite provenant de l'altération des ferro-magnésiens et des orthoses est abondant.

Aux alentours de ces formations kératophyriques, nous avons une silicification des syénites. Parfois même, les débris de syénite sont associés aux tufs kératophyriques.

CHAPITRE VI

LE COMPLEXE OPHIOLITIQUE

6.1 PERIDOTITES SERPENTINISEES.

6.2 PYROXENITE NON SERPENTINISEE.

6.3 AMPHIBOLITES.

6.4 RADIOLARITES.

Ce complexe affleure dans le secteur Nord-Est, aux environs des villages de Çokrak et d'Elmaseki. Il est recouvert par la formation volcano-sédimentaire d'âge Lutétien Sup. ou, comme à Mantarlik Tepe (fig. 1), par les calcaires à Nummulites du Lutétien sup. "basal".

Ce massif est par endroits soit complètement serpentinisé, soit en voie de serpentinsation.

On peut distinguer quatre ensembles bien distincts :

- 1) Péridotites serpentinisées ;
- 2) Pyroxénites non serpentinisées ;
- 3) Amphibolites ;
- 4) Radiolarites.

Au cours des levés, nous avons rencontré des blocs d'amphibolites dans les talwegs, mais l'affleurement n'a pu être localisé.

6.1 PERIDOTITES SERPENTINISEES.

La plus grande partie du complexe ophiolitique de la région est formé par ces roches (95%).

Aspect macroscopique :

La serpentinsation des péridotites varie de 60% à 90% à l'oeil nu. Les péridots de nos roches sont presque complètement serpentinisés : seul le coeur des mailles d'antigorite contient encore des péridots non transformés.

L'antigorite se présente avec une structure maillée, avec traînées d'oxydes opaques le long des plans de maille. L'antigorite est très légèrement colorée dans les tons jaune-verdâtre; d'après les critères de M. ROUBAULT (1963), elle serait riche en fer.

Le reste est constitué d'enstatite, dont la bastitisation n'est pas achevée ; celle-ci progresse par les cassures et clivages en courbe. L'extinction des restes d'enstatite devient onduleuse. Le même phénomène est observé par I. YILMAZ (1966), dans l'étude de la série ophiolitique de la Province de Mugla, Turquie.

Minéraux accessoires :

Spinelle : il est brun-brun verdâtre en lame mince ; d'après les critères de M. ROUBAULT (1963), ce serait de la picotite, variété riche en Cr. Les cassures et bordures des spinelles sont soulignées par un oxyde de fer.

Certaines lames montrent la présence de chlorite secondaire du type (Pennine) avec des teintes de polarisation dans les tons bleu-violacé, disposée aux alentours des cristaux de spinelle ou bien des magnétites, enserrant ces cristaux de lamelles disposées perpendiculairement à leurs bordures.

Des veinules de chrysotile en fibres, disposées perpendiculairement aux bordures, d'extinction droite avec allongement positif, laissent penser que nous sommes en

présence de chrysotile. Les veinules de chrysotile coupent les reliques des cristaux d'enstatite en voie de bastitisation. Le chrysotile de nos roches présente une biréfringence élevée par rapport au chrysotile type. Ce peut être du clino-chrysotile.

6.1.1 Roches hololeucocrates sodiques associées.

Dans les péridotites serpentinisées du lit de Gök Dere, nous avons remarqué des roches hololeucocrates, soit en forme de dyke, soit en filon, enfin soit en amas de 2 m sur 2 m (photo 8).

D'après les études microscopiques, ces roches sont très riches en soude avec la paragenèse :

Albite + Pectolite + Prehnite

Albite : la roche est presque entièrement formée d'albite, qui existe sous forme automorphe, ou qui forme une mosaïque microgrenue.

Pectolite + Prehnite : se présentent sous forme de filonnets traversant la partie albitique. Le pectolite se distingue du prehnite par l'absence de structure en "noeud de cravate".

Parfois le pectolite ($\text{NaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$) entoure les amas de roche albitique. Le diagramme des R. X. fait sur un pectolite pur nous donne les intensités suivantes :

TABLEAU 6.1

Diagramme du pectolite (CuK α)

d(hkl)	I/I	d(hkl)	I/I
7,77	10	2,18	10
7,00	25	2,16	13
5,47	20	1,993	5
3,88	40	1,944	5
3,499	79	1,919	5
3,31	86	1,876	5
3,27	60	1,826	8
3,15	12	1,758	13
3,08	100	1,751	35
3,04	15	1,712	10
2,90	63	1,674	5
2,73	30	1,657	11
2,59	39	1,603	4
2,33	29	1,567	5
2,29	54	1,549	9
		1,488	10

Ces caractéristiques sont les mêmes que celles observées par M. M. SABZEHEI dans l'étude d'Esfandagheh (Iran) et celles de Clear Creek de COLEMAN (in SABZEHEI).

E. COGULU (1967) a également observé la présence de pectolite dans le complexe métamorphique de la région de Mihaliççik, en Turquie.

Le diffractomètre des R. X. nous a permis de préciser que l'albite de ces roches est une albite à basse température.

M. SABZEHEI donne deux hypothèses pour les faciès riches en albite dans les serpentinites :

- ou bien ce sont des blocs appartenant à la suite magmatique des complexes intrusifs ;
- ou bien il s'agit de poches de concentration des éléments riches en soude.

Pour expliquer la présence de ces roches dans notre région, il nous semble que la deuxième hypothèse est la plus vraisemblable. En effet, l'albite rencontrée dans nos roches est de l'albite à basse température, donc la solution formant ces roches se serait refroidie avant leur mise en place.

Ceci favoriserait la présence de poches secondaires superficielles riches en solution sodique, qui se mettraient en place après la formation des ophiolites.

La position extérieure de ces formations par rapport au massif ophiolitique confirme aussi cette hypothèse.

6.1.2 Fractures dans les ophiolites.

Vers la bordure, les ophiolites sont intensément fracturées, mylonitisées.

Dans ces fractures, a lieu la formation d'aragonite en fines aiguilles rayonnantes de 2 cm, qui consolide les mylonites. Parfois dans ces cassures, nous avons des formations de clinochrysotile de 5 à 10 cm.

6.2 PYROXENITE NON SERPENTINISEE.

Dans le complexe ophiolitique, cette variété a une faible extension, et est localisée dans les cassures des masses de péridotite serpentinisée. Les dimensions de ces zones ne sont pas cartographiables. On peut estimer à 3 % l'importance de cette variété dans l'ensemble du complexe ophiolitique.

Aspect macroscopique :

Cette roche, avec sa couleur brun-jaunâtre, se distingue facilement des péridotites serpentinisées aux couleurs vert-noirâtres qui l'entourent. La roche est formée uniquement de pyroxène avec craquelures et clivages visibles à l'œil nu sur les faces des cristaux.

Aspect microscopique :

Comme nous l'avons indiqué plus haut, cette roche est monominérale, avec les caractéristiques suivantes :

Photo 8 : amas de roche hololeucocrate riche en soude, à l'intérieur des ophiolites serpentinisées.



8

Photo 9 : enstatite à clivage "courbe". L.N. x 125



9

C'est un minéral à fort relief, avec des craquelures. Certains cristaux présentent le clivage grossier m (110) et le clivage gl (010) fin et régulier des pyroxènes orthorhombiques. Les sections avec un seul clivage régulier ont une extinction droite et un allongement positif. Certains minéraux ont des clivages courbes. D'après des études microscopiques, c'est un pyroxène orthorhombique, en l'occurrence de l'enstatite.

L'étude aux R. X. faite sur l'échantillon D2-7 confirme l'identification de l'enstatite (photo 9). Les diagrammes des R. X. nous révèlent la présence d'une amphibole du type riébeckite en faible quantité (2 %). La présence de cette amphibole est invisible au microscope, sauf certaines plages d'enstatite qui sont légèrement pléochroïques dans les tons vert-bleu. On peut donc indiquer un début d'amphibolitisation qui est le résultat d'un processus épimagmatique sous l'influence des solutions résiduelles de cristallisation.

Pour nous, les cristaux d'enstatite avec clivage courbe marquent aussi un début de bastitisation des pyroxènes orthorhombiques. Car dans les péridotites serpentinisées, tout cristal d'enstatite non encore transformé en bastite présente des clivages courbes. Donc, deux phénomènes secondaires affectent les pyroxénites : amphibolitisation légère + bastitisation.

6.3 AMPHIBOLITES.

Les amphibolites de la région font partie du complexe ophiolitique, bien que l'on n'ait pu trouver le gisement primaire de ces roches. Probablement les affleurements sont-ils de très faible extension, et représentent 1 % du massif ophiolitique, ou bien les amphibolites sont les restes d'une croûte d'amphibolite ancienne digérée par le magma basaltique.

Aspect macroscopique :

Ces roches, d'une couleur vert olive, avec les cristaux d'amphibolite brillants ont une cassure difficile. Nous avons rencontré ces roches seulement aux environs du village de Cokrak, ce qui indique que ces roches doivent être très localisées dans le massif ophiolitique de Susehri. Les amphibolites sont probablement présentes sous forme de filons de faible épaisseur dans ce massif.

Aspect microscopique (L. M. D2-2) (photo 10) :

Paragenèse minérale :

Amphibole + Plagioclase + Quartz + Oxyde opaque + Sphène + Chlorite
+ Actinote secondaire.

- Amphibole : elle forme la majeure partie de la roche. On peut distinguer deux stades de cristallisation. Les cristaux automorphes d'amphibole avec leurs clivages caractéristiques losangiques soulignent la schistosité de la roche, tandis que les microcristaux d'amphibole sont parsemés dans la partie plagioclase-quartzique.

Les amphiboles ont un pléochroïsme net avec : (photo 11),

selon Ng : vert olive, vert bleu

selon Np : vert jaune clair

Leur angle d'extinction = $Ng \wedge c = + 23^\circ$

La macle est peu fréquente, et répétée en un petit nombre de fois.

D'après nos observations, c'est une hornblende verte. L'analyse aux R. X. nous a donné les caractéristiques d'une amphibole ferrifère du type Mooziite $(Na_2 Ca Fe_3^{+2} Fe_2^{+3} Al_2 Si_6 O_2 (OH)_2)$

Quelquefois, la hornblende verte inclut de l'oxyde opaque.

L'altération de ces mêmes hornblendes donne de la chlorite et, dans certains cas, l'altération commence par le remplacement de la hornblende verte par l'actinote, altération qui avance des bordures vers le centre du cristal.

- Plagioclase : il forme la partie restante entre les bandes d'amphibole automorphe. C'est un plagioclase très basique : bytownite (82 An).

- Quartz : en association micropegmatitique avec les plagioclases.

- Sphène : grands cristaux automorphes, il n'est pas toujours présent.

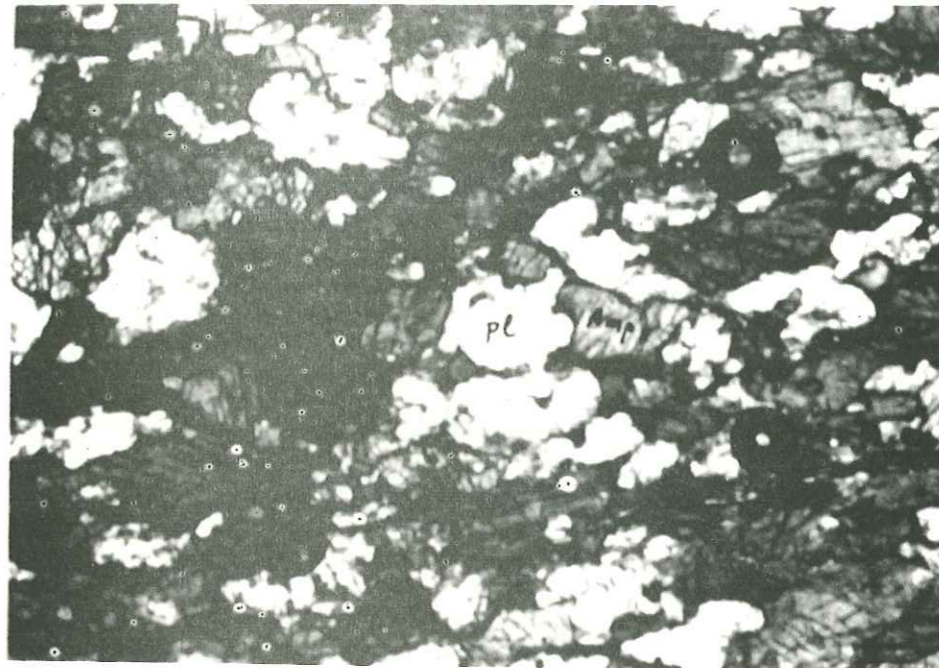
6.4 RADIOLARITES.

Dans les formations ophiolitiques des Anatolides, on trouve toujours associés des termes de couleur rouge à caractère brèche ou conglomératique que l'on appelle "radiolarites", dans les littératures anciennes.

Dans notre région, cette formation entoure le massif ophiolitique, mais son extension n'est pas continue.

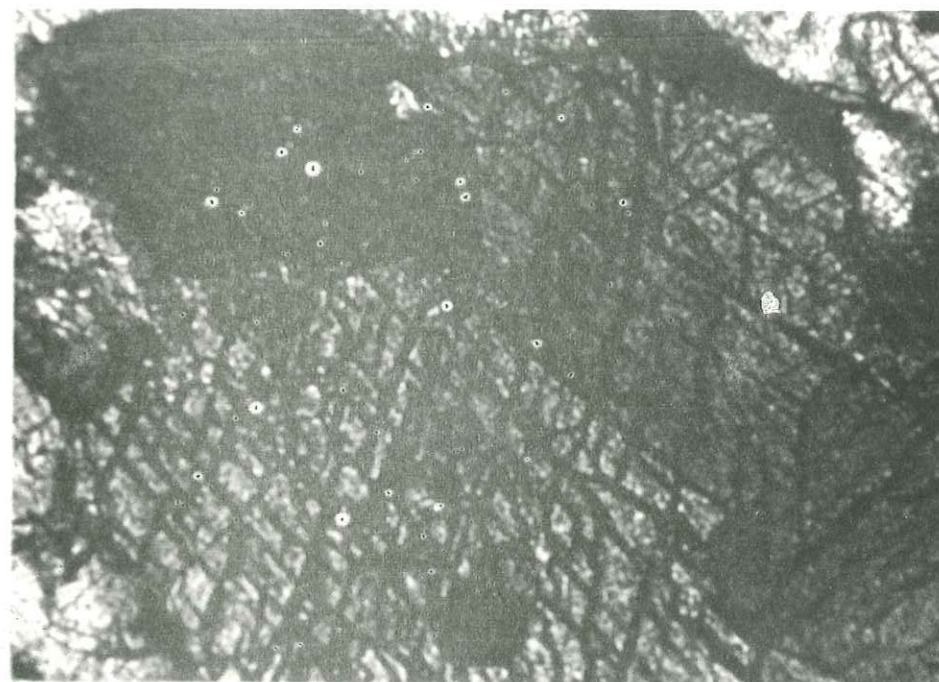
Au Sud de Mantarlik Tepe, cette formation a une extension de 100 m, qui enveloppe le complexe ophiolitique.

Photo 10 : amphibolite avec hornblende verte (amp) + plagioclase (pl).
L.N. x 31



10

Photo 11 : amphibole verte fortement pléochroïque, avec clivage en losange. L.N. x 155



11

CHAPITRE VII

SYNTHESE D'ETUDE PETROCHIMIQUE

- 7.1 INTRODUCTION.
- 7.2 DIAGRAMME K. N. C. DE FREY (1937).
- 7.3 DIAGRAMME DE VARIATION DES PARAMETRES DE NIGGLI.
- 7.4 DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE DE J. JUNG (1955).
- 7.5 CLASSIFICATION DE A. PEACOCK (1931).
- 7.6 DIAGRAMME DE H. DE LA ROCHE (1973).
- 7.7. COMPLEMENT DE MESURE A LA F. X.

7.1 INTRODUCTION

Après les études pétrographiques, nous avons séparé les différents ensembles de la région.

Nous essayerons de voir l'évolution pétrochimique des andésites porphyriques, qui sont les roches effusives essentielles, et des roches plutoniques syénitiques sur différents diagrammes appropriés.

Le volcanisme de la région dans le contexte étudié évolue dans le sens :
volcanisme basique → volcanisme acide et kéraatophyrique,
andésites porphyriques → tuf, cinérite rhyolitique et kéraatophyre.

Les roches plutoniques de la région évoluent dans le même sens :
intrusion basique → intrusion acide,
péridotite serpentinisée → syénite quartzifère.

Nous avons analysé les andésites porphyriques (type Aksu) et les andésites à biotite (page), et les différents faciès du massif syénitique (page).

7.2 DIAGRAMME K. N. C. DE FREY (1937) (pl: 5)

Ce diagramme permet de visualiser la classification basée sur les paramètres C. I. P. W. - LACROIX.

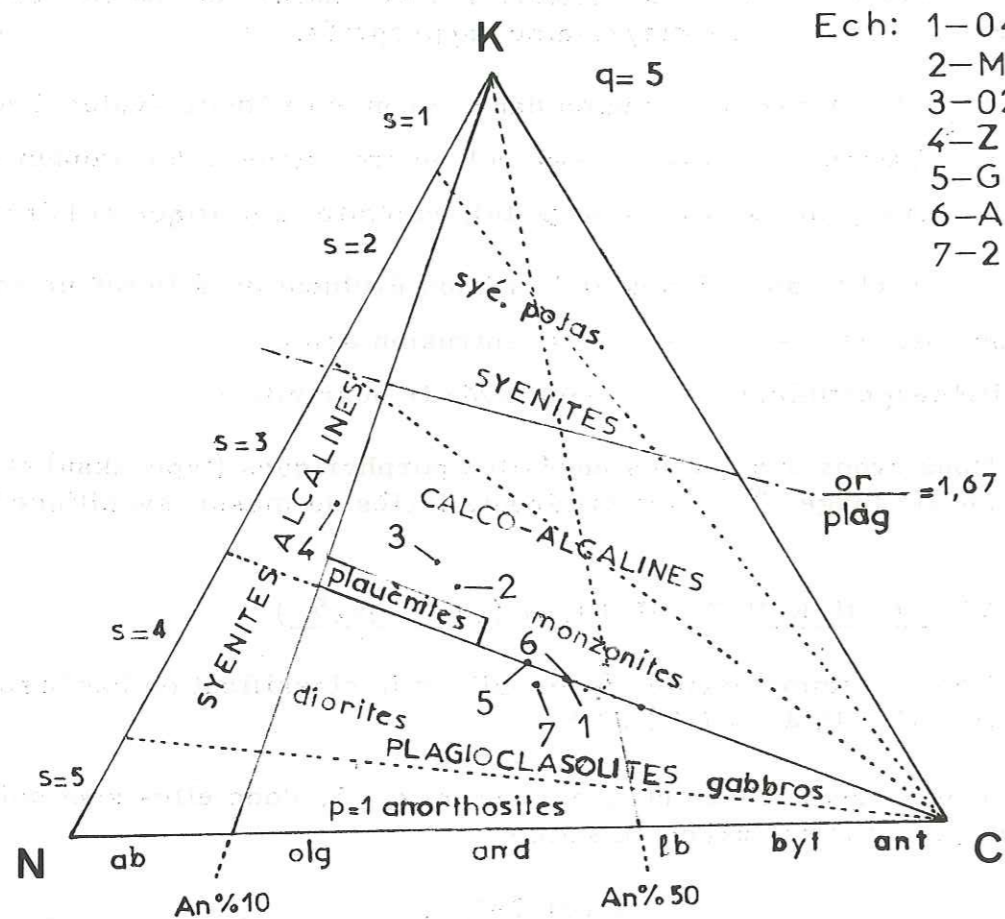
Toutes nos roches ont le paramètre $q = 5$, donc elles sont soit saturées, soit légèrement sursaturées en silice.

TABLEAU 7.1
Paramètres K. N. C.

Ech.	Proport. moléculaire 1 000			Paramètres		
	K2O	Na2O	(CaO)'	K	N	C
G26	38	63	71	22,1	36,6	41,3
2	34	64	79	19,2	36,2	44,6
A11	38	66	92	19,4	33,7	46,9
Z13	72	80	16	42,9	47,6	9,5
M9	57	70	51	32,0	39,3	28,7
02	61	67	43	35,6	39,2	25,2
041	33	58	82	19,1	33,5	47,4

(CaO)' = chaux utilisée pour former l'anorthite.

DIAGRAMME KNC DE FREY PI. 5



Ech: 1-041
 2-M9
 3-02
 4-Z13
 5-G26
 6-A11
 7-2

D'après les projections de nos roches sur le diagramme K. N. C., les différents faciès du massif syénitique se placent dans les aires suivantes :

L'échantillon Z13 est dans le domaine des syénites alcalines quartzifères. L'étude minéralogique nous avait révélé 85,5 % de feldspaths potassiques, ce qui devait le placer dans le domaine des syénites potassiques. En fait, nos feldspaths potassiques sont fortement perthitiques, et leur teneur en Ab serait forte, environ 50 % Ab, ce qui fait placer nos syénites quartzifères dans le domaine des syénites alcalines.

Les échantillons 02 et M9 sont dans le domaine des monzonites, non loin des plagioclites.

L'échantillon 041 se place à la limite entre les monzonites et les plagioclites, avec une composition moyenne de plagioclase inférieure à An 50. C'est une roche de passage entre les monzonites et les diorites.

Les andésites porphyriques analysées se placent dans les domaines suivants :

- les échantillons G26 et A11 sont sur la limite monzonites - diorites, donc ce sont des roches de passage entre les trachy-andésites et les andésites.

- l'échantillon 2 est dans le domaine des diorites, non loin de l'échantillon G26 et de l'échantillon A11. C'est donc une andésite.

On voit que l'échantillon 041 de la syénite de bordure est placé au même endroit que l'échantillon A11, ce qui nous confirme l'assimilation des andésites porphyriques par le massif syénitique intrusif. Les andésites porphyriques assimilées et recristallisées auraient formé le faciès de bordure du massif syénitique.

7.3 DIAGRAMME DE VARIATION DES PARAMETRES DE NIGGLI (pl. 6)

D'après les calculs des paramètres de NIGGLI pour les roches syénitiques et pour les andésites, on place les paramètres al, fm, alc et c en fonction du paramètre si.

TABLEAU 7.2
 Paramètres de NIGGLI

éch.	si	al	fm	c	alc	ti	p	k	mg
A11	156,5	33,8	28,4	19,6	18,0	1,55	0,69	0,36	0,54
G26	140,1	28,3	35,6	19,4	16,6	1,48	0,49	0,37	0,44
2	134,4	27,8	35,9	20,8	15,4	1,57	0,63	0,34	0,44
041	172,6	33,6	43,3	24,8	17,6	1,74	0,77	0,36	0,45
Z13	251,4	39,8	16,1	8,0	36,0	1,42	0,23	0,47	0,29
M9	191,0	35,2	24,3	15,2	25,1	1,78	0,59	0,45	0,39
02	194,6	34,0	26,1	14,3	25,5	1,8	0,6	0,47	0,44

Sur le diagramme, nous avons trois points d'isofalie I₁, I₂, I₃.

De ces points :

$$\left. \begin{aligned} I_1 \text{ avec } si &= 149 \\ fm &= al = 31,5 \\ c &= 19,5 \\ alc &= 17,5 \end{aligned} \right\}$$

correspond à la composition d'une roche entre nos échantillons A11 et G26 qui serait une andésite, qui est la roche principale; et couvre de grandes surfaces dans la région.

Les deux autres points I₂ et I₃ seraient dûs à la composition anormale de l'échantillon 041, qui, comme nous l'avons indiqué plus haut, provient de l'assimilation des andésites porphyriques par le massif syénitique.

7.4 DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE DE J. JUNG (1955) (pl. 7).

Ce diagramme présente la variation du paramètre :

$$R = \frac{CaO}{CaO + K_2O + Na_2O} \times 100, \text{ en fonction du pourcentage en poids de } SiO_2.$$

TABLEAU 7.3

Paramètres de J. JUNG

Echantillons	A11	G26	2	041	M9	02	Z13
SiO ₂	54,40	50,95	51,20	53,35	57,90	58,65	63,70
$R = \frac{CaO}{CaO + K_2O + Na_2O} \times 100$	45,7	46,4	50,8	51,6	30,6	29,6	13,9
$S = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \times 100$	47,1	48,0	44,7	46,2	55,3	57,8	57,9

On voit de nouveau la parenté entre les andésites porphyriques et l'échantillon 041 du faciès de bordure du massif syénitique.

La valeur de l'indice de calco-alcalinité $i = 52$ nous indique le caractère alcali-calcique de cette association qui a toutefois une forte tendance alcaline.

Nous avons essayé de comparer notre série avec celles étudiées par A. GEDIKOGLU (1970) et M. KILINC (1971) dans les Pontides.

Nous voyons que la série magmatique des Pontides a un caractère plus calcique que notre série, qui se trouve dans les Anatolides.

Les roches des Anatolides proviennent d'un magma apparemment plus alcalin que celles des Pontides.

Sur le diagramme, on voit que la courbe de la série des Pontides s'éloigne de plus en plus de la courbe de la série des Anatolides, pour les valeurs croissantes de SiO₂ en poids %.

Dans la série des Pontides, les roches fortement quartziques auraient

Pl.6

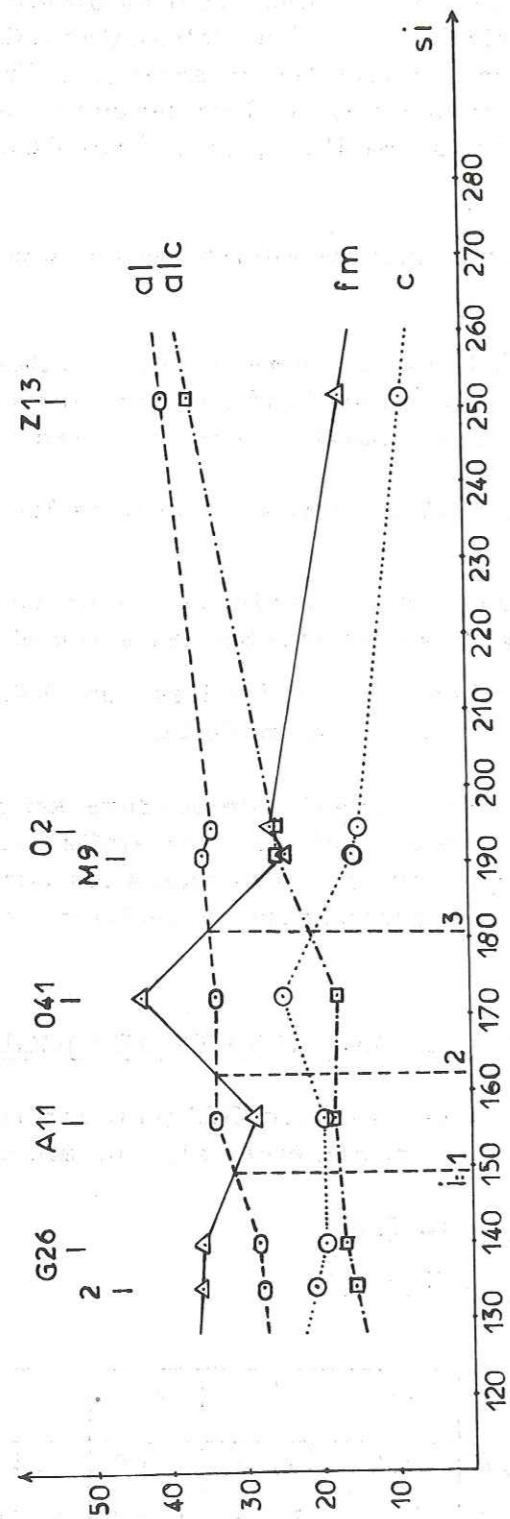


Diagramme de Niggli.

pour la valeur R une valeur constante qui est R = 7,5.

Tandis que dans la série des Anatolides, pour les valeurs croissantes de SiO₂, la teneur en CaO décroît et devient 0 pour SiO₂ = 71%. La série magmatique des Anatolides donnerait des roches quartziques essentiellement alcalines sans plagioclase, sauf l'albite, et sans minéraux colorés calciques.

Nous avons calculé le paramètre S = $\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \times 100$ des échantillons de A. GEDIKOĞLU (1970) et M. KILINÇ (1971) provenant des Pontides, en vue de comparer le comportement de nature alcaline des deux séries. Le diagramme S = f (SiO₂ % en poids) (fig.) nous renseigne sur la nature potassique ou sodique des séries.

La série des Pontides est plus potassique que celle des Anatolides. Dans les deux cas, pour des valeurs de SiO₂ > 65%;

reste constante.

Les deux séries arrivent à donner des caractères alcalins identiques pour SiO₂ = 46,5 %

Pour des valeurs de SiO₂ < 46,5%, les Pontides auront des roches plus fortement sodiques que celles des Anatolides.

Nous pouvons essayer de résumer la nature des deux séries dans un tableau.

TABLEAU 7.4

Nature des deux séries

SiO ₂ en % poids	44	46	65	71,5	80
variation de R _p et R _A	R _A > R _p R _A = R _p		R _p > R _A		R _A = 0 R _p = cte ≈ 8
variation de S _p et S _A	S _p = 0 S _A > S _p S _A = S _p		S _p > S _A		S _p = cte > S _A = cte

(R_p et S_p des Pontides, R_A et S_A des Anatolides).

7.5 CLASSIFICATION DE A. PEACOCK (1931)

Dans cette classification, notre série magmatique tombe par son indice de calco-alcalinité à la limite des provinces Pacifique et Atlantique.

Pl.7

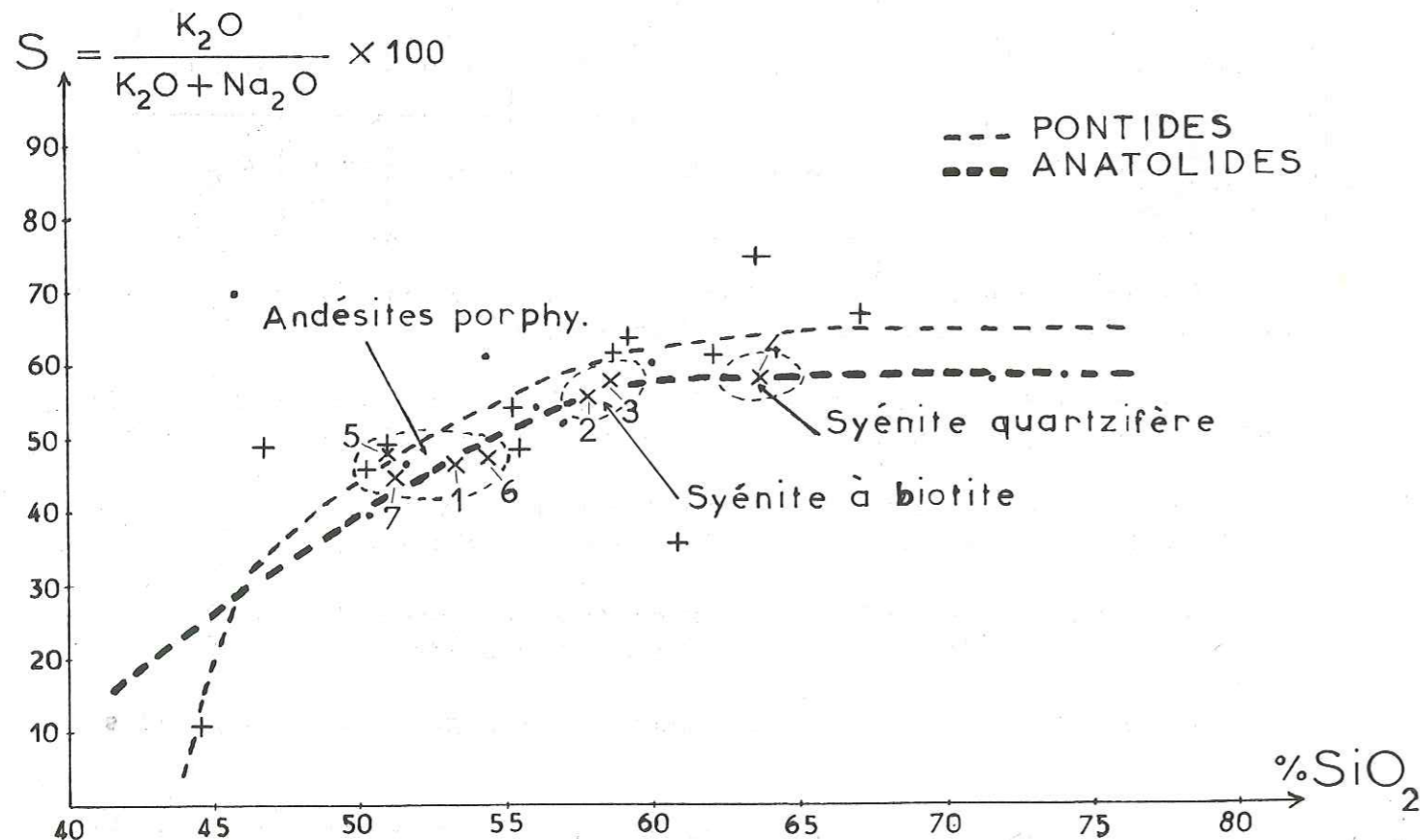
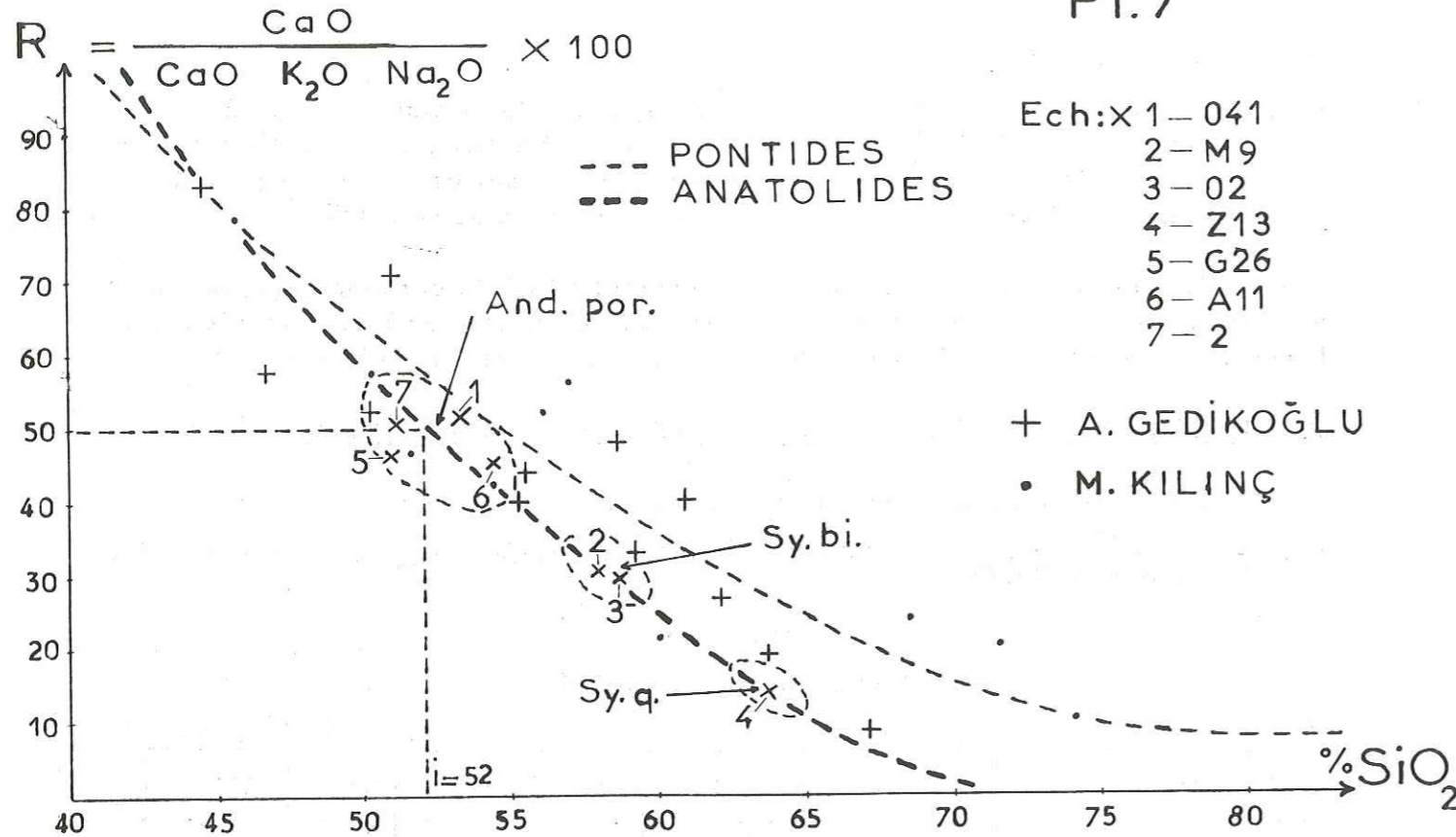
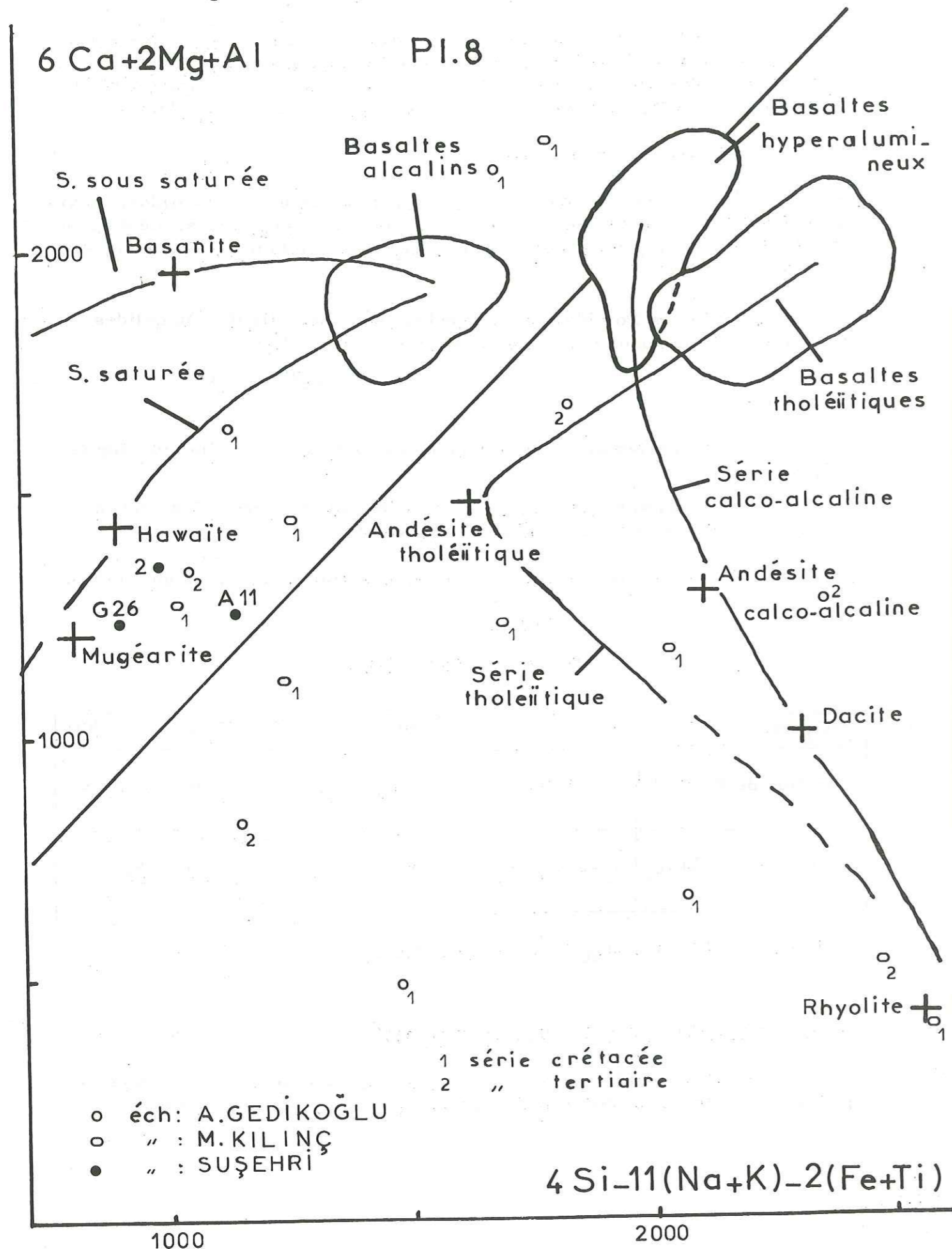


Diagramme de H. de la ROCHE (1973)



Provinces	Séries	Indice de calco-alcalinité
Pacifique	calcique	61
	calco-alcaline	56
	alcalino-calcique	51
Atlantique	alcaline	

54 Pontides

52 Anatolides

7.6 DIAGRAMME DE H. DE LA ROCHE (1973) (pl. 8).

C'est un diagramme chimique qui permet une projection simple et significative du tétraèdre minéralogique de YODER et TILLEY.

Nous avons placé sur ce diagramme les échantillons d'andésites de Susehri et des roches volcaniques de la série Crétacé et de la série Tertiaire des Pontides étudiées par A. GEDIKOĞLU et M. KILINÇ.

Les andésites de Suşehri se placent près de la branche de la série saturée provenant des basaltes alcalins initiaux, comme des hawaïtes - mugéarites. Mais, comme le remarque H. DE LA ROCHE, nos roches, en provenance de basaltes tholéïtiques, peuvent franchir la "bissectrice" au niveau des andésites tholéïtiques, par un enrichissement en fer dans les premiers stades de différenciation.

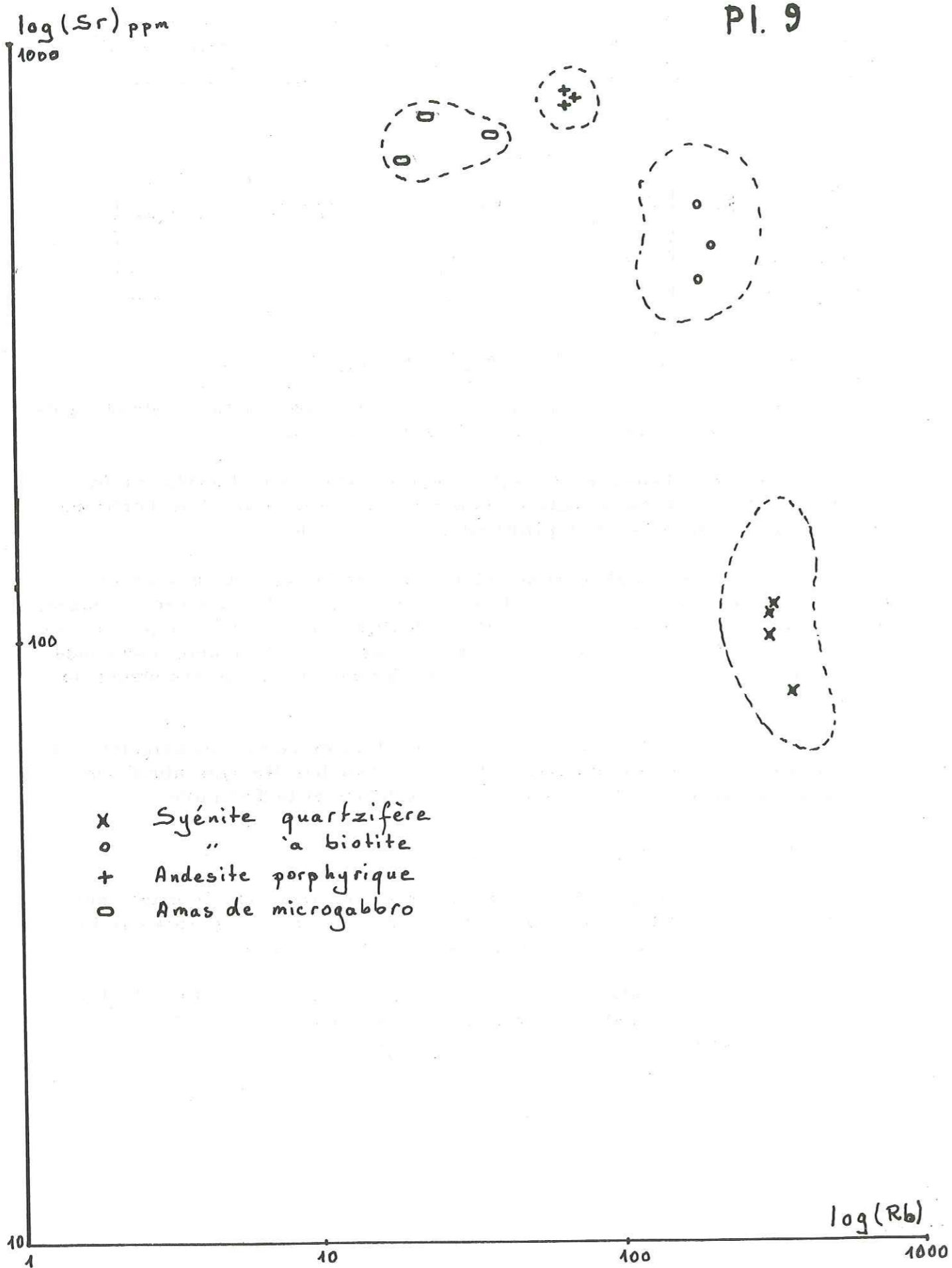
Quant au volcanisme des Pontides, la nature de ce magma originel peut être une composition soit de basalte alcalin, soit de basalte hyperalumineux, soit de basalte tholéïtique, et ce pendant le Crétacé et le Tertiaire.

7.7 COMPLEMENT DE MESURE A LA F. X.

Nous avons complété les études faites au spectromètre de masse sur les mesures de Rb et Sr, avec des mesures à la F. X. en vue d'avoir une idée de la distribution des éléments chimiques dans nos roches.

Nous avons mesuré Fe, Ti, Ca, K, Sr, et Rb à la F. X. Les résultats de ces mesures sont portés sur les diagrammes utilisés par E. SCHROLL (in (L. H.) AHRENS), (pl. 9).

187



Seul le diagramme Sr/Rb nous a donné des résultats concrets.
 Comme nous le voyons sur le diagramme, on peut très bien séparer nos roches avec leur teneur en Sr et Rb.

Nos syénites quartzifères se placent en bas à droite, et sont caractérisées par leur faible teneur en Sr et leur forte teneur en Rb.

Les andésites porphyriques sont en haut du diagramme, caractérisées par leur forte teneur en Sr.

Les amas de microgabbro sont bien groupés à gauche des andésites, leur teneur en Rb étant plus faible.

Le faciès du cœur de la syénite se place à mi-chemin entre les andésites et les syénites quartzifères.

CHAPITRE VIII

ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE DU MASSIF SYENITIQUE
DE KÖSE DAĞ

- 8.1 INTRODUCTION
- 8.2 METHODES ET LOIS DE LA RADIOACTIVITE
- 8.3 METHODE " RUBIDIUM - STRONTIUM "
- 8.4 MESURE AU SPECTROMETRE DE MASSE
- 8.5 PREDOSAGE DES ECHANTILLONS DE ROCHE TOTALE
PAR ABSORPTION ATOMIQUE
- 8.6 MESURES DU MASSIF SYENITIQUE DE KÖSE DAĞ
- 8.7 INTERPRETATION DES RESULTATS
- 8.8 DISCUSSION SUR L'ORIGINE DU MAGMA
- 8.9 CONCLUSION DE L'ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE

8.1 INTRODUCTION

D'après nos études pétrographiques et structurales, nous avons convenu que le massif syénitique est postérieur aux andésites porphyriques du Lutétien Sup. . Pour confirmer cette hypothèse, et pour déterminer l'âge du massif syénitique, nous avons utilisé les méthodes géochronologiques de mesure d'âge absolu. D'autant plus que l'intrusion de cette sorte de massif acide s'accompagne de la mise en place de nombreux gisements miniers en Turquie dans le contexte des Anatolides.

Nous avons utilisé la méthode "rubidium - strontium", bien que l'âge présumé de notre massif soit jeune, pour la précision des mesures faites à Clermont-Ferrand, nos mesures ont donné des résultats assez satisfaisants.

Elles ont été faites au Laboratoire de Géochronologie associé au C. N. R. S du Département de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand.

8.2 METHODES ET LOIS DE LA RADIOACTIVITE

La désintégration radioactive ne dépend que du temps; de ce fait on peut l'utiliser pour mesurer le temps nécessaire pour arriver à un état final, en partant d'un état initial. En géochronologie, d'après l'état final, on mesure en temps absolu le temps nécessaire pour arriver à un état initial connu.

L'équation de la base de la géochronologie est :

$$\frac{D}{P} = e^{\lambda t} - 1 \tag{1}$$

- e : base des log népériens
- λ : la constante de désintégration, la période = le temps nécessaire pour la désintégration de la moitié de l'élément radioactif
- t : le temps mesuré entre l'état initial et l'état final
- D : le nombre actuel d'atomes provenant de la désintégration de l'élément radioactif pendant le temps t
- P : le nombre actuel d'atomes de l'élément radioactif initial restant après la désintégration pendant le temps t.

La constante λ mesure la probabilité de désintégration d'un atome donné dans une unité de temps. Elle est liée à la période par la relation :

$$\lambda t = \log 2 \tag{2}$$

On tire la valeur de t de l'équation (1) :

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e \left(1 + \frac{D}{P} \right) \tag{3}$$

où D est le nombre d'atomes de l'isotope fils formé par la désintégration de P.

Si, au moment initial, D existe déjà, la formule devient :

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e \left(1 + \frac{D - D_0}{P} \right) \tag{4}$$

On peut calculer l'âge si Do est nul ou calculable.

La valeur de la constante de désintégration λ est parfaitement connue. Pour la méthode rubidium - strontium, on a utilisé jusqu'en 1960 la valeur :

$$\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

d'après les mesures de ALDRICH, WETHERHILL, DAVIS et TILTON. A partir de 1960, d'après les mesures des physiciens FLYNN et GLENDENIN sur la radio-activité du rubidium, on utilise la valeur :

$$\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

C'est cette dernière valeur qui est adoptée au laboratoire de Clermont-Ferrand.

8.3 METHODE "RUBIDIUM - STRONTIUM"

8.3.1 Principe

Le rubidium :

c'est un métal alcalin radioactif de n° atomique 37, de masse 85,47. La masse et le rayon atomique de Rb sont très proches de K. Cette particularité permet le remplacement de K par Rb dans les minéraux potassiques (biotite, muscovite, lépidolite, feldspaths potassiques, ...).

Le strontium :

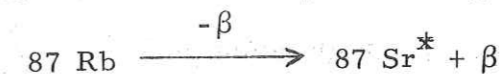
c'est un métal alcalino-terreux, de n° atomique 38 et de masse 87,62. Il est lié au calcium.

Les abondances isotopiques de Rb et de Sr en % sont données dans le tableau 8.1.

TABLEAU 8.1

Nature	Isotope en %	Masse	Etat
Elément Rb	85 Rb = 72,15	84,912	Stable
	87 Rb = 27,85	86,916	Radioactif
	Rb = 100,00	85,47	"
Elément Sr	84 Sr = 0,56	83,913	Stable
	86 Sr = 9,86	85,909	"
	87 Sr _N = 7,02	86,909	"
	88 Sr = 82,86	87,906	"
	Sr = 100,00	87,62	"

Comme le montre ce tableau, seul le 87 Rb est radioactif. Par émission d'une particule β , par désintégration il donne 87 Sr*, dit radiogénique.



La constante de désintégration de Rb étant égale à $1,47 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$, le calcul de l'âge est simple d'après la formule, si tout le Sr de l'échantillon est radiogénique.

La formule (3) donne :

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e \left(1 + \frac{87 \text{ Sr}^*}{87 \text{ Rb}} \right) \quad (5)$$

En général, la roche ou le minéral à sa formation a toujours du Sr primaire ou initial. Il est constitué de 4 isotopes de masse 84 - 86 - 87 et 88. Les caractéristiques de ces isotopes sont données dans le tableau 8.1.

Les isotopes de masse 84 - 86 et 88 ne sont ni radioactifs, ni radiogéniques et ne se fractionnent pas dans la nature ; leur rapport respectif est donc fixe.

Le rapport 86/88 est fixe et égal à 0,1194 ; le rapport 87/86 varie en fonction de l'âge et de la teneur en rubidium de l'échantillon. Dans les mesures faites, le rapport 87 Sr/86 Sr est donné en nombre d'atomes. Comme les minéraux ont un Sr primaire, il faut, pour trouver 87 Sr*, retrancher du 87 Sr total dosé le 87 Sr initial.

Si on porte dans l'équation (1) non plus des teneurs, mais des rapports, on peut écrire avec :

$$87 \text{ Sr}^* = 87 \text{ Sr total dosé (m)} - 87 \text{ Sr primaire (P)}$$

$$\left(\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} \right)_m = \frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}})_P + \frac{87 \text{ Rb}}{87 \text{ Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (6)$$

d'où :

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e \left[\frac{1 + (87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_m - (87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_P}{87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr}} \right] \quad (7)$$

Pour résoudre cette équation, il faut connaître (87 Sr/86 Sr)_P.

Pour connaître ce rapport, on utilise deux méthodes :

1) Méthode au Sr primaire conventionnel :

La composition isotopique du Sr initial pour un minéral isolé, est conventionnellement admise égale à celle du Sr actuel de l'eau de mer, qui est :

$$\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} = 0,712 \quad (8)$$

Cette méthode a des inconvénients, car elle ne tient pas compte de la contamination tardive en Sr. De plus pour cette méthode, le milieu doit être très riche en Rb et avoir une teneur en Sr* supérieure à 15%, et (87 Sr/86 Sr)_m > 0,850.

2) Méthode au Sr ajusté par isochrone

Il est possible de calculer une valeur précise du rapport initial si l'on effectue des mesures non plus sur un minéral, mais sur plusieurs minéraux de la même roche.

Car l'équation (6) est celle d'une droite de la forme $y = ax + b$, dite isochrone :

$$(87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_m = (e^{\lambda t} - 1)(87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr})_m + (87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_P$$

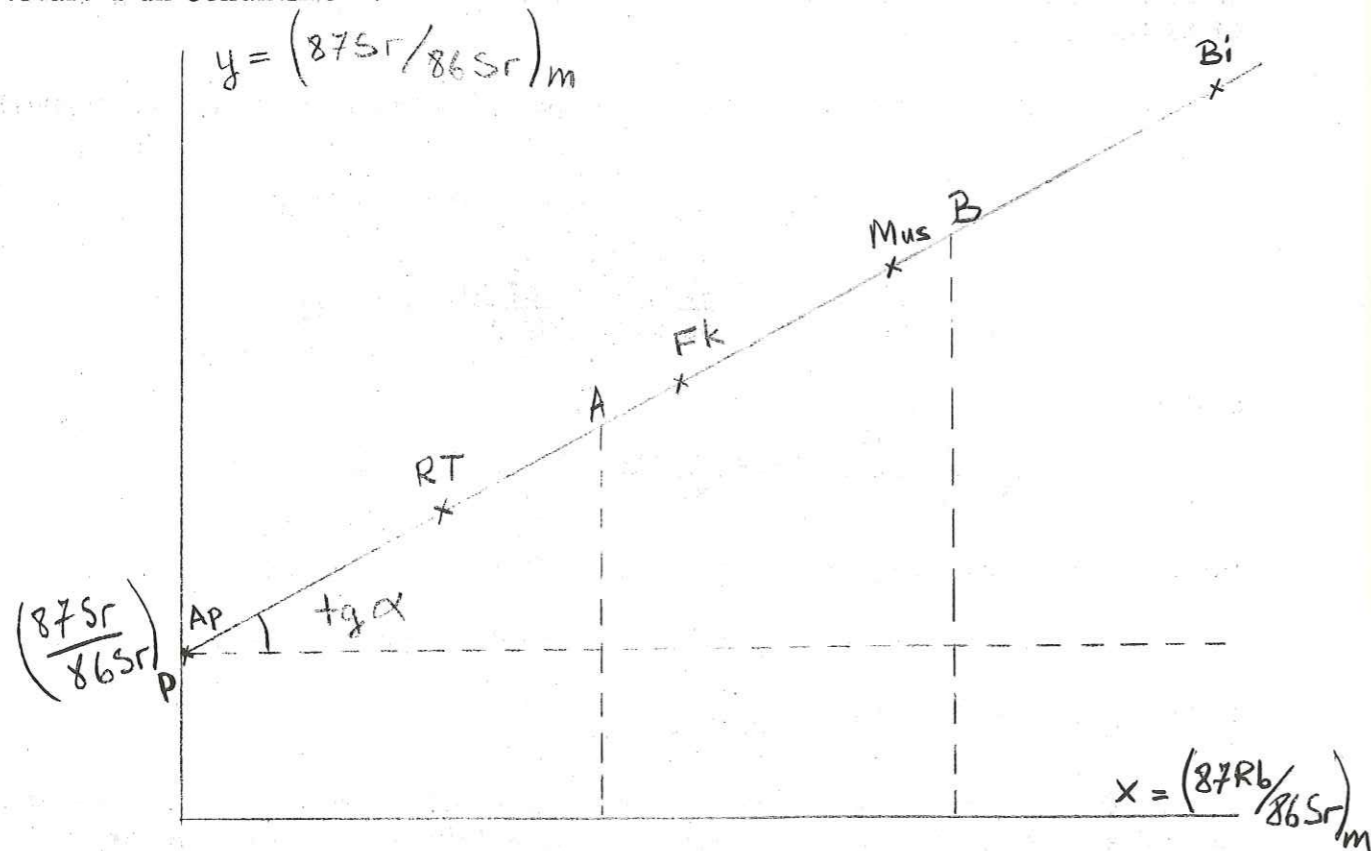
Le rapport $(87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_P$ est donné par l'intersection de l'isochrone avec l'axe des $y = (87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_m$.

La pente de la droite $\text{tg} \alpha = (e^{\lambda t} - 1)$ (9) est proportionnelle à l'âge de la roche.

D'où :

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e (1 + \text{tg} \alpha) \quad (10)$$

La figure 8.1 montre l'alignement des mesures des minéraux et la roche totale d'un échantillon :



D'après l'isochrone, on calcule :

$$\text{tg} \alpha = \frac{(87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_B - (87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_A}{(87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr})_B - (87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr})_A}$$

Donc, la détermination d'un âge par la méthode du Sr ajusté par isochrone

revient à mesurer les rapports $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ et $87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr}$ de plusieurs roches d'une même formation, ou de plusieurs minéraux d'un même échantillon, à condition qu'ils soient évalués de la même manière, et qu'ils aient eu le même Sr initial et un âge identique, et si l'on accepte que le Sr soit homogénéisé à l'instant de la mesure.

L'âge est donné par la formule (10).

Souvent, d'après les mesures, les points ne s'alignent pas rigoureusement ; dans ce cas, on utilise la méthode mathématique des régressions.

L'âge obtenu correspond soit à une cristallisation au même moment, soit à une homogénéisation du Sr (rajeunissement).

On peut tracer les isochrones des minéraux ou des roches totales. Mais certains minéraux résistent mieux que d'autres aux phénomènes géologiques. La biotite perd son Sr dès 250° C , et de ce fait indique l'âge du dernier événement géologique subi par la roche.

L'intérêt de la méthode au Sr ajusté par isochrone est évident. Y. VIALETTE (conférence, mars 1970) : "cette méthode des isochrones permet de décider si la roche est restée en 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 8.2).

TABLEAU 8.2

$(87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_P$	Provenance
0,712	Eau de mer
0,698	Météorites
0,703 - 0,704	Tholéïte océanique
0,704 - 0,708	Tholéïte continentale
0,708 - 0,710	Granite
> 0,708	Roche métam.



Si le rapport est inférieur à 0,710, la roche ne s'est pas formée par fusion de vieux matériel continental ou de sédiment au fond d'un géosynclinal.

8.3.2 Technique de la méthode rubidium - strontium

8.3.2.1 Prélèvement

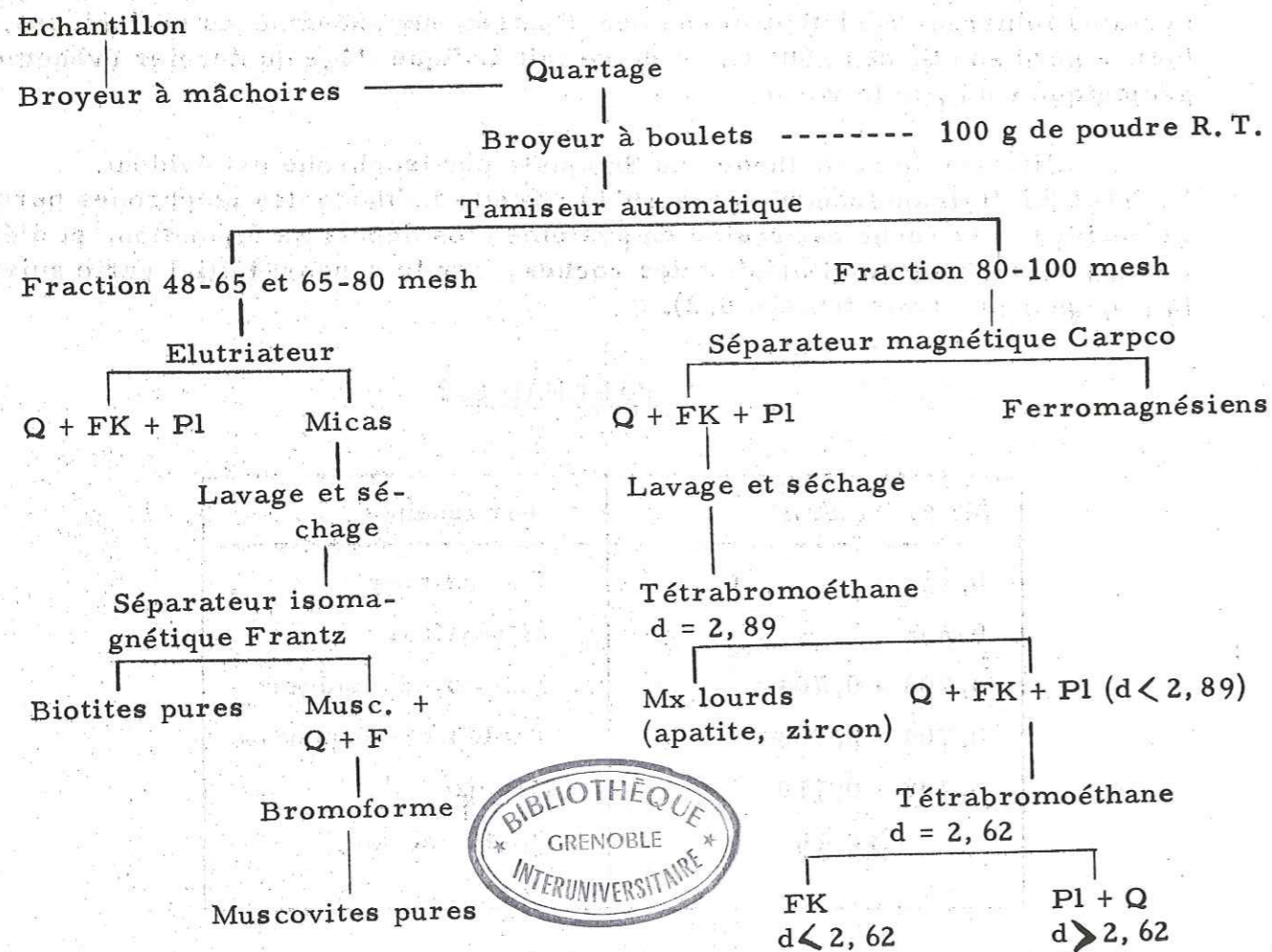
Le prélèvement pour une "roche totale" doit être fait sur des faciès aussi variés que possible pour un ensemble lithologique, afin d'avoir plus de précision sur la pente de l'isochrone. Pour ce faire, 1 à 2 kgs suffiront pour une roche totale, et 10 à 15 kgs pour l'extraction de 5 à 10 g de minéraux que l'on dosera, ainsi que la roche totale.

8.3.2.2 Extraction et purification des minéraux

Pour le détail concernant le matériel et son utilisation, voir l'ouvrage de Y. VIALETTE (1969). Nous résumons les opérations pour la séparation des minéraux usuels (voir tableau 8.3).

TABLEAU 8.3

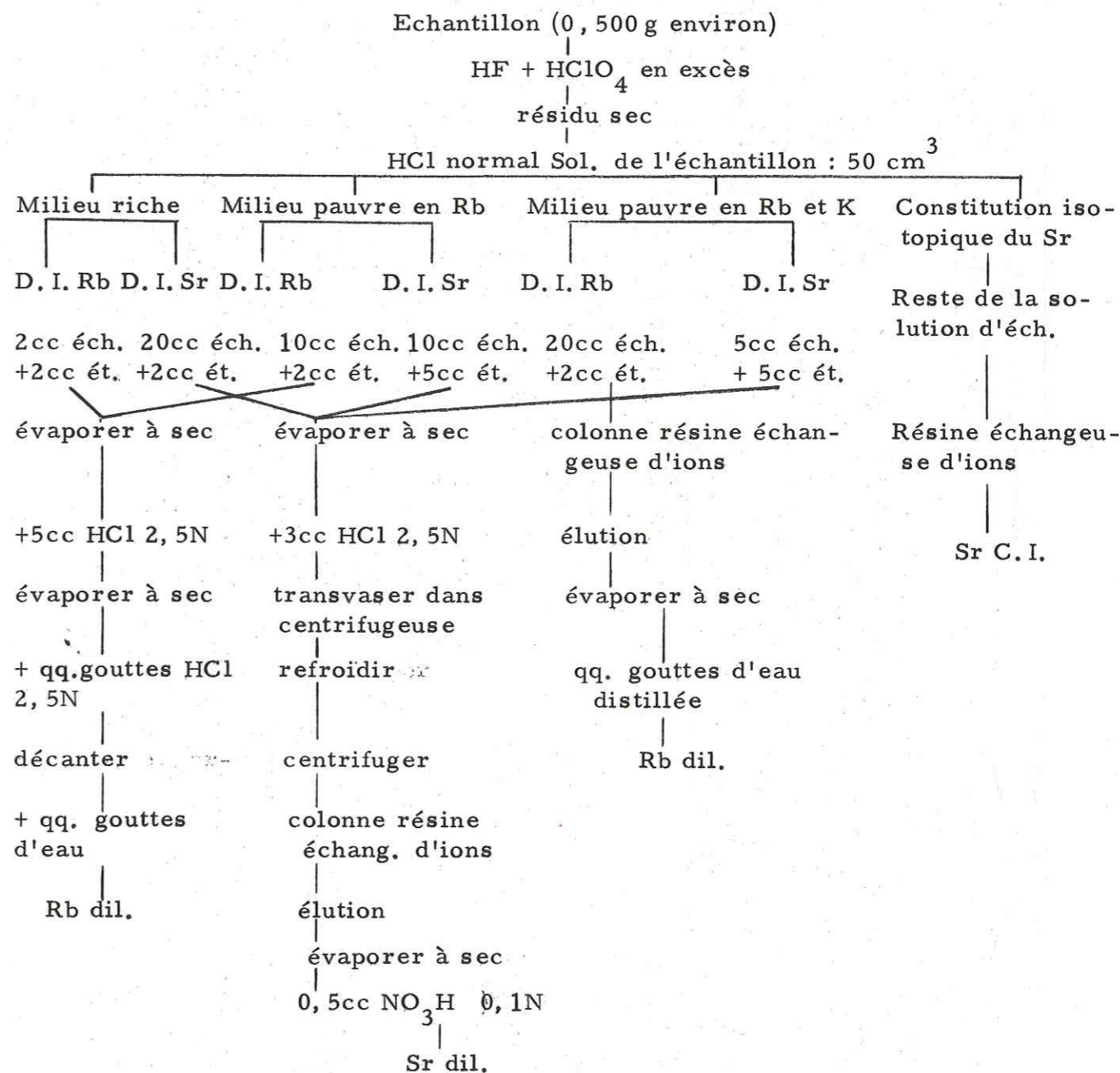
OPERATION DE SEPARATION DES MINERAUX



8.3.2.3 Préparation des solutions chimiques pour le dosage de Rb et Sr

Pour plus de détails, cf. la troisième édition de la note de M. BONHOMME et al., par M. VACHETTE (1969), et voir aussi le tableau 8.4 des opérations chimiques.

TABLEAU 8.4
OPERATIONS CHIMIQUES



8.3.2.4 Principe de l'extraction du Rb

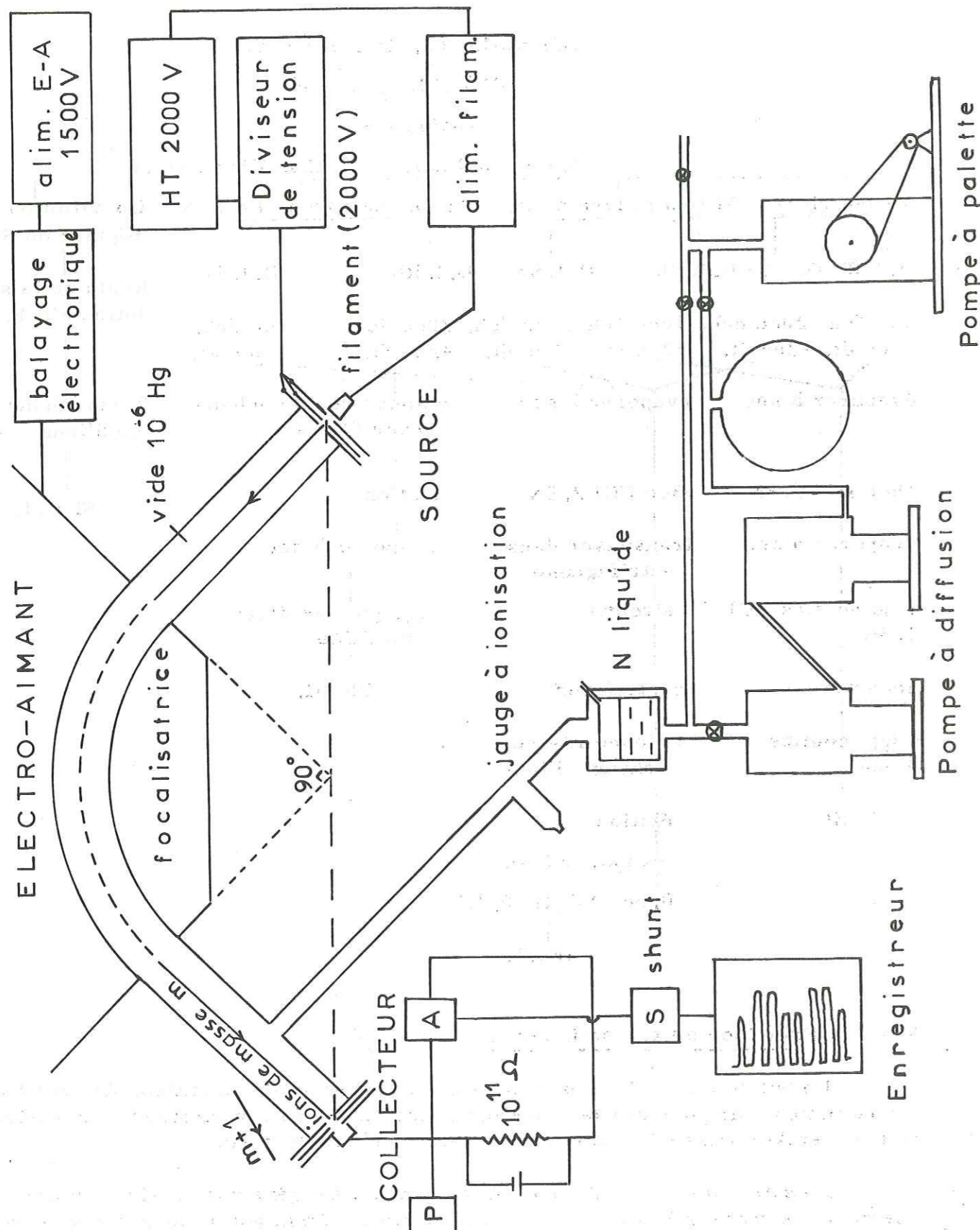
Le but de l'opération est d'obtenir, à partir de l'échantillon, du rubidium suffisamment pur pour que la constitution isotopique de son mélange avec étalon interne (spike) puisse être mesuré au spectromètre de masse.

Le strontium, entraîné en faible quantité, ne gêne pas, malgré le chevauchement des masses 87 Rb et 87 Sr, car le Rb est émis sur le filament du spectromètre à une température plus basse que Sr.

Pour les milieux pauvres en Rb, le Sr doit être séparé de Rb sur colonne de résine échangeuse d'ions.

SPECTROMETRE de MASSE AEI-MS 2S

PI.10



8.3.2.5 Principe de l'extraction du Sr

Il est nécessaire que le Sr extrait ne renferme pas de Rb, en raison du chevauchement des masses 87 Rb et 87 Sr. Une correction est possible en utilisant la hauteur du pic 85 Rb et le rapport connu 85 Rb/87 Rb qui est égal à 2,59. Mais s'il y a beaucoup de Rb, la précision est mauvaise.

Par contre, une petite quantité de Rb peut être tolérée, car on peut éliminer ce Rb sur le filament à une température inférieure à la température d'émission du Sr (élimination du pic 85 Rb avant l'apparition du pic 88 Sr).

Quantité d'étalon à utiliser :

Les quantités d'étalon utilisées sont celles qui donnent une hauteur sensiblement égale aux pics Rb 85/87 et Sr 86/88 à la mesure.

Rappelons que les "spikes", désignés ici sous le nom d'étalons, sont des solutions de Rb ou de Sr de constitution isotopique anormale : Rb étalon est enrichi en 87 Rb et Sr étalon en 86 Sr. Pour plus de précisions, voir la troisième édition de la note de M. BONHOMME et al., par M. VACHETTE, 1969.

8.4 MESURE AU SPECTROMETRE DE MASSE (pl. 10)

Les mesures de teneurs du Rb et du Sr sont faites par un spectromètre de masse AEI - MS 2S, à source pour solide et par la méthode de la dilution isotopique.

8.4.1 Principe physique du spectromètre de masse

Les ions positifs monoionisés de Rb et Sr par exemple, sont émis dans le vide par un filament chauffé sur lequel on a déposé un chlorure ou un nitrate (dispositif dit source pour solides à émission thermoionique).

Les ions sont accélérés dans le vide de $5 \cdot 10^{-7}$ mm Hg, par un champ électrique. La vitesse v que prennent les ions de masse m dans un champ accélérateur V est :

$$v = \sqrt{\frac{2eV}{m}} \quad (1)$$

e = la charge de l'électron

Le faisceau pénètre ensuite dans un champ magnétique H, normal au faisceau. Les ions sont déviés suivant des arcs de cercle de rayon r dans le plan normal à H, tels que :

$$r = \frac{mv}{eH} \quad (2)$$

Les ions sont en même temps focalisés vers un point.

En tenant compte de l'équation (1), on obtient l'équation du spectromètre :

$$m = e \frac{r^2 H^2}{2V} \quad (3)$$

A Clermont-Ferrand, $r = 150$ mm, la formule donnant la masse :

$$m = 0,0108 \frac{H^2}{V} \quad (4)$$

où H est en gauss et V en volts.

A la sortie du champ magnétique, les ions de masse donnée sont isolés par la série des fentes F du collecteur, et reçus dans une cage de Faraday, reliée à un amplificateur et un appareil de mesure d'ions ; l'intensité enregistrée sur un enregistreur à papier, est traduite sous forme de pics.

En faisant varier progressivement le champ magnétique H, on peut amener successivement les ions de masses différentes dans les fentes F (balayage de masses), et mesurer les bombardements d'ions correspondant à chacune des masses.

Sur un enregistrement, chaque masse donnera un pic dont la hauteur sera proportionnelle au nombre d'ions présents. On pourra ainsi déterminer la constitution isotopique d'un élément.

Remarque :

Dans la formule du spectromètre, seul intervient le rayon de déviation du faisceau, et non l'angle de déviation. Cet angle de déviation dépend seulement de la forme du champ magnétique, c'est-à-dire de la forme des pièces polaires de l'électroaimant. La forme de ces pièces joue un rôle très important dans la focalisation du faisceau d'ions à la sortie du champ magnétique.

Dans le spectromètre utilisé à Clermont-Ferrand, l'angle des faces d'entrée et de sortie du champ magnétique est de 90° , ce qui donne un angle de déviation du faisceau de 90° (spectromètre à secteur de 90°).

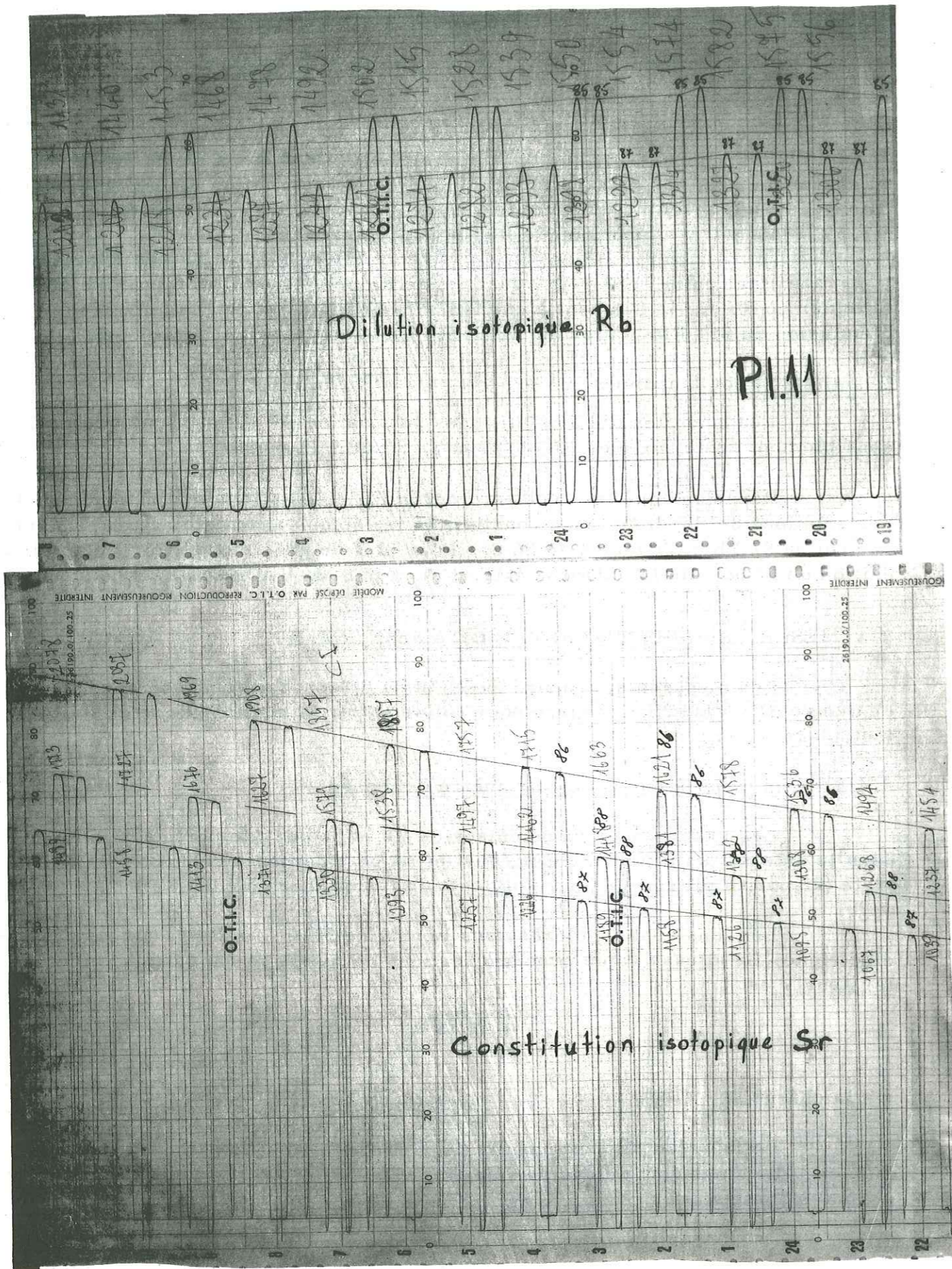
8.4.2 Enregistrement et mesure au spectromètre de masse

Pour la méthode du rubidium - strontium, on fait trois enregistrements pour chaque attaque d'un même échantillon, soit pour roche totale, soit pour minéraux : Diagramme D. I. Rb (dilution isotopique) ; on utilise un filament en tungstène (W) et on chauffe aux alentours de 2,3 - 2,7 Amp. La mesure du rapport des masses 85 Rb/87 Rb du mélange nous permet de déterminer, en connaissant la composition isotopique de l'étalon (spike), le rapport 85 Rb/87 Rb de l'échantillon; on enregistre 15 doublets 85-87, 87-85, 85-87, -- par balayage électronique.

Diagramme D. I. Sr : on utilise un filament en Rhénium (Rh) et on chauffe jusqu'à 3,8 - 4,0 Amp. De là, on calcule le rapport 86 Sr/88 Sr de l'échantillon. On enregistre 15 doublets 86-88, 88-86, 86-88, ...

Pour une dilution isotopique d'un milieu riche (biotite), on enregistre 86 Sr-87 Sr- et 88 Sr, qui permettent de calculer les rapports 86 Sr/88 Sr et 87 Sr/88 Sr.

Diagramme C. I. Sr : (constitution isotopique) : pour les minéraux pauvres en Sr (ou autres), le calcul du rapport 87 Sr/88 Sr après dilution isotopique par un étalon (spike) n'est pas précis. On doit mesurer au spectromètre de masse les rapports 87 Sr/86 Sr et 86 Sr/88 Sr sur une fraction de solution sans étalon.



A cause du fractionnement, on normalise le rapport 86 Sr/88 Sr avec la valeur 0,1194 :

$$(87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr})_n = \left(\frac{87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}}{2} \right)_m \cdot 1 + \left[\frac{(86 \text{ Sr}/88 \text{ Sr})_m}{0,1194} \right]$$

n = normalisé
m = mesuré
0,1194 = (86 Sr/88 Sr)_N

C'est ce rapport normalisé que l'on utilise pour tracer les isochrones.

On enregistre 25 triplets 86-87-88, 88-87-86, 86-87-88, ..., par balayage électronique.

8.4.3 Calcul d'erreur sur les mesures

La précision des mesures faites au spectromètre de masse est de l'ordre de 2%.

Principe de calcul d'erreur absolue E :

$$\text{sur } A + B \text{ (ou } A - B \text{)}, E = \sqrt{(E_A)^2 + (E_B)^2}$$

$$\text{sur } A \times B \text{ (ou } A/B \text{)}, E = A \times B \sqrt{\left(\frac{E_A}{A}\right)^2 + \left(\frac{E_B}{B}\right)^2}$$

Erreur sur le rapport isotopique du rubidium : on calcule la valeur moyenne du rapport $85 \text{ Rb}/87 \text{ Rb} = \bar{R}$.

Soit $\sum d^2$ la somme des carrés des écarts à la moyenne :

$$d^2 = (R_1 - \bar{R})^2 + (R_2 - \bar{R})^2 + \dots + (R_n - \bar{R})^2$$

n = nombre des mesures.

On détermine ensuite l'erreur type absolue :

$$E = \sqrt{\frac{\sum d^2}{n-1}} \times \frac{1}{n} = \sqrt{\frac{\sum d^2}{n(n-1)}}$$

Pour le strontium, on opère de la même façon.

Conventions d'écritures :

- N = Normal
- S = Spike (étalon)
- Sr_N = Sr normal
- Sr_M = Sr moderne
- Sr_R = Sr radiogénique
- 87 Sr/86 Sr_C = rapport 87 Sr/86 Sr calculé

87 Sr/86 Sr_m et 86 Sr/88 Sr_m = rapports mesurés

87 Sr/86 Sr_n = rapport normalisé.

Sur ces principes, on calcule successivement :

- pour le Rb 87 : l'erreur sur N, l'erreur sur S, l'erreur sur N/S, l'erreur sur N'/S', l'erreur sur le poids de Rb total par gramme d'échantillon, et l'erreur sur le poids de 87 Rb ;
- pour le Sr normal : l'erreur sur N, l'erreur sur S, l'erreur sur N/S, l'erreur sur N'/S', l'erreur sur le poids de Sr normal et sur le poids de Sr normal par gramme d'échantillon ;
- pour le Sr radiogénique : l'erreur sur N, l'erreur sur S, l'erreur sur R/S, l'erreur sur R'/S', l'erreur sur le poids de Sr 87 radiogénique, et sur le poids de Sr 87 radiogénique par gramme d'échantillon ;
- pour les erreurs sur l'âge, le rapport 87 Sr*/87 Rb et l'erreur sur le quotient de ce rapport par la constante de désintégration.

A Clermont-Ferrand, les calculs de rapport, de teneur et d'erreur sont faits par un petit ordinateur, ce qui permet d'éviter les calculs longs et fastidieux.

8.5 PREDOSAGE DES ECHANTILLONS DE ROCHE TOTALE PAR ABSORPTION ATOMIQUE

Pour faire un choix parmi les échantillons qu'il est intéressant de mesurer au spectromètre, on détermine leurs teneurs en Rb et Sr à l'aide de l'absorption atomique. Ce procédé permet de choisir les échantillons susceptibles de donner le plus d'indications sur la pente de l'isochrone, et permet d'éviter des diagrammes inutiles.

8.6 MESURES DU MASSIF SYENITIQUE DE KÖSE DAĞ

8.6.1 Localisation et nature des échantillons

Pour la localisation des échantillons, se conférer à la planche orohydrographique (pl. h - t.).

Nature des échantillons :

<u>Ech. :</u>	<u>Nature :</u>
RT 71-4*	Syénite quartzifère
RT 71-10*	Syénite quartzifère
RT 71-15*	Microgabbro en amas
RT 71-16*	Syénite sombre
RT 71-20* + Bi + FK + Pl	Syénite à biotite (monzonite)
RT 0-41*	Syénite monzonitique (faciès de bordure)
RT 71-25*	Syénite quartzifère à grain fin

RT A* + FK	Syénite quartzifère à grain moyen
RT 71-26	Syénite monzonitique
RT 0-51	Syénite à biotite (monzonite)
RT 02	Syénite à biotite (monzonite)

(* = échantillon passé au spectromètre de masse)

8.6.2 Résultats des mesures en absorption atomique

Les prédosages de Rb et Sr sont faits par E. GAMOT (Laboratoire de géochronologie de Clermont-Ferrand), en vue de choisir les échantillons susceptibles de donner des résultats utiles.

Dans la nature, l'abondance du rapport 87 Rb/86 Sr est égale à :

$$\frac{(\text{Rb}) \times 2,895628}{\text{Sr}}$$

En plaçant ces points sur un diagramme, on a déjà une idée de l'allure de l'isochrone que l'on obtiendra d'après les mesures de spectromètre de masse.

TABLEAU 8.5
PREDOSAGE DES ECHANTILLONS

Echantillons	Rb en ppm.*			Sr en ppm.			87 Rb/86 Sr
	1	2	m	1	2	m	
RT 71- 4	116	116	116	416	418	417	0,805
RT 71- 8	196	200	198	478	482	480	1,194
RT 71-10	329	332	331	124	123	124	7,729
RT 71-15	18,1 18,3	18,9	18,4	718	718	721	0,075
				722	725		
RT 71-16	224	227	226	370	372-373	372	1,759
RT 71-20	185	185	185	495	503	499	1,073
RT 0-41	98	98	98	723 727	729	726	0,391
RT 71-25	311	315	313	115	115	115	7,881
RT A	359	361	360	76,1	77,5	76,8	13,573
RT 71-26	99	99	99	792	797	795	0,360
RT 0-51	204	207	206	439	443	441	1,352
RT 02	196	196	196	491	497	494	1,199

* ppm = 10⁻⁶ g pour 100 g.

8.6.3 Résultats des mesures au spectromètre de masse

TABLEAU 8.6

Résultats SM des R. T.

n° éch.	n° enregistrement	Rb	Sr	87 Rb/86 Sr	87 Sr/86 Sr
71- 4	5716	118,561	417,599	0,8216 ± 0,0252	0,7058 ± 0,0004
71- 8	5717	207,083	490,969	1,2205 ± 0,0379	0,7050 ± 0,0004
71-10	5718	329,421	113,450	8,4049 ± 0,2574	0,7083 ± 0,0004
71-15	5719	19,942	725,051	0,0796 ± 0,0026	0,7084 ± 0,0007
71-16	5720	240,766	393,047	1,7723 ± 0,0542	0,7036 ± 0,0004
71-20	5721	209,921	523,125	1,1614 ± 0,0613	0,7073 ± 0,0004
0-41	5722	106,480	725,670	0,4245 ± 0,0132	0,7042 ± 0,0004
71-25	5797	317	110	8,343 ± 0,083	0,7096 ± 0,0005
A	5798	375	81	13,38 ± 0,134	0,7131 ± 0,0005
A - FK		424,755	104,313	11,789 ± 0,362	0,7112 ± 0,0005

Dans le faciès de syénite à biotite (éch. 71-20) qui se présente avec un caractère pegmatitique à l'intérieur du massif, on a trié :

biotite, plagioclase, feldspath potassique, et les mesures du spectromètre de masse sont données dans le tableau suivant.

TABLEAU 8.7

Résultats du faciès pegmatitique

n° éch.	n° enregistr.	Rb	Sr	87 Rb/86 Sr	87 Sr/86 Sr
71-20	5721	210	523	1,1614 ± 0,0116	0,7073 ± 0,0004
BiI	-	834	29,4	82,5 ± 0,825	0,7481 ± 0,0005
BiII	-	822	29,0	82,3 ± 0,823	0,7527 ± 0,0005
PL	-	22,3	941	0,069 ± 0,0007	0,7054 ± 0,0005
FK	-	356	582	1,770 ± 0,018	0,7054 ± 0,0005

Deux échantillons d'andésite (A 11 et 26 G) ont été mesurés, en vue de préciser l'origine du magma originel.

TABLEAU 8.8
Résultats des andésites

n° éch.	n° enregistr.	Sr	87 Sr/86 Sr
A 11	5799	775	0,7032 ± 0,0005
		789	0,7038 ± 0,0005
26G	5800	-	0,7037 ± 0,0005
		-	0,7030 ± 0,0005

8.7 INTERPRETATION DES RESULTATS

8.7.1 Interprétation de l'isochrone des roches totales

Toutes les roches totales ont été placées sur le même diagramme (pl.12), ce qui nous a donné un nuage de points. Nous avons éliminé certains échantillons, car l'échantillon 71-15 est une enclave, et l'échantillon 71-16 est au contact des kératophyres et de ce fait situé trop bas par rapport à l'isochrone, car il aurait perdu du Sr.

L'échantillon 71-20 appartient au faciès pegmatitique, qui a été mesuré avec ses minéraux pour préciser son origine et son âge.

Si on aligne les points de roches totales R. 71-4, 71-8, 71-10, 041, 71-25 et A, on obtient comme âge absolu du massif syénitique :

$$t = 42 \pm 4 \text{ M. A.}$$

avec :

$$87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr initial} = 0,7043 \pm 0,0005$$

Cet âge correspond au Priabonien Moyen. La valeur de 87 Sr/86 Sr initial nous indique une origine profonde dans la zone de passage manteau - croûte.

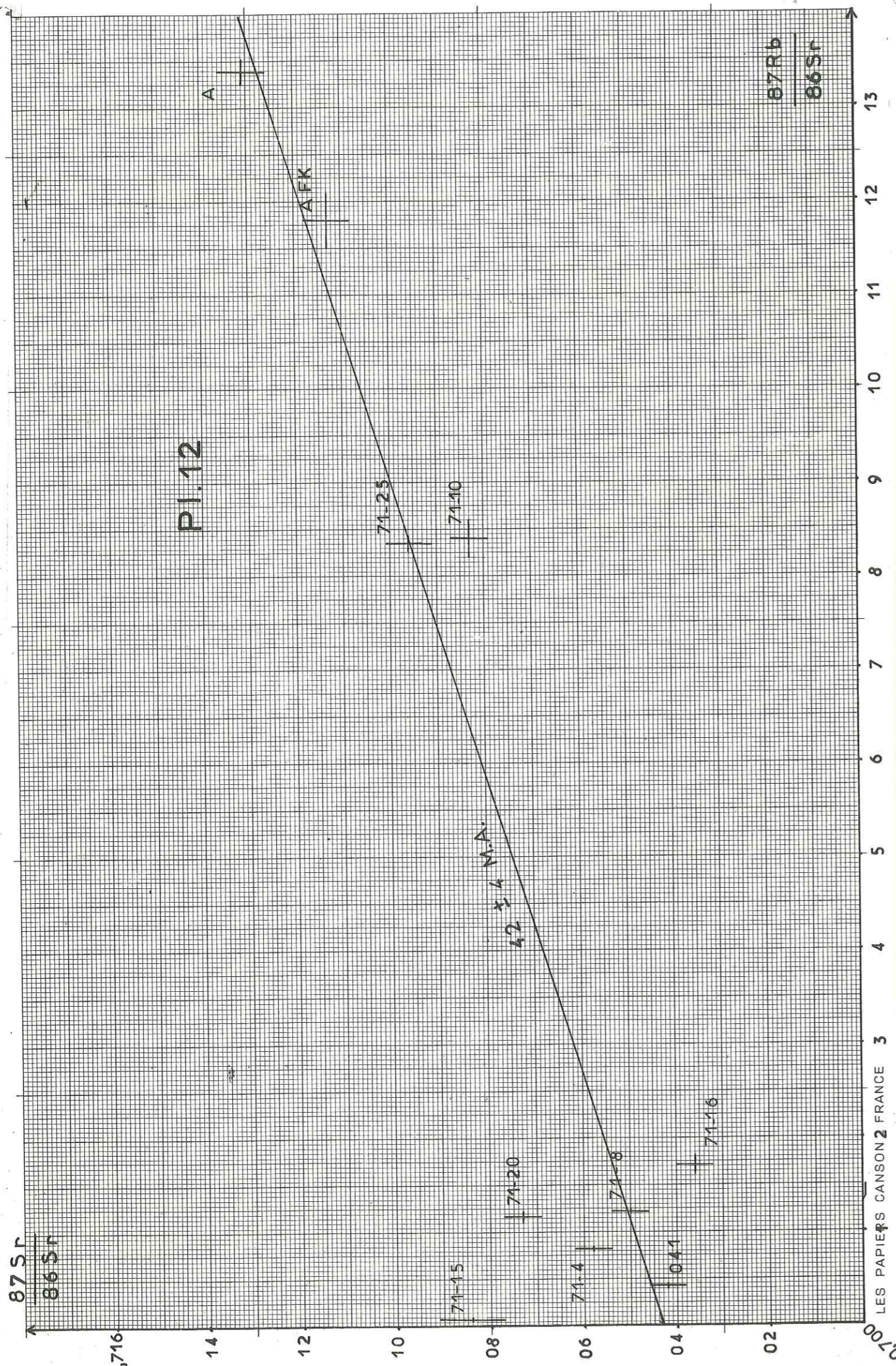
8.7.2. Interprétation de l'isochrone de faciès pegmatitique (pl. 13)

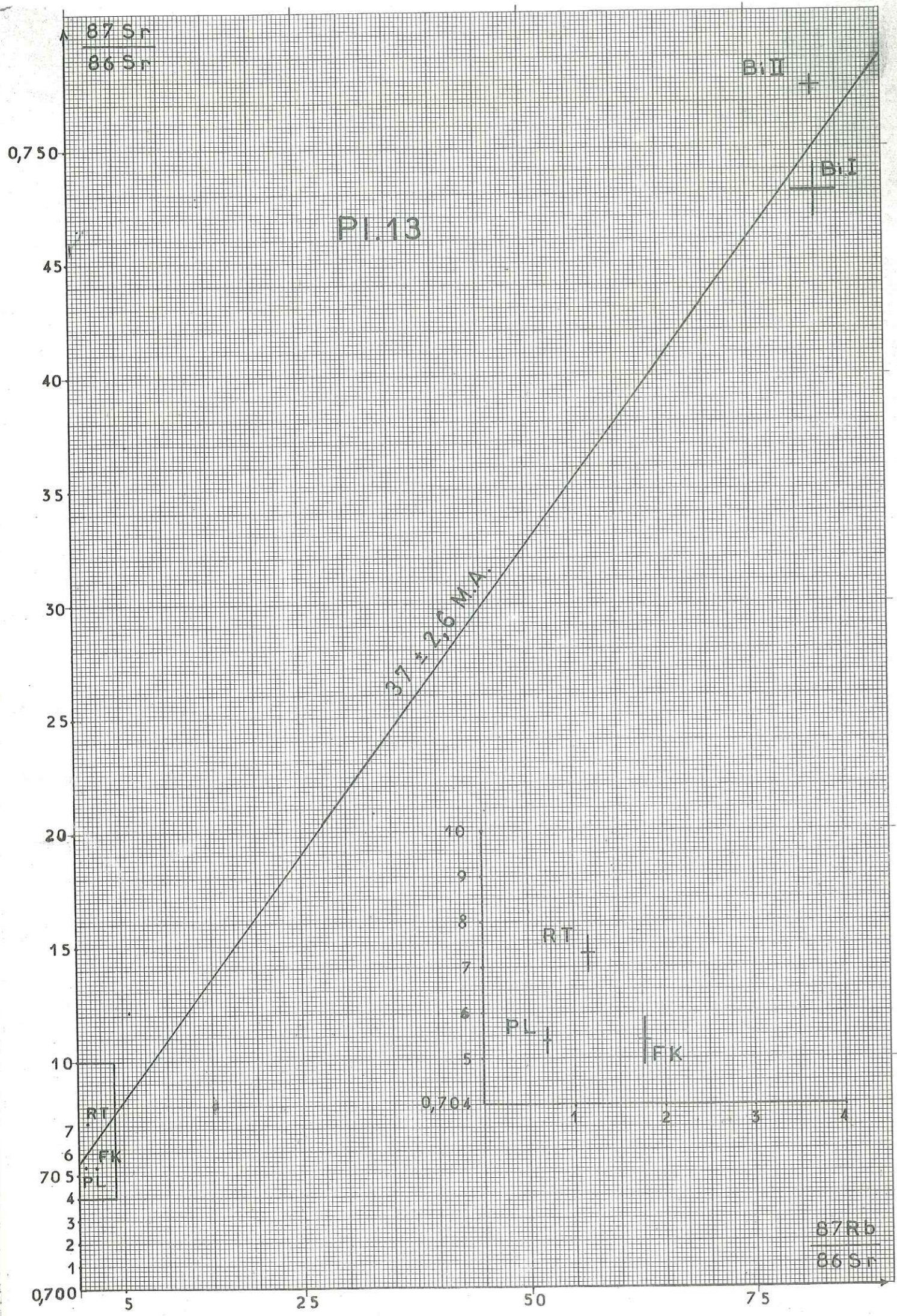
L'échantillon 71-20 et ses minéraux nous donnent un âge de :

$$t = 37 \pm 2,6 \text{ M. A.}$$

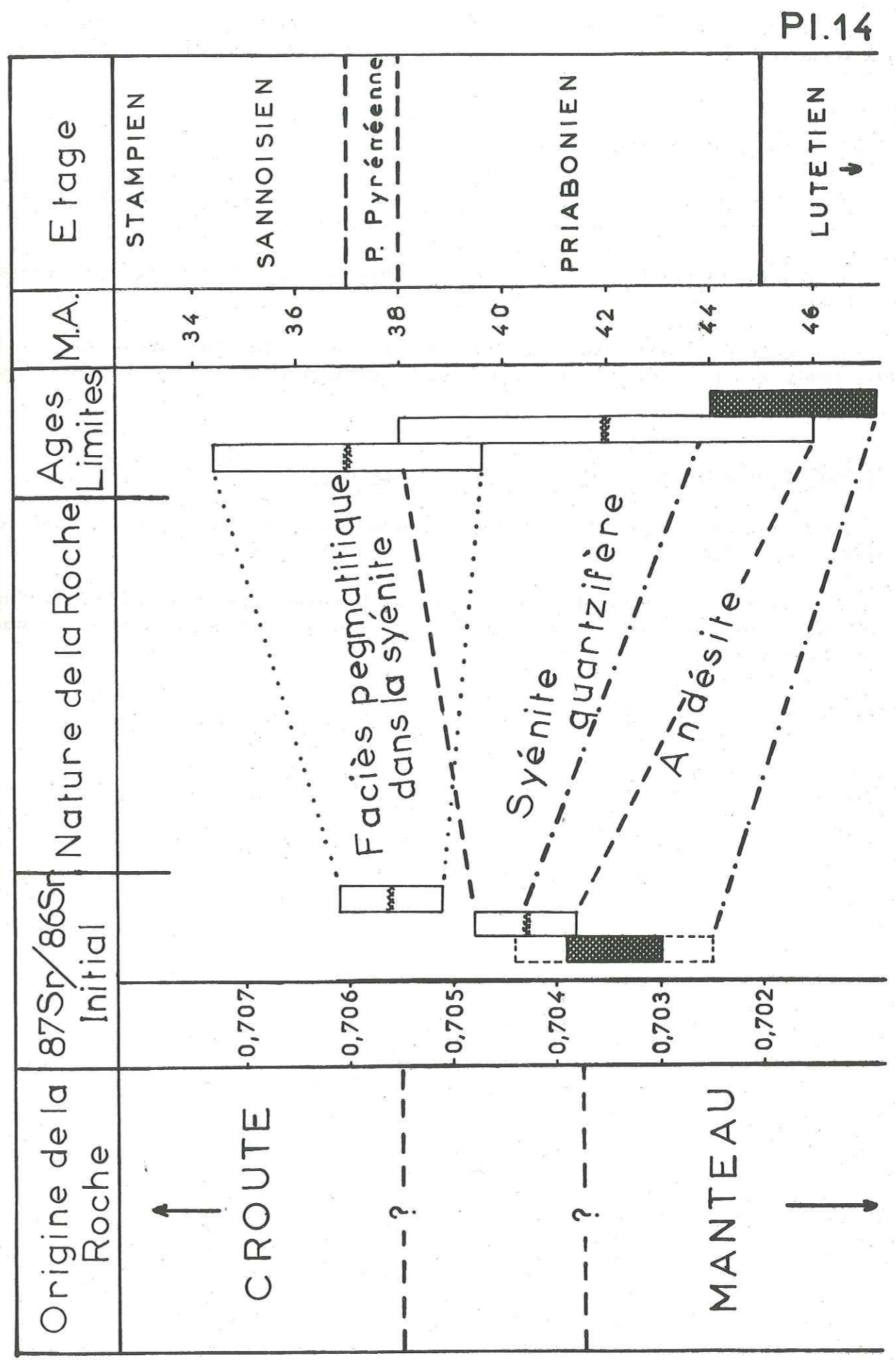
avec :

$$87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr initial} = 0,7056 \pm 0,0005$$





LES PAPIERS CANSON - FRANCE



1.112

Sur le diagramme, le point de la roche totale est un peu haut, au-dessus de l'isochrone, ce qui explique la valeur élevée de 5,3 pour le coefficient de corrélation (94,7%).

8.8. DISCUSSION SUR L'ORIGINE DU MAGMA (pl114)

Nous voyons que dans le temps nous avons une évolution de l'origine de nos roches dans le sens manteau sup. → limite manteau - croûte → croûte inf.

Le magma originel de nos andésites porphyriques (Lutétien sup.) proviendrait du manteau.

Les syénites priaboniennes viendraient du manteau supérieur ou de la base de la croûte, tandis que le faciès pegmatitique, plus récent, serait le résultat d'une activité plus crustale.

8.9. CONCLUSION DE L'ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE.

Notre massif de syénites quartzifères aurait un âge de 42 ± 4 M. A., donc serait postérieur aux andésites d'âge Lutétien Sup-Priabonien "basal".

Le faciès pegmatitique de syénite à biotite (monzonite) serait le résultat d'une activité qui serait postérieure à la mise en place du massif syénitique, et aurait une origine plus crustale.

CHAPITRE IX

MINERALISATION DE LA REGION

- 9.1 MINERALISATION LIEE AU COMPLEXE OPHIOLITIQUE.
- 9.2 MINERALISATION LIEE AUX ROCHES VOLCANIQUES.
- 9.3 MINERALISATION D'ORIGINE PLUTONIQUE EN LIAISON AVEC LE MASSIF SYENITIQUE CIRCONSCRIT.
- 9.4 MINERALISATION LIEE AUX ROCHES RHYOLITQUES POST-PLUTONIQUES.
- 9.5 ETUDES DES SECTIONS POLIES.
- 9.6 CONCLUSION.

La région étudiée présente quelques filons minéralisés, exploités au temps de l'Empire Ottoman par les étrangers. Pour cette raison, les minéralisations ont fait l'objet d'études et de visites succinctes de la part des prospecteurs du M. T. A.

On peut grouper les minéralisations de la région en quatre groupes :

- 1) Minéralisation liée au complexe ophiolitique ;
- 2) Minéralisation liée aux roches volcaniques andésitiques et leurs tufs ;
- 3) Minéralisation d'origine plutonique en liaison avec le massif syénitique circonscrit ;
- 4) Minéralisation liée aux roches rhyolitiques post-plutoniques.

9.1 MINERALISATION LIEE AU COMPLEXE OPHIOLITIQUE.

A l'Est de Çokrak, au lieu-dit de Karasu Mvk, nous avons des petits filonnets de talc associés aux dolomies, dans les ophiolites serpentinisées.

La valeur économique de ces indices reste à préciser.

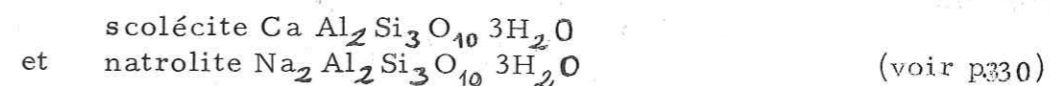
Dans la même région, nous avons trouvé un bloc de serpentinite à chromite. Le gisement n'a pu être localisé. C'est la chromite du type léopard, qui présente une certaine stratification, avec des lits plus ou moins riches en chromite.

L'échantillon (D2.1) passé aux R. X. nous a permis de préciser qu'une chlorite chromifère (Kotschubeite ou Kammererite), accompagne la chromite.

Le comptage de points du même échantillon nous a permis de préciser que nous avons 44% en poids de chromite.

9.2 MINERALISATION LIEE AUX ROCHES VOLCANIQUES : SURTOUT DES MINERALISATIONS DE NATURE CUPRIFERE.

Métallogénie : ce sont des concentrations en rapport avec des appareils volcaniques et leur activité hydrothermale dans les laves et dans les tufs. Les coulées de laves andésitiques de la région contiennent dans leurs fissures du cuivre natif, Cuprite Cu_2O , Ténorite CuO , Azurite $2\text{CuCO}_3\text{Cu}(\text{OH})_2$ et Malachite $\text{CuCO}_3(\text{OH})_2$. A ces minéraux métallifères, s'associent des zéolites, tels que le mélange de :



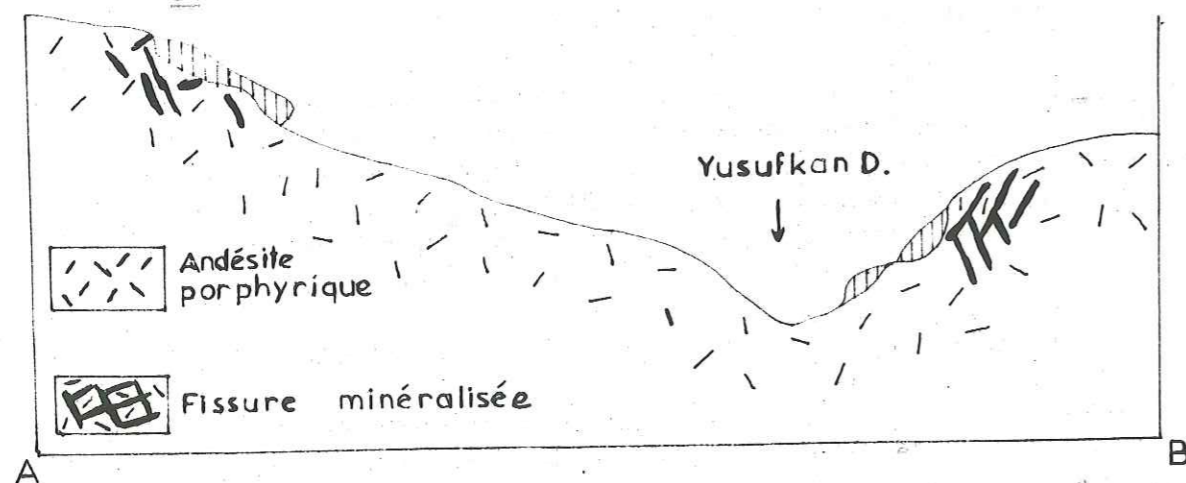
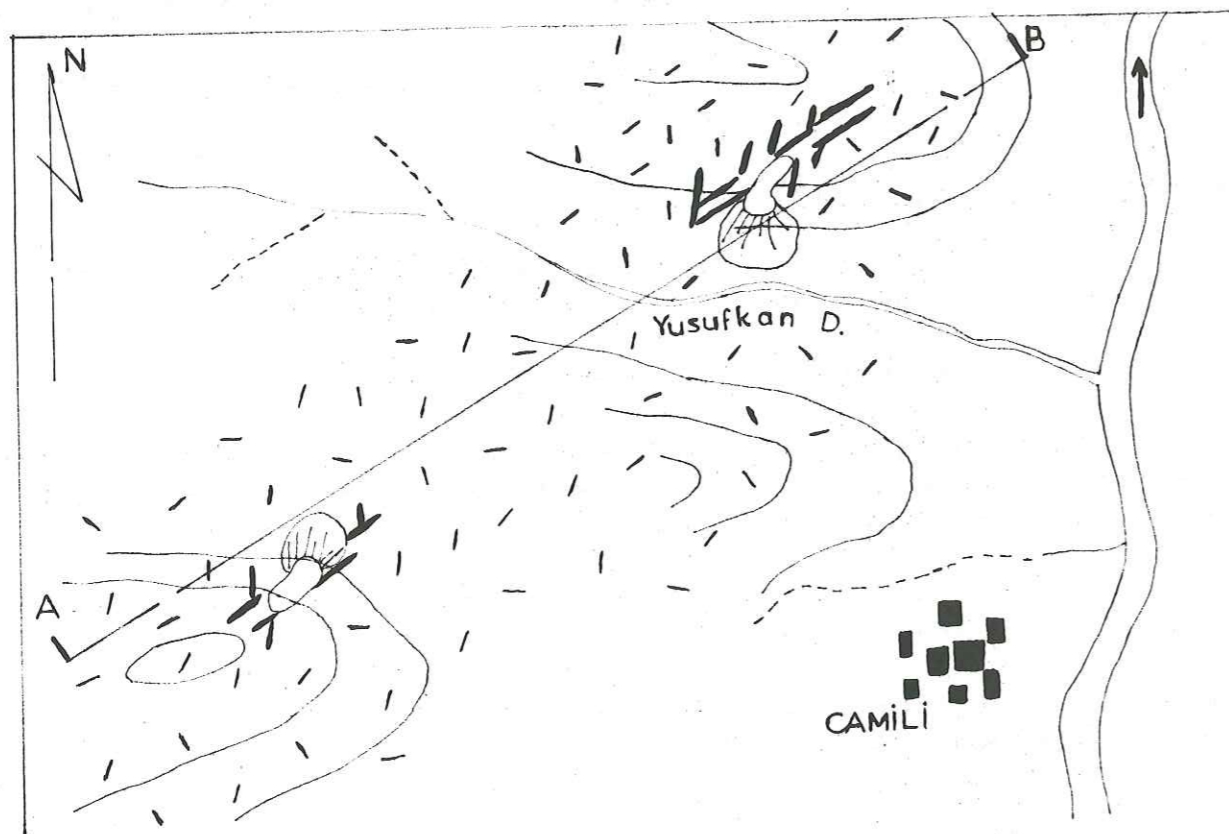
D'après W. LINDGREN, ces paragenèses indiquent une température relativement faible qui ne paraît pas dépasser 250° . Il s'agirait de condensations pneumatolytiques à la fin du refroidissement de la lave. Ces gisements n'ont guère d'intérêt industriel. Dans certaines andésites, une teneur en cuivre de 0,02% ou plus rarement de 0,2% serait normale.

Dans les tufs volcaniques, certaines concentrations cuprifères formeraient des amas de substitution, en liaison avec une activité hydrothermale superficielle, postérieure à la période d'activité, ou sans relation directe avec celle-ci.

MINERALISATION DE CAMİLİ KÖY

Pl. 15

Echelle: 1/4000



Dans la région, on trouve en certains points des concentrations cuprifères, soit dans les fractures des andésites porphyriques, soit dans des tufs volcaniques au sein des formations volcano-sédimentaires.

De ces concentrations cuprifères, on peut retenir les indices suivants ;

Région du village d'Aksu :

Les andésites porphyriques présentent des concentrations cuprifères disséminées de nature surtout malachitique.

On voit très clairement que la pâte et les phénocristaux de plagioclases des andésites porphyriques sont pseudomorphosés par la malachite.

Aux abords du village d'Aksu, on remarque des concentrations de faible ampleur et de faible extension. Les zones contaminées ont une dizaine de centimètres d'épaisseur avec une teneur en Cu de l'ordre de 2,69% Cu.

Au lieu-dit Maden Kaya, sur la rive gauche d'Oluk Dere, au SE d'Aksu, on a une concentration plus importante dans une coulée de 2 m d'épaisseur d'andésite porphyrique. La substitution de malachite se localise au contact des tufs sous-jacents et des coulées de lave. Dans les coulées, une épaisseur de 50 cm est pseudomorphosée sur une longueur de 20 m. La teneur en Cu est de 4%.

Au NE de Kekeç, dans des tufs andésitiques, on note une imprégnation de malachite due à une activité hydrothermale superficielle. Des bancs richement imprégnés fournissent une teneur de 3,73% Cu.

La plus importante concentration cuprifère se localise au N de Camili, sur la rive gauche de Yusufkan Dere, à 1 600 m d'altitude (pl. 15) ; quelques travaux miniers ont été entrepris à cet endroit, et il existe une petite galerie. Ici, ce sont les fissures des coulées d'andésite porphyrique qui sont minéralisées, avec la paragenèse suivante :

civre natif + cuprite + ténorite + azurite + malachite.

C'est une concentration pneumatolytique à la fin du refroidissement des andésites. Dans cette région, on rencontre de nombreux indices de malachite de faible extension dans les coulées andésitiques.

Dans la paragenèse, c'est surtout le cuivre natif, la malachite et l'azurite qui ont de l'importance.

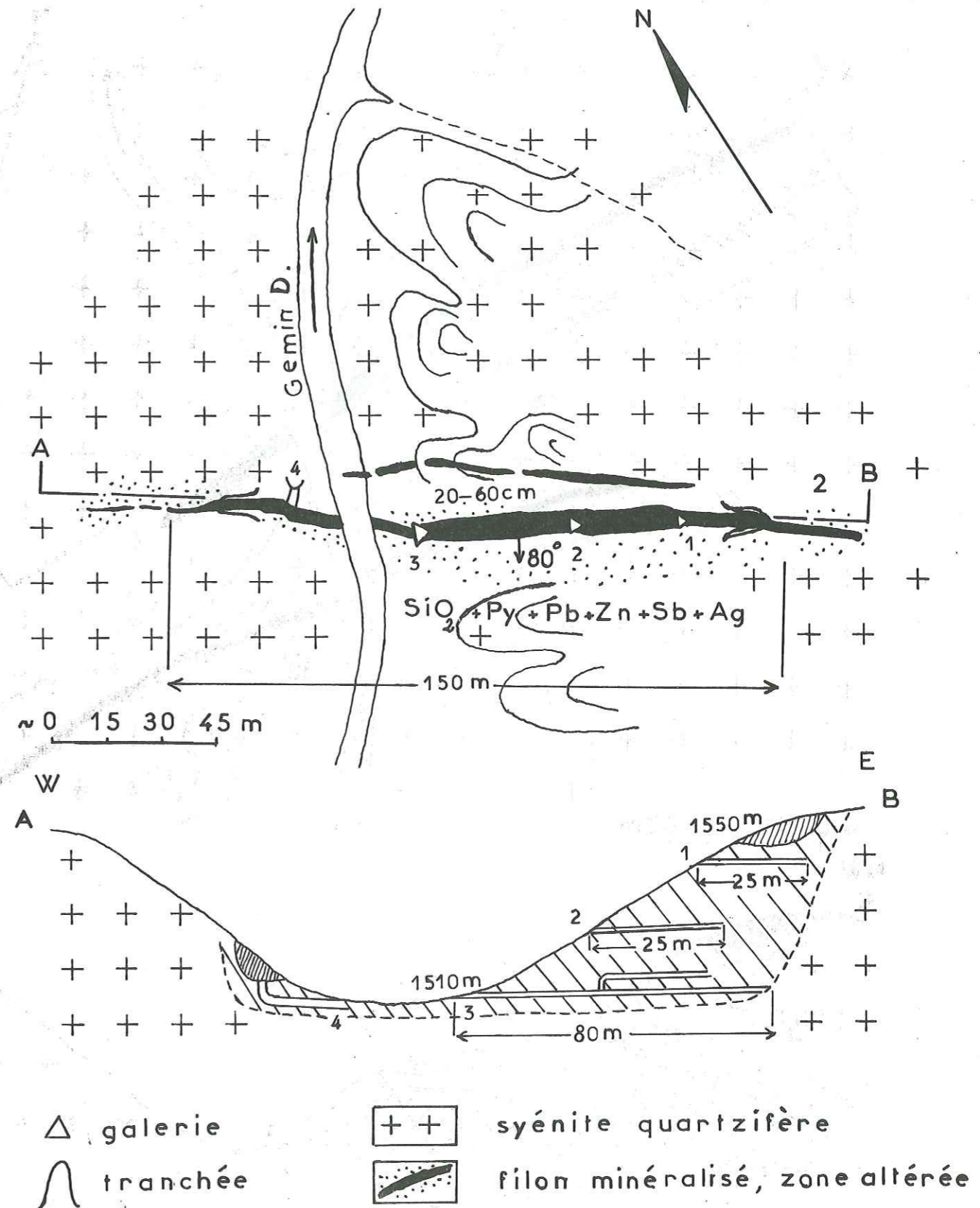
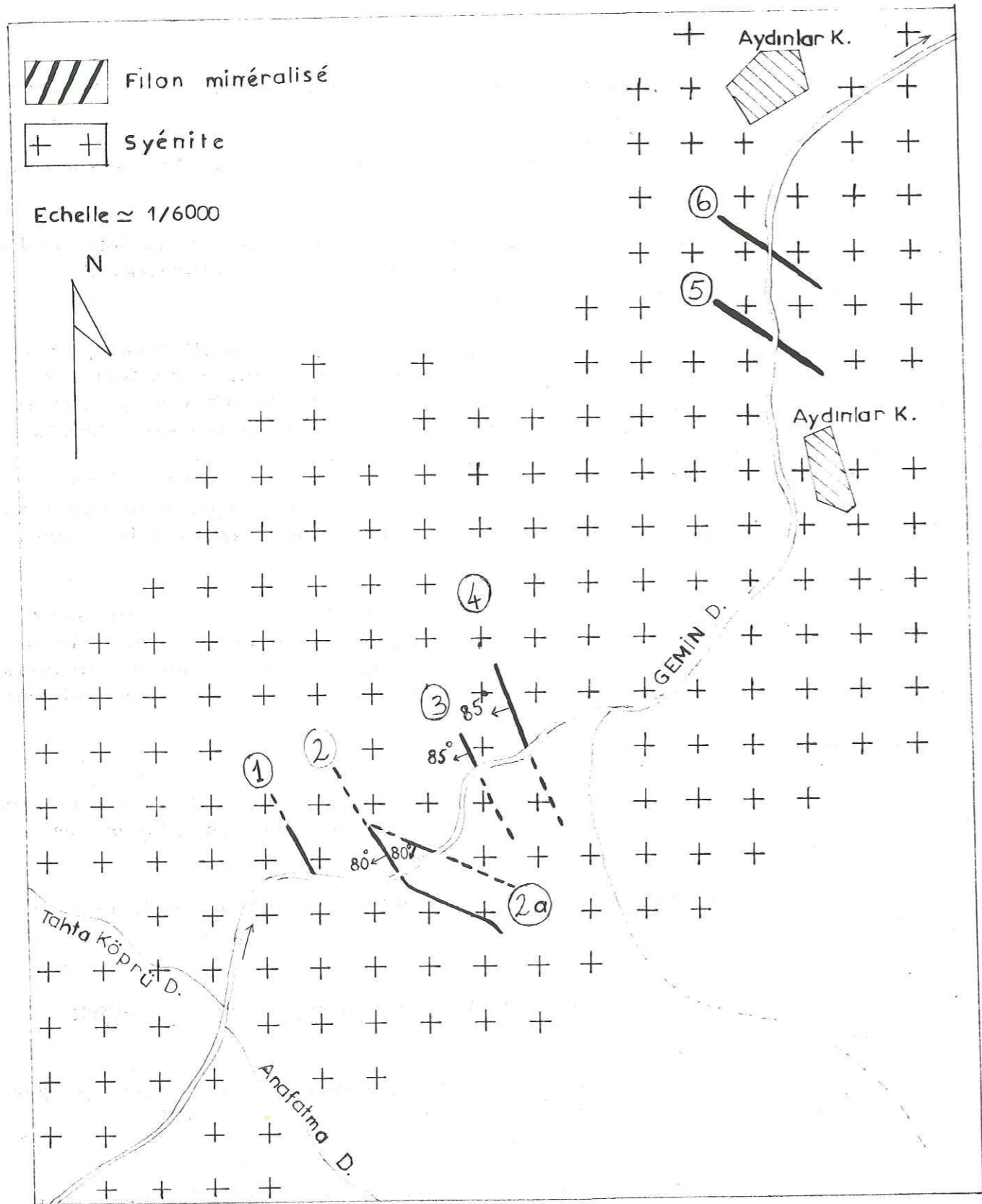
9.3 MINERALISATION D'ORIGINE PLUTONIQUE EN LIAISON AVEC LE MASSIF SYENITIQUE CIRCONSCRIT.

Ces minéralisations sont surtout du type d'association B. P. G. C., avec gangue quartzreuse. Dans certains secteurs, de l'antimoine s'associe au B. P. G. C. Ces minéralisations sont aussi argentifères.

Métallogénie : ce sont surtout des concentrations hydrothermales avec remplissage filonien et des substitutions en relation avec le massif plutonique.

Dans la région, nous avons deux districts différents.

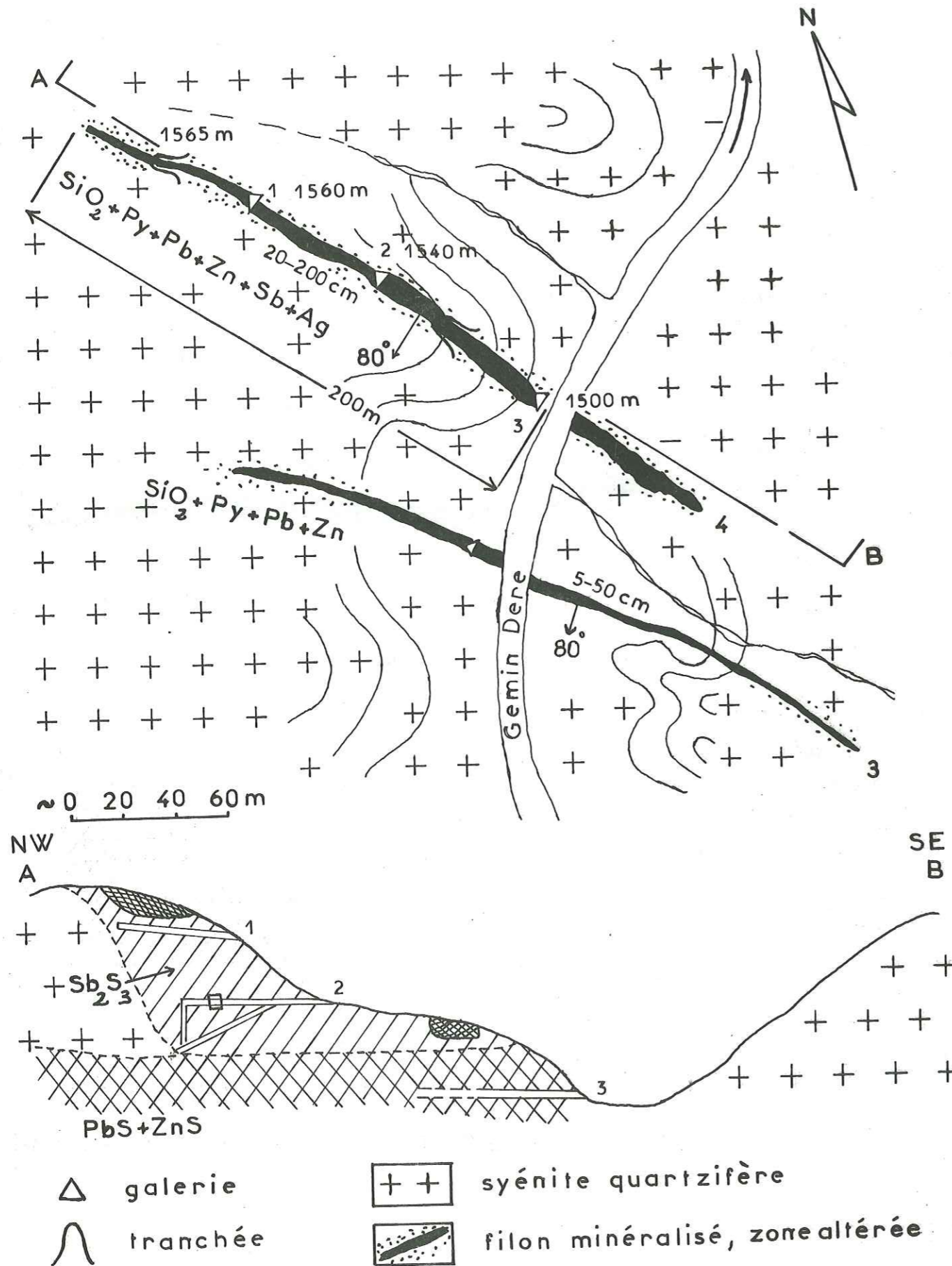
9.3.1 Minéralisation du village d'Aydinlar (pl. 16)



1/20

AYDINLAR (FILON 3 et 4)

Pl. 18



Nous avons eu connaissance des travaux de M. R. OVALIOĞLU qui a étudié ces minéralisations dans le cadre du M. T. A.

Dans cette concentration, nous avons la paragenèse :

Blende + Galène + Pyrite + Chalcopryrite + Stibine.

Cette paragenèse est argentifère avec gangue quartzeuse.

Nous avons identifié dans cette région six filons qui ont une direction N 140° à N 180° avec un pendage de 80° et 85° SW.

Filon 1 : suivi sur 80 m avec des épaisseurs variant entre 25 et 30 cm, il montre l'association suivante :

Pyrite + Galène + Chalcopryrite + plus ou moins de minerais nickelifères.

Filon 2 (pl. 17) : ce filon se trouve sur les deux rives de Gemin Dere. La paragenèse est essentiellement :

Pyrite + Galène + Blende + Chalcopryrite + Stibine.

Sur la rive droite, il y a trois niveaux de galeries. La galerie inférieure, à l'altitude de 1 510 m, est longue de 80 m avec une épaisseur de filons de 20 à 60 cm. Deux autres galeries de 25 m de long se trouvent au-dessus de la galerie inférieure principale.

Filon 3 : il se trouve à 1 515 m d'altitude, au bord du lit de Gemin Dere. C'est un filon à paragenèse :

Pyrite + Galène + Blende.

L'épaisseur du filon varie de 5 à 50 cm.

Filon 4 (pl. 18) : c'est l'un des filons les plus importants. Il se trouve à 1 500 m dans le lit du Gemin Dere. Il y a trois galeries autrefois exploitées. La galerie inférieure, à 1 500 m d'altitude, est à paragenèse :

Pyrite + Galène + Blende.

Les deux autres galeries sur la verticale de la précédente, et aux altitudes de 1 540 et 1 560 m ont comme paragenèse :

Pyrite + Galène + Blende + Stibine.

Les filons ont une longueur de 200 m et une épaisseur allant de 20 à 200 cm. Ici, on observe que la stibine se loge dans la partie supérieure des filons.

Filons 5 et 6 : ce sont de petits filons de faible importance, qui se trouvent entre les deux hameaux d'Aydinlar.

Dans tous les cas, la gangue est quartzeuse. Les minéralisations d'Aydinlar sont argentifères.

Les échantillons prélevés dans cette région, et analysés par les laboratoires du M. T. A. ont donné les résultats suivants :

Filon n°	Cu %	Pb %	Zn %	Ag g/t	Sb %
4 R. G.	0,3	12,07	17,62	108	0,5
2 R. D.	-	7,63	17,38	65,3	0,3
4 R. G.	1,8	9,13	10,99	372	0,79

Au SE en dehors de notre terrain, nous avons visité les minéralisations en liaison avec une apopse du massif syénitique au N de Zara, à Maden mezraasi.

Les analyses nous ont donné :

Ech. n°	Cu %	Pb %	Zn %	Ag g/t	Sb %
M1	0,4	10,25	11,27	196	0,07
M2	0,02	1,97	0,1	37,3	-
M3	0,4	2,22	6,98	100	0,01

(toutes les analyses chimiques sont faites sur échantillon sec).

9.3.2 Minéralisation de Tüylü Dere.

Ces minéralisations se trouvent au SW de Saryeri, au bord du ruisseau de Tüylü Dere. A partir de 1 820 m sur la rive gauche, on note la présence de galeries de mines exploitées pendant l'époque ottomane.

Ici, la paragenèse est seulement plombo-zincifère, avec concentration de galène et blende. La gangue est quartzo-argileuse, ou à barytine. Ces minéralisations ont une direction N 170° avec un pendage vertical.

9.3.3 Minéralisation de Kindil Dere.

Dans le lit de Kindil Dere, à 1 475 m d'altitude, les syénites sont imprégnées d'une paragenèse :

Galène + Blende (rare) + Pyrite,

et la gangue est limoniteuse avec SiO₂ colloïdal.

9.3.4 Minéralisation de Çağlayan Dere.

Sur le sentier muletier menant à Sovanovasi Y. à 1 800 m d'altitude, nous avons un filon de minerai de manganèse, de direction N 100° à pendage vertical.

Les études aux rayons X nous ont révélé la présence de :

Manganèse dioxyde : MnO₂ = Pyrolusite.

La gangue est limoniteuse.

9.4. MINERALISATION LIEE AUX ROCHES RHYOLITIQUES POST-PLUTONIQUES.

Le volcanisme rhyolitique post-plutonique s'accompagne d'un enrichissement en fer dans la région. Souvent c'est le fer qui donne leur couleur rouge aux formations. La silice colloïdale qui cimente les brèches rhyolitiques est coloré en rouge par l'hématite.

Au Sud de Saryeri, à Kiziltarla Tepe ("sommet du champ rouge"), nous avons un amas d'oxyde de fer ayant une forme elliptique, avec a = 50 m, et b = 30 m.

L'étude aux R. X. nous a révélé qu'il s'agit d'hématite.

La roche totale analysée quantitativement à la F. X. nous a donné 67 % d. Fe total.

En acceptant que l'amas ait une forme éllipsoïdale, nous pouvons estimer la réserve d'hématite à 630.000 t.

9.5 ETUDES DES SECTIONS POLIES (pl.19)

Quelques indices miniers ont été étudiés au microscope métallographique.

9.5.1 Minéralisation d'Aydinlar.

- Echantillon A5 : Aydinlar R. D., filon 2, galerie 3.

Paragenèse : Galène + Blende + Chalcopryrite + Pyrite + un minéral qui peut être de la sulfo-antimoniure ou de la sulfo-bismuthine.

Les contours sont dentelés, la gangue est quartzeuse.

- Echantillon A1 : Aydinlar R. G., filon 4, galerie 1.

Nous sommes en présence de stibine presque massive, avec sa disposition fibro-radiée et ses macles polysynthétiques du type albite, caractéristique au L. P.

- Echantillon A2 : Aydinlar R. G., filon 4, galerie 2.

Paragenèse : Galène + Blende + Pyrite, rare chalcopryrite.

Nous constatons qu'à l'échelle centimétrique, galène et blende se succèdent sur des lignes parallèles.

La galène présente des cassures triangulaires, et un clivage en ligne parallèle et recoupant habituels.

- Echantillon A3 : Aydinlar R. G., filon 4, galerie 1.

Cette fois, la stibine est avec de la pyrite. La pyrite se présente en "atoll texture" à l'intérieur de la gangue quartzeuse.

9.5.2 Minéralisation de Tüylü Dere.

- Echantillon T1 :

Paragenèse : Galène + Pyrite + Chalcopryrite + rare Blende + sulfo-antimoniure ou sulfo-bismuthine.

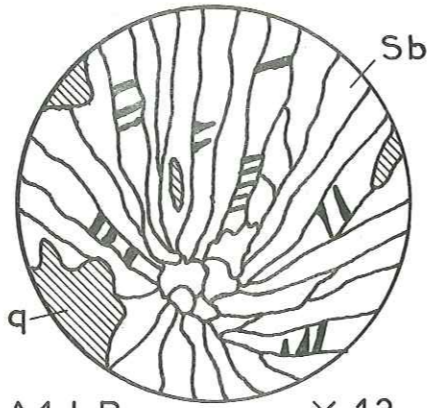
SECTIONS POLIES

sulfo Sb ou Bi?



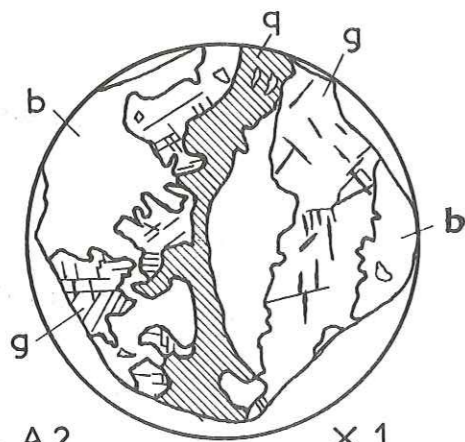
A5 LN X 24

Contours dentelés entre galène+blende et gangue



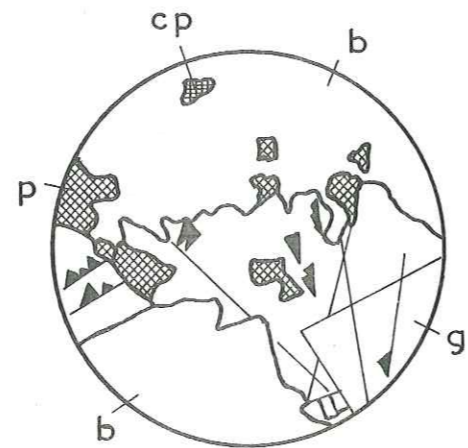
A1 LP X 12

Stibine fibro-radiée

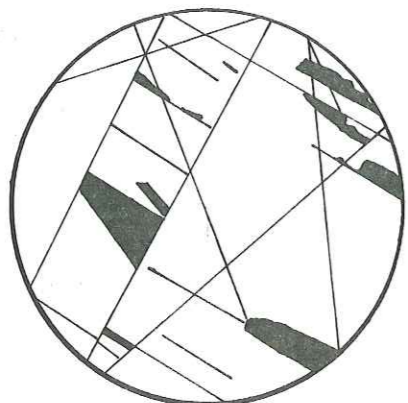


A2 X 1

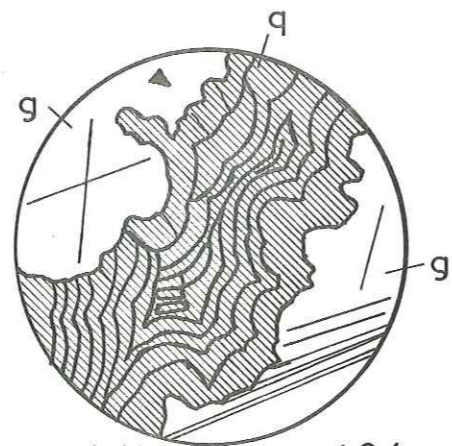
blende + galène



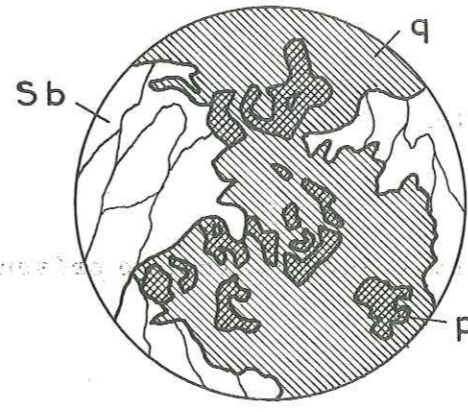
A2 LN X 24
pyrite + chalcopyrite dans blende



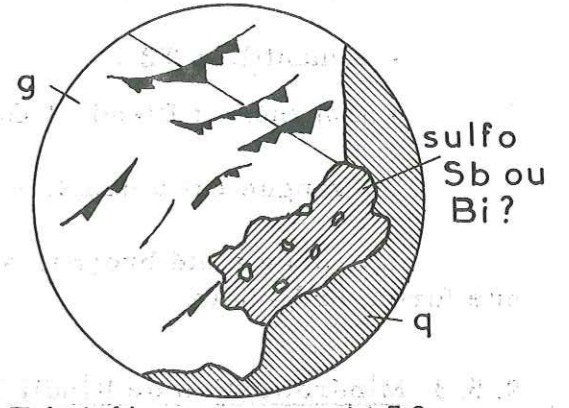
A2 LN X 24
Clivage et arrachement dans galène



24-30 LN X 24
gangue de SiO₂ colloïdale + galène

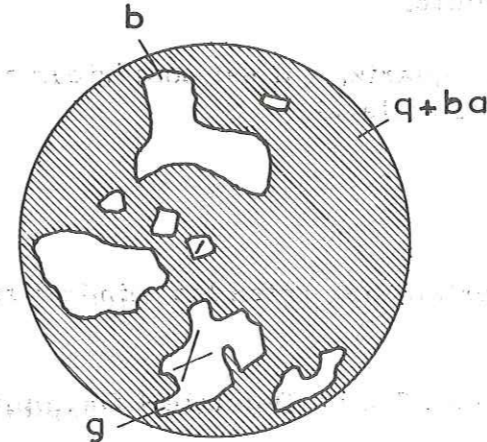


A3 LN X 24
Pyrite en "atoll texture" avec Stibine et quartz



T1 LN X 53

Galène à clivage courbe



T2 LN X 24
Blende et galène broyées
gangue: quartz + barytine



T1 LN X 24
gangue à quartz automorphe

Ma 125

Ma 126

La galène présente les cassures triangulaires, et le clivage en courbe qui traduit l'activité tectonique subie.

La gangue est à quartz automorphe.

- Echantillon T2 :

Paragenèse : Blende + Galène + Chalcopyrite.

La gangue est à quartz + barytine.

La roche a été broyée, ainsi que la galène et la blende. Tout se présente sous une forme bréchique.

9.5.3 Minéralisation de Kindil Dere.

- Echantillon 24-30 :

Paragenèse : Galène + Blende + trace de Pyrite + Chalcopyrite.

La gangue est à SiO colloïdale + Limonite.

On voit très bien la forme colloïdale du quartz, qui est postérieur à la galène, et qui s'est refroidi en prenant les contours de celle-ci.

9.6 CONCLUSION.

D'après nos études, nous voyons un certain lien entre les minéralisations et la nature des roches.

Aux ophiolites, correspond l'association : Talc + Dolomie + Chromite.

Aux andésites porphyriques, les minéraux cuprifères : Cuivre natif + Barnite + Ténorite + Malachite + Azurite.

Aux syénites quartzifères : Galène + Blende + Pyrite + Chalcopyrite + oxyde de Manganèse.

Enfin, aux roches rhyolitiques post-plutoniques, correspondent les concentrations de fer.

La région, avec tous ces indices, est intéressante, et, pour mieux évaluer son importance, elle doit être le sujet d'études plus complètes, avec des moyens de prospection appropriés.

Nous suggérons donc, dans une prochaine étape, une étude plus technique et plus métallogénique de la région et de ses alentours, dans le cadre d'une mission du M. T. A.

CHAPITRE X

TECTONIQUE

10.1 INTRODUCTION

10.2 ESSAI D'INTERPRETATION DE LA REGION DANS LE CADRE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES

10.1 INTRODUCTION.

La tectonique de la région est simple. On ne rencontre aucun pli formé dans les roches sédimentaires et volcano-sédimentaires. Les accidents tectoniques sont de nature cassante et de faible dimension.

La grande faille de Kelkit, qui est à 15 km au Nord de notre région, est la cause des tremblements de terre dans cette partie de la Turquie. Cette grande faille fait limite entre les Pontides et les Anatolides.

La faille de Kelkit serait une grande faille de décrochement entre les Pontides en mouvement vers l'Est, et les Anatolides en mouvement vers l'Ouest.

Dans notre région, les cassures n'ont aucune liaison avec cette zone de dislocation ; nos accidents ont plutôt tendance à être perpendiculaires à sa direction.

La formation volcano-sédimentaire a un pendage presque constant de $150^{\circ}\text{N } 15^{\circ}\text{W}$ dans toute la région.

Dans les andésites porphyriques, nous avons des petites failles qui disloquent les coulées.

Les dykes trachytiques remplissent les fractures liées au massif syénitique intrusif, et sont parallèles au contour de ce massif avec une direction 10°N .

Les fractures sont plus nombreuses autour du massif plutonique, et sont disposées radialement au massif.

Le massif syénitique est fortement diaclasé ; les mesures faites (fig. 14) nous indiquent trois éventails de direction :

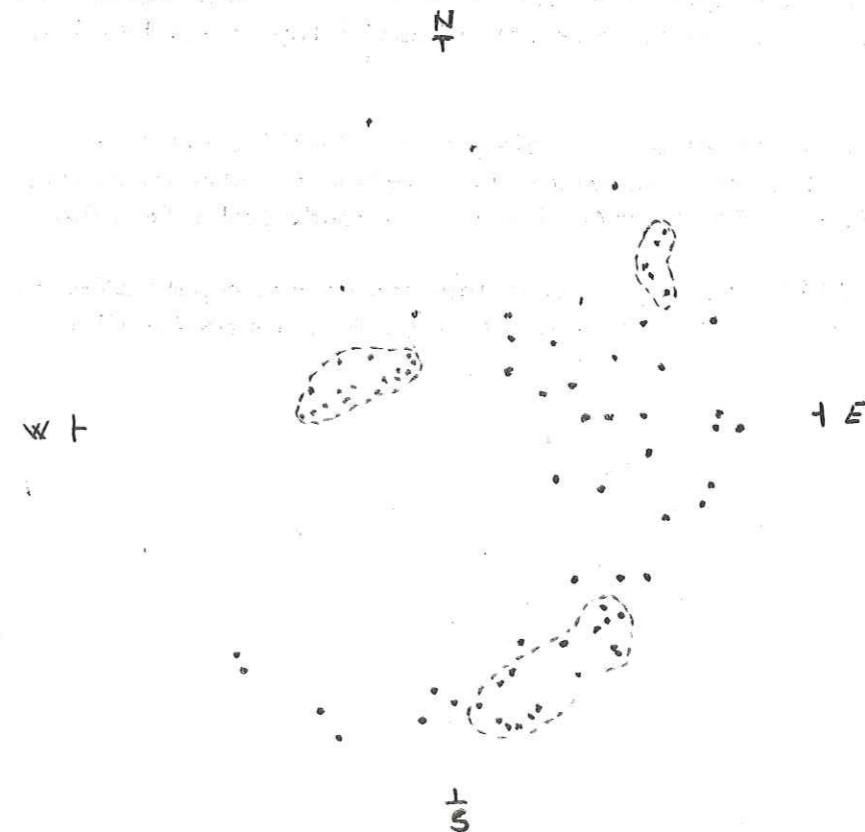


Fig. 14 : mesure de diaclases du massif syénitique.

- 1) N 140° - 150° 75° - 68° SW
- 2) N 49° - 85° 70° - 80° NW
- 3) N 3° - 60° 40° - 20° E-SE

Le premier groupe, peut-être une diaclase de décompression, a été observé en bordure du massif.

Nous supposons l'existence d'une grande faille le long de la dépression, entre les lignes de crête de Lölükbaba Tepe - Catal Tepe et de Silimse Tepe - Gürevliya Tepe, car des deux côtés de cette dépression, nous avons une dénivellation du massif syénitique. Le bloc Est est probablement soulevé. On observe un important écart de dénivellation entre les deux coulées andésitiques quant à leurs positions topographiques.

Cette grande faille de direction N 30° a soulevé le compartiment Est de 350 m, comme nous l'avons dit plus haut. Nous trouvons le long de cette faille le volcanisme acide post-plutonique, formé de tufs et de cinérites rhyolitiques.

10.2 ESSAI D'INTERPRETATION DE LA REGION DANS LE CADRE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES.

Comme nous l'avons déjà signalé, I. KETIN a mis en évidence le fait que la formation des chaînes anatoliennes s'est effectuée du Nord au Sud, les Pontides s'étant formées au Calédonien et à l'Hercynien, et les Anatolides à la fin du Crétacé.

Une des différences essentielles entre ces deux unités est la présence des séries ophiolitiques dans les Anatolides.

Nous pouvons essayer d'éclaircir la formation des Anatolides, en partant du principe que la présence des séries ophiolitiques est liée à la tectonique des plaques.

Nous pouvons penser que, la plaque des Pontides étant déjà formée, la plaque des Anatolides, en mouvement vers le Nord, entre en contact avec la plaque des Pontides par l'intermédiaire de la grande faille de Kelkit.

M. KILINC (1971) indique une compression principale affectant les Pontides par l'avance du plateau anatolien dans le sens SSW - NNE.

CHAPITRE XI

CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette étude, nous tirons les conclusions suivantes.

L'histoire stratigraphique de la région étudiée débute par la mise en place d'un massif ultrabasique de nature ophiolitique avec serpentinitisation avancée. Dans cet ensemble, nous avons association de :

Péridotites serpentinisées + pyroxénite + amphibolite + radiolarite + roche hololeucocrate sodique associée.

L'âge de cette série ophiolitique est présumé crétacé inférieur.

Cette série est recouverte d'épaisses formations volcano-sédimentaires à faciès flysch, qui se sont déposées du Lutétien au Priabonien basal.

Au-dessus viennent des formations volcaniques de nature andésitique, d'âge priabonien.

Après ces manifestations volcaniques, nous avons confirmé la présence d'une activité plutonique, qui se traduit par la mise en place d'un massif syénitique à contour circonscrit. Il présente dans son ensemble trois faciès différents :

1. Faciès de bordure : syénite monzonitique ; d'après les études pétrochimiques et structurales, nous avons mis en évidence que ce faciès provient de l'assimilation des andésites porphyriques lors de la remontée de la masse syénitique intrusive.

2. Le massif proprement dit est constitué de syénite quartzifère. Dans l'ensemble, ce faciès est assez homogène et forme le massif syénitique de Köse Dag.

3. Le cœur du massif est formé de syénite à biotite, et présente une texture pegmatitique avec de grands cristaux de biotite et d'orthose. Ce faciès serait le résultat de la remobilisation du massif syénitique par venue d'éléments volatils à la fin de la cristallisation.

Les études géochronologiques par la méthode "rubidium-strontium" faites sur ce massif syénitique nous ont permis de préciser son âge et son origine magmatique.

Le massif syénitique proprement dit a un âge de :

42 ± 4 M. a

tandis que les faciès pegmatitiques du cœur seraient le résultat d'une cristallisation légèrement postérieure, leur âge étant de :

$37 \pm 2,6$ M. a

Dans les Anatolides, on rencontre souvent des massifs plutoniques acides de ce type et que l'on croyait d'âge crétacé supérieur. D'après nos mesures, nous pouvons dire que, tout au moins dans notre région, ces roches ont pu aussi se mettre en place au cours de l'Eocène supérieur.

Par ailleurs, les mesures faites au spectromètre de masse nous ont permis de préciser la nature du magma originel de nos roches éruptives.

D'après ces mesures, nous constatons une certaine évolution magmatique dans le temps :

- le magma originel de nos andésites porphyriques proviendrait du manteau ;
- la syénite quartzifère viendrait du manteau supérieur ou de la base de la croûte, tandis que le faciès pegmatitique serait le résultat d'une activité plus crustale.

L'ensemble présente donc une évolution dans le sens :

manteau sup. —→ limite manteau-croûte —→ croûte inférieure.

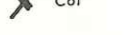

Après la mise en place du massif syénitique se produit une activité volcanique post-plutonique de nature soit rhyolitique, soit kératophyrique, qui se situe très probablement le long des grandes fractures.

Enfin, la mise en place du batholite syénitique a été accompagnée de filons minéralisés à caractère B. P. G. C., avec stibine et pyrolusite et à gangue soit quartzreuse, soit limoniteuse.

La tectonique de la région est simple et peu importante. Les seules grandes fractures sont causées par la mise en place du massif plutonique, comme le montre leur disposition rayonnante autour de celui-ci.

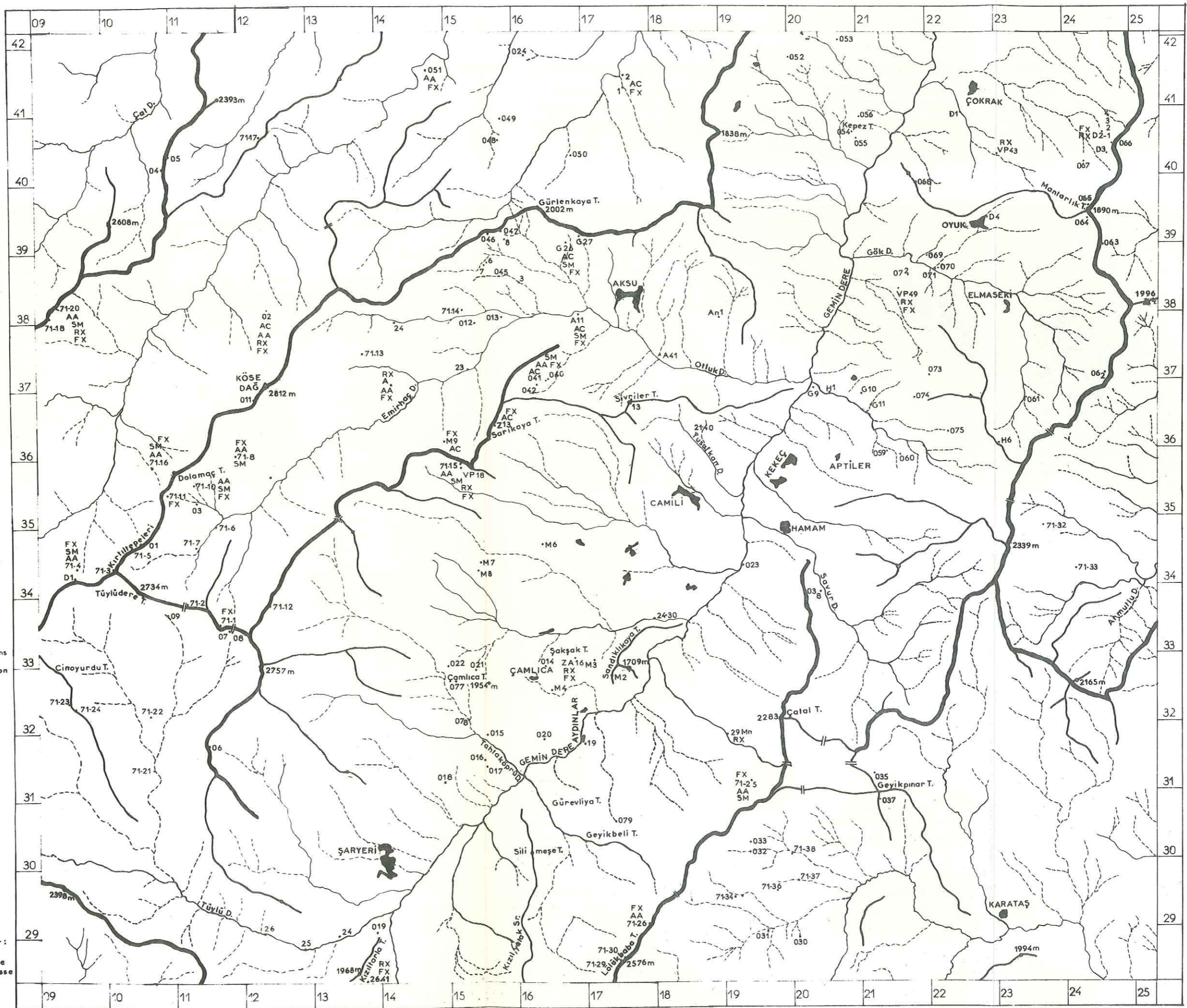
Malgré tout, compte tenu des limites imposées, certains problèmes, comme par exemple celui de l'origine de notre série ophiolitique, n'ont pu être résolus. De même, l'étude des minéralisations mériterait un complément d'investigation.

OROGRAPHIE

-  Ligne de crête
-  Sommet
-  Col
-  Habitations
-  Echantillon



Echantillon étudié par:
 AC: Analyse Chimique
 AA: Absorption Atomique
 SM: Spectromètre de masse
 RX: Rayons X
 FX: Fluorescence X

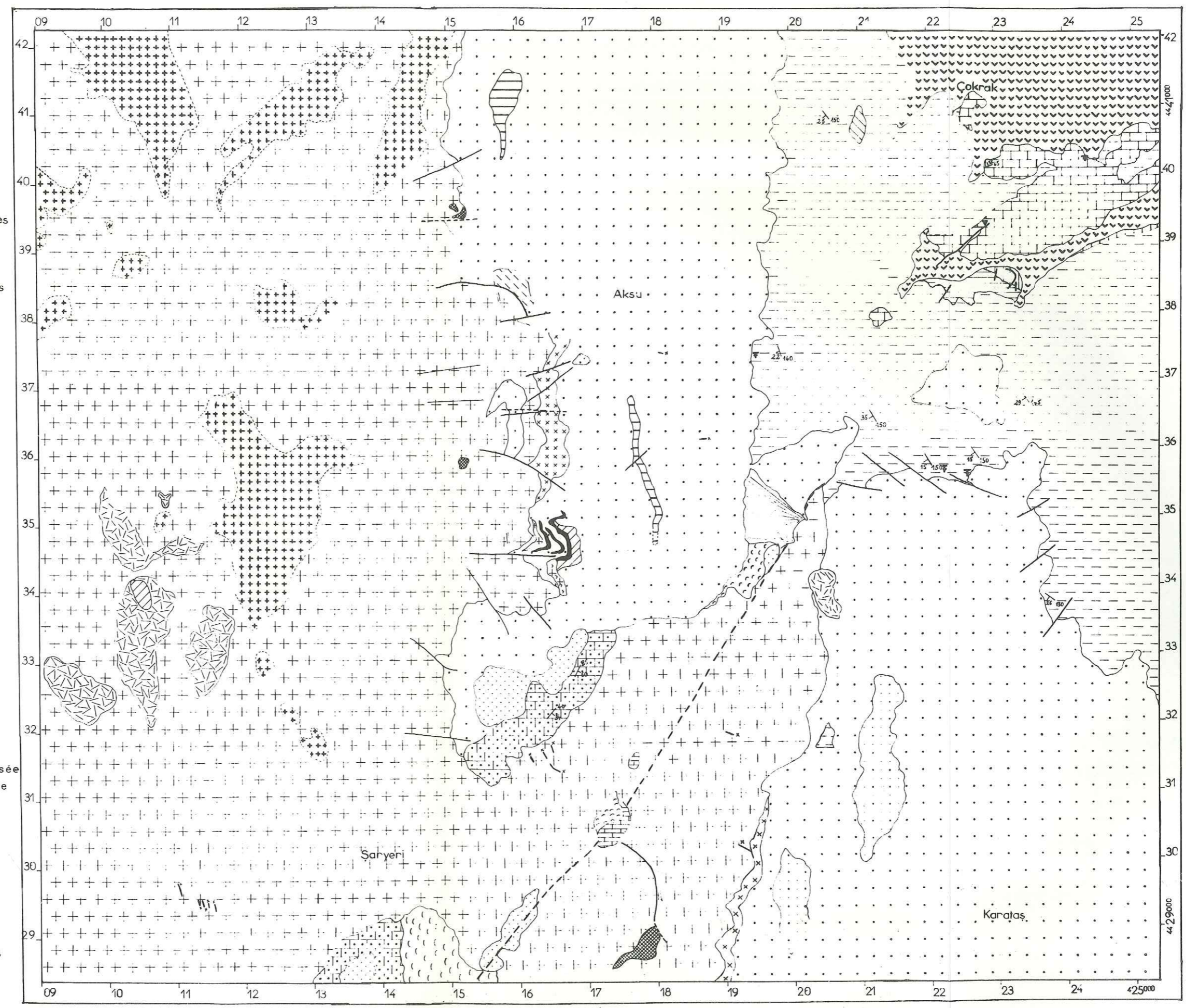


1000 500 0 500 1000 m

CARTE GEOLOGIQUE DU SUD DE SUŞEHİRİ

LEGENDE

- | | | |
|--------------------------------|-----------------------------|--|
| Post-Priabonien | | Calcaire coquillier |
| | | Kératophyre |
| | | Tuf, cinérite rhyolitiques |
| | | Calcaire à Milioles |
| Lutétien Sup.-Priabonien BASAL | | Calcaire à Nummulites |
| | | Couches silicifiées |
| | | Andésite porphyrique kaolinisée |
| | | Dyke (trachyte) |
| | | Tuf trachytique |
| | | Tuf andésitique |
| | | Andésite porphyrique |
| | | Neck trachytique |
| | | Volcano-sédimentaire |
| | | Andésite |
| Lutétien | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| Priabonien | ROCHES PLUTONIQUES | |
| | | Syénite monzonitique |
| | | Syénite quartzifère |
| | | Syénite à biotite |
| Crétacé Sup.? | ROCHES ULTRABASIQUES | |
| | | Péridotite serpentinisée pyroxénite, amphibolite |
| | | Radiolarite |
| SIGNES CONVENTIONNELS | | Glissement |
| | | Faille |
| | | Filon minéralisé |
| | | Direction et sens de pendage |
| | | Gisement de fossiles |
| | | Cône de déjection |



H 39 c3

1000 500 0 500 1000 m

GİRESUN H 40 d4

BIBLIOGRAPHIE

- AHRENS (L. H.). 1968. - Origin and distribution of the elements. Univ. of Cape Town. South Africa. pp. 599-617.
- ALLING (H. L.). 1938. - Plutonic Perthites. J. of Geol. n° 46, pp. 142-165.
- ARNI (P.). 1937. - L'importance des recherches géologiques pour l'étude et l'exploitation des ressources minérales de la Turquie. M. T. A. n° 2. 5. 17.
- AUMAITRE et BUFFET. 1973. - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins - Pelvoux. Thèse de 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Grenoble.
- BARBIERI (A.). 1970. - Les granites des Ecrins - Pelvoux. Aperçu sur la géochronométrie du massif. Thèse de 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Grenoble.
- BARTH (T. F. W.). 1951. The feldspar geologic thermometer. Neues Jahrbuch für Mineralogie B. 82, pp. 143-154. Traduction P. VIALON
- BARTH (T. F. W.). 1962. - The feldspar geologic thermometers. Norsk geol. Tidsskrift. B. 42 Hb2, pp. 330-339, Ins. of Felds. Oslo.
- BAYKAL (F.). 1966. - Texte explicatif de la carte géologique de Sivas. (1/500 000). Publication M. T. A. Ankara.
- BEBIEN (J.). 1973. - Géochimie des roches volcaniques océaniques : comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique. Note C. R. Acad. Sc. Paris, t. 276, pp. 3111-3113.
- BENZIANE (F.). 1974. - Etude pétrologique et géochronologique des granites de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Maroc). Thèse de 3e cycle, Fac. Sc. Univ. Grenoble.
- BRON (F.). 1970. - Contribution à l'étude pétrologique et géochronologique de la région de Labrieville et du lac Isidore (Québec - Canada). Thèse de 3e cycle, Fac. Sc. Univ. Grenoble.
- BROUSSE (R.). 1960. - Minéralogie et pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne). Thèse, Paris.
- CHAPUT (E.). 1931. - Esquisse de l'évolution tectonique de la Turquie. Publ. de l'Inst. Géol. de l'Univ. d'Istanbul, n° 6
- CHARLOT (R.) et al. 1970. - Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas (Maroc). Notes serv. géol. Maroc, t. 30, n° 225, pp. 99-134.
- COGULU (E.). 1967. - Etude pétrographique de la région de Mihaliççik, Turquie. Schweiz Miner. Petr. Mit. 47.
- COLEMAN (R. G.), DEWEY (J. F.). 1971. - Origine et évolution des suites ophiolitiques dans le cadre de la tectonique des plaques Traduc. F. BERTHIER. Série doc. int. n° 72 - D 22
- DEER (W. A.), HOWIE (R. A.), ZUSSMAN (J.). 1963. - Rock-forming mineral. John Wiley & sons Inc. New York.
- DOUILLET (Ph.). 1968. - Problèmes posés par la détermination des monophylites : aspects pratiques de l'utilisation concurrente de la diffraction des R. X., de la microscopie électronique, et des différentes méthodes thermiques et chimiques. Thèse, Paris.
- EDWARDS (A. B.). 1965. - Textures of the ore minerals and their significance. The Australian Inst. of mining and metallurgy.
- EGERAN (N.). 1947. - Relations entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie. D. 926.
- ERGUVANLI (K.). 1950-51. - Etude géologique de la région comprise entre Zara-Sebinkarahisar et Mes'udiye (Turquie). Rapport inédit n° 1926, MT. A. Ankara.

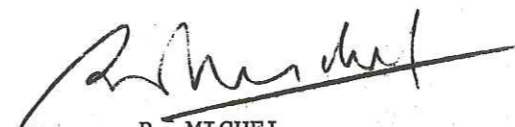
- FREY (R.). 1937. - La classification moderne des roches éruptives. Notes et mémoires n° 44. Serv. des mines et de la carte géol. du Maroc. Rabat, impr. officielle.
- GATES (R. M.). 1953. - Petrographic significance of perthite. Mem. Geol. Soc. Ameri. n° 52, p. 55
- GEDIKOGLU (A.). 1970. - Etude géologique de la région de Gököy (Province d'Ordu, Turquie). Thèse de 3e cycle, Fac. Sc. Univ. Grenoble.
- GORAI (M.). 1951. - Petrological studies on plagioclase twins. Ameri. Miner. n° 36, p. 884.
- GULSON (B. L.). 1972. - The High-K diorites and associated rocks of the Yeoval diorite complex. N. S. W. Cont. Mineral and petr. 35, 173-192.
- GULSON (B. L.) 1972. - Time difference within a calc-alkaline association. Cont. miner. and petr. 36, 19-26.
- HERMES (O. D.). 1973. - Paragenetic relationship in an amphibolite tectonic block in the Franciscan terrain, Panoche Pass, Calif. J. Petrom. 14, p. 1-32.
- HOUCHMAND-ZADEH (A.). 1969. - Métamorphisme et granitisation du massif Chapédony, Iran central. Thèse Ing. Dr. Grenoble.
- JOHANNSEN (A.). 1951. - A descriptive petrography of igneous rocks. Univ. of Chicago.
- JUNG (J.) et BROUSSE(R.). 1959. - Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points. Masson & Cie PARIS.
- JUNG (J.). 1963. - Précis de pétrographie. Masson & Cie. Paris.
- JUTEAU (T.). 1970. - Pétrogenèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). Sc. de la Terre, t. XV, n°3, pp. 265-288.
- JUTEAU (T.) et al. 1973. - Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésoigéens. Note aux Sc. de la Terre.
- KETIN (I.). 1966. - Les unités tectoniques de l'Anatolie. Bull. M. T. A. n°66, Ankara.
- KILINC (M.). 1971. - Etude géologique de la région de l'alpage de Cambasi ; (Province d'Ordu, Turquie). Thèse de 3e cycle, Fac. Sc. Univ. Grenoble.
- KOVENKO (V.). 1936. - Note sur la visite des mines à l'Est de Zara. Rapport n° 638, M. T. A. Ankara.
- LA ROCHE (H. de). 1972. - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sc. de la Terre, t. 17, pp. 34-45
- LA ROCHE (H. de) et LETERRIER (J.). 1973. - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme de classification des roches basaltiques. note Ac. des Sc. Paris, série D, pp. 3115-3118.
- MICHEL (R.). 1953. - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sèsia Lanzo. Sc. Terre Nancy, pp. 1-290.
- MOORHOUSE (W.). 1959. - The study of rock in thin section. Harper & Bros. New-York.
- NEBERT (K.). 1957. - Levé géologique au 1/100 000 des cartes Sebinkarahisar 45-2, 45-3 et 45-4. Rapport n°2508, M. T. A. inédit, Ankara.
- NICOLAYSEN (L. O.). 1961. - Graphic interpretation of discordant age measurement on metamorphic rocks. A. New York. Acad. Sc. vol.1 article 2 pp. 198 206.
- OKAY (A. C.). 1955. - Etude géologique de la région entre Sivas et Tokat, M. T. A.
- OVALIOGLU (R.). 1967. - La carte géologique et métallogénique de la région comprise entre Sebinkarahisar - Zara et Susehri. M. T. A.
- PAMIR (H. N.). 1960. - Lexique stratigraphique international. Cong. géol. inter. Paris, C. N. R. S., vol.3 Asie.
- PECHER (A.). 1970. - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins - Pelvoux, le socle ancien. Thèse de 3e cycle Fac. Sc. Univ. Grenoble.
- " " . 1972. - "Données sur la construction et l'utilisation de quelques diagrammes pétrographiques et géochimiques". Inst. Dolomieu, série Doc. Interne, n° 72, D 21.
- PILZ (R.). 1957. - Rapport sur les études géologiques et minières dans les villages d'Ordu et Giresun. M. T. A., rapport 562.
- PINAR (N.) et LAHN (E.). 1954. - La position tectonique de l'Anatolie dans le système orogénique méditerranéen. Cong. géol. Intern. Alger.
- " " " " . 1955. - Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie, Bull. Sc. géol. France, 6e série, t. 5, fas. 1-3. S. 11-34 Paris.
- RAGUIN (E.). 1957. - Géologie du granite. Masson & Cie, Paris.
- " " . 1961. - Géologie des gîtes minéraux. Masson & Cie, Paris.
- RAMDOHR (P.). 1969. - The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press.
- RITTMANN (A.). 1963. - Les volcans et leur activité. Masson & Cie, Paris.
- ROQUES (M.), VACHETTE (M.), VIALETTE (Y.). 1970. - Echelles de temps géologiques. Trav. Lab. Ass. Géochronologie, Dépt. géol. Min., Fac. Sc. Univ. Clermont - Ferrand. Série docum. 1970, n°8
- ROUBAULT (M.). 1963. - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant.
- SABSEHEI (M.). 1974. - Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional) ; étude pétrologique et structurale ; interprétation dans le cadre iranien. Thèse de doctorat d'état, Fac. Sc. Univ. Grenoble.
- SAGIROGLU (G. N.). 1946. - Sur quelques andésites d'Anatolie. Thèse, Genève.
- SCHERMERHORN (L. J. G.). 1973. - What is keratophyre ? Lithos, vol. 6 n°1, pp. 1-13.
- SHAW (D. M.). 1964. - Interprétation géochimique des éléments en trace dans les roches cristallines. Masson & Cie, Paris.
- STCHEPINSKY (V.). 1938. - Rapport sur les minerais divers de la partie centrale du Vilayet de Sivas. M. T. A. Rapport 770. Ankara.
- " " . 1938. - Rapport sur Kizil Mezraa, gisements et travaux de mines exécutés en 1938. M. T. A. Rapport 814. Ankara.
- " " . 1939. - Rapport sur la géologie générale de la partie centrale du Vilayet de Sivas. M. T. A. Rapport 868. Ankara.
- " " . 1939. - Faune miocène du Vilayet de Sivas. M. T. A. série C, 1. Ankara.
- " " . 1940. - Rapport sur la géologie de la région de Zara - Koyulhisar - Susehri. M. T. A. Rapport 1094. Ankara.

- STCHEPINSKY (V.). 1945. - Stratigraphie du bassin supérieur de la Kelkit Cayi. M. T. A. Mec. 1/33 Ankara.
- " " . 1946. - Note sur la stratigraphie générale de la Turquie.
- STEEN (D. M.). 1972. - Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute - Ubaye (Basses Alpes, France). Mém. du Dépt. de Minéralogie de l'Univ. de Genève.
- TUTTLE (O. F.). 1952. - Optical studies on alkali feldspars. Ameri. J. of Sc. Bowen vol. 2, pp. 553-567.
- VACHETTE (M.), BLANC (P.), DUBERTRET (L.). 1968. - Détermination de l'âge d'une granodiorite d'Orhaneli au Sud de Bursa (Turquie), sa signification régionale. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 267, pp. 927-930.
- VACHETTE (M.). 1969. - Technique de la méthode au strontium pour la détermination des âges absolus, 3e édition de la note de BONHOMME et al., 1961. Trav. Lab. Ass. Géochronol. Dépt. Géol. Min. Fac. Sc. Univ. Clermont - Ferrand. Série docum. 1969. n° 16.
- VIALETTE (Y.): 1969. - Aperçu général sur les méthodes et techniques de la géochronologie. Trav. Dépt. géol. Min. Fac. Sc. Univ. Clermont - Ferrand. Série docum. n° 14
- VIALON (P.), HOUCHEMAND-ZADEH (A.) et SABSEHI (M.). 1972. - Proposition d'un modèle de l'évolution pétrostructurale de quelques montagnes iraniennes, comme une conséquence de la tectonique de plaque. 24th Intern. Geol. Cong. Montréal, Sec. 3, pp. 196-208.
- WATTERS (W. A.). - Prehnitisation in the Yahganfar. Mineralogical magazine, London. Vol. 34 n° 268, pp. 517-527.
- WINKLER (H. G. F.). 1970. - Suppression des faciès métamorphiques, présentation des quatre divisions de stade de métamorphisme et d'une classification fondée sur les isogrades dans les roches communes. Traduc. Giraud P. et Girault J. Série doc. int. n° 71 D 20. n° 72 D 23
- YILMAZ (I.). 1966. - Etude géologique de la région côtière comprise entre Dalaman Cay et Yenice Ovasi (Province de Mugla, Yurquie). Thèse de 3e cycle, Fac. Sc. Univ. Grenoble.
- YILMAZ (O.). 1971. - Etude pétrographique et géochronologique de la région de Cacas (partie méridionale du massif de Bitlis, Turquie). Thèse de 3e cycle, Fac. Sc. Univ. Grenoble.
- ZAVARICKIJ (V.). 1955. - Les roches éruptives. 3 tomes. Moscou Izd.



Vu, Grenoble, le 1er juillet 1974

le Président de la thèse


R. MICHEL

Vu et permis d'imprimer

Grenoble, le 1974

le Président de l'Université Scientifique
et Médicale

M. SOUTIF