HAL
open science

Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan) : contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran

Jean Luc Lescuyer, Robert Riou

To cite this version:

Jean Luc Lescuyer, Robert Riou. Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan) : contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. Volcanologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT : . tel-00759449

HAL Id: tel-00759449

https://theses.hal.science/tel-00759449v1

Submitted on 30 Nov 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.

T. 40795
T PR 574

N° d'ordre

THESE

présentée

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE SPECIALITE

Troisième cycle de GEOLOGIE APPLIQUEE

par

Jean-Luc LESCUYER et Robert RIOU

Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan) Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran

BIUS JUSSIEU GR
D 909 004017 4

Soutenue le 15 juin 1976 devant la commission d'examen

R. MICHEL	Professeur USMG	Président-Rapporteur
P. VIALON	Professeur USMG	Examinateur
G. VIVIER	Ingénieur CNRS	Examinateur
S M. AMIDI	Ingénieur SGI	Invité

15 JUIL. 1976
ANNULE
B

T. 40795
T PR 574
T. GRE
1976
LES

N° d'ordre

THESE

présentée

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE SPECIALITE

Troisième cycle de GEOLOGIE APPLIQUEE

par

Jean-Luc LESCUYER et Robert RIOU

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan) Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran

Soutenue le 15 juin 1976 devant la commission d'examen

R. MICHEL	Professeur USMG	Président-Rapporteur
P. VIALON	Professeur USMG	Examinateur
G. VIVIER	Ingénieur CNRS	Examinateur
S M. AMIDI	Ingénieur SGI	Invité

ANNEXE
B

AVANT-PROPOS

Cette thèse est le résultat d'une étude commune faite par J. L. Lescuyer et R. Riou. Pour des raisons de sécurité, nous avons effectué ensemble les levers de terrain tandis que nous nous sommes répartis le travail de laboratoire et la rédaction de ce manuscrit.

Rédaction commune :

- Introduction,
- Géochimie,
- Conclusion.

J. L. LESCUYER :

- Stratigraphie,
- Etude volcanologique et pétrographique,
  - . Méthodes d'étude et classifications adoptées
  - . La période éocène
- Métamorphisme.

R. RIOU :

- Etude volcanologique et pétrographique,
  - . Lapériode oligocène
  - . La période "oligo-miocène" et miocène inf.
  - . La période pliocène
- Structure.

REMERCIEMENTS

Au terme de notre étude, nous exprimons notre profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a bien voulu diriger ce travail tant en Iran qu'à Grenoble.

Nous tenons également à exprimer notre gratitude à Monsieur ASSEFI, Directeur du Service Géologique de l'Iran et à Monsieur KHADEM, ancien Directeur de ce Service, pour toutes les facilités qu'ils nous ont accordées.

Nous remercions Monsieur le Professeur P. VIALON qui a bien voulu nous faire bénéficier de son expérience et Monsieur AMIDI qui a accepté de faire partie du jury de soutenance.

Nous sommes très reconnaissants envers Monsieur G. VIVIER pour les conseils et les encouragements qu'il nous a prodigués tout au long de ce travail.

Nos remerciements vont aussi à Monsieur HUSHMAND-ZADEH, du G. S. I., grâce à qui bien des difficultés techniques ou administratives ont pu être aplanies.

Monsieur SABZEHI a toujours suivi notre travail avec attention, aussi bien à Mianeh qu'à Téhéran : qu'il reçoive ici le gage de notre amitié.

Nous remercions Monsieur le Professeur P. BORDET qui nous a fait bénéficier sur le terrain de sa grande expérience et Monsieur P. SALIOT, de l'Ecole Normale Supérieure, qui nous a initiés au maniement de la microsonde électronique.

Nous sommes aussi reconnaissants à l'égard de toutes les personnes du G. S. I. qui nous ont aidés :

- Monsieur LOTFI avec lequel nous avons eu de nombreux contacts sur le terrain,
- Madame LESSANI et Monsieur MEHRNUSH pour les déterminations de microfaune,
- les chauffeurs et techniciens qui constituaient nos équipes, en particulier Monsieur DEGHAN qui nous a toujours aidés avec gentillesse.

Parmi les personnes qui nous ont apporté leur aide et que nous ne saurions toutes citer, nous remercions en particulier :

- Monsieur J. GIRAULT qui nous a fait bénéficier de son expérience de minéralogiste,
- Madame F. KELLER pour les analyses chimiques,
- Messieurs J. COCHET pour les tris de minéraux et L. GRANET pour les rayons X.

Enfin nous tenons à remercier J. DIDON et Y. M. GEMAIN qui nous ont initiés à la géologie de l'Azerbaijan ainsi que tous nos camarades de 3e cycle pour l'aide morale qu'ils nous ont apportée.

A B S T R A C T

The region studied covers an area of 5 700 km^2 in Azerbaijan (northwestern Iran) and includes the 1/100,000 photomap sheets of Mianeh and Aliabad. It is located at 150 km SE of Tabriz and is crossed by the main road from Tehran to Tabriz.

This area belongs to the great Tertiary volcanic belt which stretches across the whole country and extends up to Lesser Caucasus and Anatolia. It is limited south-westerly by a "Central Iran" type platform. The area is at the junction between the NW-SE structural trends of the Soltanieh-Tabriz zone, and the N-S trends of the Mianeh-Ardebil zone.

But for a Precambrian basement restricted to the Southern part of the Aliabad sheet and a devono-triasic sequence in the Qaflan-Kuh range, most outcrops are Tertiary volcanic and sedimentary rocks. Four volcanic events have been distinguished : the most extensive one is of Eocene age as everywhere in Iran.

EOCENE :

The 3 000 m-thick volcanic pile is composed of a monotonous alternation of lavas flows and tuffs. Three successive phases have been recognized :

1° Lower latites and rhyolites (1 000-1 500 m) :

Thick flows of latites are characterized by numerous phenocrysts of labradorite (0,5-3 cm) together with olivine and pyroxene in a microcrystalline groundmass of sanidine. Intercalations of rhyolitic flows and of ignimbrites are locally well-developed. The base of this volcanic pile, locally including nummulitic limestones (Qaflan-Kuh), has been subjected to a thermal metamorphism prior to the Oligocene tectonic phasis.

2° Middle latites-andesites (500-1 500 m) :

These porphyritic or doleritic rocks contain numerous labradorite crystals, augites and olivines with interstitial quartz and K-feldspar. Biotite-hornblende-hypersthene dacites were locally observed. The volcanic flows are interbedded in a sequence of well-stratified tuffs. The pyroclastic fragments were probably deposited in lacustrian depressions close to subaerian eruption centres.

3° Upper trachytes and trachyandesites (200-400 m) :

Eocene volcanism ends with flows of K-rich lavas. Lava domes of sanidine trachyte are overlain by flows of porphyritic trachyandesite. The whole sequence is capped by analcime-trachyandesites : these rocks exhibit some phenocrysts of labradorite, of augite and of olivine, and are characterized by large (up to 1 cm) euhedral crystals of analcime in a microcrystalline groundmass of sanidine and analcime.

Geochemical study shows that each volcanic phases forms an independant alkaline trend. From a geochemical point of view, the interbedded rhyolites and trachytes behave differently. Distribution of Rb and Ba shows that these trends cannot derive from one another through fractionnal crystallisation. Although the more silica-rich members of the suite probably mirror crustal contamination, the overall shoshonitic character is regarded as a consequence of a more or less complete enrichment in K, Sr, Rb and Ba of a deep-seated alkaline magma (probably derived from the upper mantle). These independant alkaline trends would thus be evidence of

the rythmic opening of one of the large intracontinental rifts which crossed the whole of Iran at Palaeogene times, and whose evolution aborted at the end of the Eocene.

OLIGOCENE :

An important thermal dome, appearing as early as the Upper Eocene induces metamorphism (M) of the devono-triasic sequence and of the lower part of the Eocene volcanites. The intense heat-flow (120° to 200° C/km) is connected with beginning anatexis starting at a shallow depthof 5 km.

The Lower Oligocene tectonic phasis, well-developed in the Mianeh area, dislocates the basement and its volcanic cover. Strongly sheared zones with subsequent hydrothermal metamorphism (m) and graben-like structures allowing extrusion of large rhyolitic bodies are both related with wrench movements along both the N-S and the NW-SE fault zones. In the more stable western area, the palingenetic magma intrudes as subvolcanic granophyre and granite bodies.

Lower Red Formation detrital deposits are located in the Northeastern basin of Maman where they overlay lava domes of fluidal rhyolites.

MIOCENE :

At the Lower Miocene, outpouring of olivine-analcime alkaline basalts interbedded with coral limestones (Qom Formation) is followed by emission of porphyritic latites-andesites, alternating with biotite-amphibole-plagioclase dacites and rhyodacites. The volcanic activity locally ends with amphibole-bearing trachyandesites.

As shown by the trace-elements (Ba, Rb), this volcanism, in which "acidic" and "intermediate" members predominate, cannot be explained through fractionnal crystallization from basalts. With the assistance of the K/Ba-Ba and K/Rb-Rb diagrams, we therefore envision a bimagmatic model, with mutual contamination of the opposite members : thus the rhyolitic magma results in dacites and in rhyodacites, while the alkaline basaltic magma is partly replaced by an extensive andesitic stock. However, displacement of the focii of volcanic activity prevents homogeneization and appearance of a single "mixing magma".

Following the Lower Miocene transgression, the subsiding Southern Mianeh trough is filled by a 3 000 m thickness of sediments, first of lagoonal, and afterwards of continental, origin (Upper Red Formation).

The late Miocene tectonic phasis is responsible for right-handed wrench movements along the Soltanieh-Tabriz fault zone. The southern Mianeh sedimentary basin, located along this zone, is strongly folded, and the faults individualized during Oligocene phasis are rejuvenated.

PLIOCENE :

The intermontane Pliocene basins are filled by detrital sediments. Late fracturing was accompanied by some igneous activity, involving acidic tuffs and alkaline basalts.

The overall volcanic intensity diminishes from the Eocene to the Pliocene. The whole is evidence of alkaline magmatic events, probably originating in the upper mantle, and preceded or accompanied by thermal domes which sometimes cause partial melting of the crust.

S O M M A I R E

Résumé en Anglais.

Chapitre I - I N T R O D U C T I O N : 1

A - Buts de l'étude 2
B - Aperçu géographique 2
C - Travaux antérieurs 4
D - Cadre géologique 5

Chapitre II - S T R A T I G R A P H I E : 9

I - LES FORMATIONS ANTE-TERTIAIRES 10

A - Le complexe métamorphique d'Anabolaghi 10
B - Le Paléozoïque supérieur et le Trias du Qaflan-Kuh 10

1° Le Dévono-Carbonifère 10
2° Le Permien 12
3° Le Trias 12
4° Lacune du Jurassique et du Crétacé 12

II - LA SERIE VOLCANIQUE EOCENE 14

A - Introduction 14
B - L'Ensemble Inférieur 14
C - L'Ensemble Moyen 16
D - L'Ensemble Supérieur 16
E - La séquence éocène en Iran : essai de corrélation 17

1° Généralités 17
2° L'Azerbaïjan 17
3° La bordure méridionale de l'Elbourz 20
4° Autres régions 21

III - L'OLIGO-MIOCENE 21

A - Le conglomérat de Maman 21
B - Le magmatisme acide oligocène 21

1° Localisation 23
2° Age 23
3° Le volcanisme "oligo-miocène" du Plateau 24

C - La Formation Rouge Inférieure 25
D - La Formation de Qom 27

1° Stratigraphie 27
2° Paléogéographie 28
3°. Volcanisme miocène inférieur 28

E - Les grandes lagunes miocènes 30

1° Région de Maman 30
2° La formation de l'Ahi Chay 30

F - La Formation Rouge Supérieure 32

IV - LE PLIO-QUATERNAIRE 32

A - Les bassins continentaux pliocènes 32

1° Stratigraphie 32
2° Volcanisme 34

B - Le Quaternaire 34

Chapitre III - E T U D E V O L C A N O L O G I Q U E E T P E T R O G R A - P H I Q U E : 37

I - METHODES D'ETUDE ET CLASSIFICATIONS ADOPTEES 38

A - Analyses ponctuelles à la microsonde 38
B - Exploitation des analyses chimiques 38

1° Calcul de la norme affinée 38
2° Classifications utilisées 41

II - LA PERIODE EOCENE 43

A - Etude volcanologique 43

1° Les faciès effusifs et hypovolcaniques 43
2° Les brèches et les ignimbrites 44
3° Les tufs et les hyaloclastites 46
4° Interprétation dynamique 49

B - Etude pétrographique 52

1° Ensemble Inférieur 52
2° Ensemble Moyen 57
3° Ensemble Supérieur 60
4° Conclusion 65

III - LA PERIODE OLIGOCENE 67

A - Mise en place des principaux faciès intrusifs et effusifs 67

1° Le Qaflan-Kuh 67
2° Le Plateau 69

B - Etude pétrographique 72

1° Les rhyolites fluidales 72
2° Les rhyolites porphyriques et les dykes 76
3° Les granites et les granophyres 77
4° Les laves oligocènes non rhyolitiques 81

IV - LA PERIODE "OLIGO-MIOCENE" ET MIOCENE INFERIEUR 84

A - Etude volcanologique 84

1° La région d'Abak-Khatab 84
2° La région de Seyedlar-Gugdaraq 89
3° Volcanisme miocène inférieur du Qarangu 92

B - Etude minéralogique et pétrographique 108

1° Les basaltes alcalins à olivine 108
2° Les latite-andésites et andésites 112
3° Les trachyandésites 115
4° Les roches volcaniques acides : rhyodacites et dacites 117
5° Comparaison entre ensembles basique et acide : étude du plagioclase 127

V - LA PERIODE PLIOCENE 135

A - Les tufs acides 135
B - Les basaltes 135

Chapitre IV - M E T A M O R P H I S M E 141

I - LE METAMORPHISME D'ANABOLAGHI 142

A - Les amphibolites 142
B - Les cipolins 143
C - Les gneiss 143
D - Les ultrabasites 143

II - LE METAMORPHISME THERMIQUE M 145

A - Localisation 145
B - Caractères généraux 146
C - Etude pétrographique 146

1° Structure des roches métamorphiques 146
2° Les minéraux développés par la phase M 148
3° Paragenèses minérales 154

D - Conditions thermodynamiques 157

1° Pression lithostatique (Ps) 157
2° Pression de fluides (Pf) 157
3° Température 159

III - LE METAMORPHISME HYDROTHERMAL m 160

A - Minéraux développés 160
B - Conditions thermodynamiques 164

1° Température 164
2° Pression lithostatique 164
3° Pression dirigée 165
4° Rôle des fluides 165

Chapitre V - S T R U C T U R E 167

I - INTRODUCTION 168
II - LES PRINCIPALES ZONES STRUCTURALES 170

A - Le Plateau 170
B - La zone orientale 174

1° La chaîne du Qaflan-Kuh 174
2° Le bassin Maman-Badelu 174
3° Le plateau Zirinjin-Qazlu 175

C - Le bassin Soltanabad-Nowruzabad 175
D - Les bassins récents 178

III - HISTOIRE TECTONIQUE 179

A - Introduction 179
B - Situation à l'Eocène 179
C - La phase tectonique oligocène 180
C - La phase tectonique mio-pliocène 182

Chapitre VI - G E O C H I M I E 185

I - GENERALITES 186

A - Méthodes d'analyse 186
B - Echantillonage 186
C - Rappel sur la géochimie des éléments incompatibles 187
D - Grandes tendances géochimiques du volcanisme tertiaire de Mianeh 188

1° Diagramme $K_2O + Na_2O = f(SiO_2)$ 188
2° Diagramme $K_2O/Na_2O = f(SiO_2)$ 190
3° Diagramme $MgO = f(Fe_2O_3 + FeO)$ 190

II - GEOCHIMIE DU VOLCANISME EOCENE 191

A - Principales tendances 191
B - Comportement géochimique des différents groupes 193

1° Les roches acides et intermédiaires 193
2° Les roches alcalines basiques et shoshonitiques 194

C - Interprétation pétrogénétique 198

1° Origine des roches volcaniques acides 198
2° Problème des dacites 198
3° Origine des roches volcaniques alcalines de l'Eocène 199

III - GEOCHIMIE DU MAGMATISME ACIDE OLIGOCENE 202

A - Rappel 202
B - Diagramme K-Ca avec Fe + Ti en coordonnée verticale 202
C - Diagrammes Rb-Sr, K-Rb, K-Ba et Ca-Sr 203

1° Tendance générale 203
2° Relations entre roches grenues et rhyolites 203

D - Diagrammes K/Ba-Ba et K/Rb-Rb 205

1° Origine anatectique du magmatisme acide 205
2° Origine des andésites, latites et rhyodacites 205

E - Conclusion 207

IV - ETUDE GEOCHIMIQUE DU VOLCANISME OLIGOCENE SUP. ET NEOGENE .. 209

A - Géochimie du volcanisme oligo-miocène de Khatab .. 209

1° Diagramme K-Rb 209
2° Diagramme K-Ti 209
3° Diagramme Ca-Sr 212
4° Conclusion 212

B - Géochimie du volcanisme miocène inférieur 213

1° Diagramme Rb-Sr 213
2° Diagrammes K-Rb, K-Ba, Rb-Ba, Sr-Ba, et Ca-Sr . 216
3° Diagrammes K/Rb-Rb et K/Ba-Ba 217
4° Interprétation 217

C - Géochimie du volcanisme pliocène 219

1° Diagramme Rb-Sr 219
2° Diagramme K/Ba-Ba 219
3° Diagramme Ca/Sr-Sr 219

C O N C L U S I O N 221

A - Résumé de la géologie régionale 222
B - Interprétation pétrostructurale 225

B I B L I O G R A P H I E 227

ANNEXES

GLOSSAIRE

La transcription courante du persan en anglais a été utilisée ici. "Q" a valeur de k (prononciation turque) ou de r guttural (en farsi), "Kh" se prononce comme le ch allemand, "gh" est un son guttural difficilement transcriptible.

Les mots entre parenthèse représentent les équivalents turcs des termes persans.

Abad = "habitable": village

Bad = vent ex : Badelu, venté

Chaman = pré

Cheshmeh (bolagh) = source

Chur = salé

Deh (kand) = village

Dokhtar = fille

Gol = fleur

Kuh (dagh) = montagne

Mard = homme ex : Cheragh Mardan, la lampe des hommes

Mianeh = milieu

Nowruz = "nouveau jour": nouvel an

Pol = pont

Qal'eh = forteresse

Rud khaneh (chay) = fleuve, rivière

Sefid (aq) = blanc

Siah (qareh) = noir

Tapeh = colline ex : Ush tapeh, les trois collines

Zan = femme ex : Dozanan, les deux femmes

Ziarat = pélerinage

Chapitre I - I N T R O D U C T I O N

A - Buts de l'étude :

Dans le cadre des accords entre le Service Géologique de l'Iran (G. S. I.) et l'Institut Dolomieu de Grenoble, notre travail consistait à lever en Azerbaijan la carte géologique des feuilles Aliabad et Mianeh au 1/100 000, comprises dans la partie sud de la feuille Mianch au 1/250 000.

Le terrain ainsi délimité s'étend sur près de 5 000 km^2, cadre que nous avons légèrement dépassé vers le Nord. Ce travail a été accompli en deux campagnes de trois mois chacune lors des étés 1973 et 1974. La première s'est terminée par la rédaction d'un rapport préliminaire et l'établissement d'une carte provisoire au 1/50 000. La seconde a été suivie d'un séjour de trois mois à Téhéran consacré à la mise au point du rapport définitif et de la carte géologique au 1/100 000.

Les levers sur le terrain ont été effectués sur photos aériennes au 1/50 000 et le lever définitif grâce à l'assemblage photographique au 1/100 000. Nous disposions d'une équipe de quatre personnes et de deux véhicules tout-terrain, fournis par le G. S. I..

450 lames minces ont été réalisées à Téhéran ainsi que les déterminations de microfaune. S'ajoutant aux 30 analyses chimiques faites à l'Institut Dolomieu par Mme Keller, nous avons effectué 170 analyses partielles par fluorescence X (laboratoire de G. Vivier, Institut Dolomieu), 40 déterminations de minéraux par analyse diffractométrique et 10 analyses chimiques par microsonde au laboratoire de géologie de l'Ecole Normale Supérieure à Paris.

La part importante tenue par le volcanisme tertiaire dans la région cartographiée nous a conduit tout naturellement à axer le présent travail sur son étude. Succession dans le temps, dynamique de la mise en place, pétrographie et géochimie de ces roches volcaniques seront ainsi successivement abordées. Les événements métamorphiques et tectoniques, intimement liés aux phénomènes volcaniques, seront traités séparément.

B - Aperçu géographique :

La région étudiée se situe au Nord-Ouest de l'Iran, dans la province de l'Azerbaijan oriental, à la limite de celle de Zanjan.

Le secteur cartographié s'étend entre 47° et 48° de latitude Est, 37° et 37° 30' de longitude Nord.

1° Orohydrographie (carte hors-texte) :

Cette zone est traversée à l'Est par le Qezel Owzan qui prend plus à l'aval le nom de Sefid Rud et se jette dans la mer Caspienne. Ce fleuve et trois de ses principaux affluents, le Qaranqu, l'Aydoghmush et le Shahri Chay drainent la région entre le massif volcanique du Sahand à l'Ouest, la chaîne du Bozqush au Nord et les monts de Takab au Sud (fig. 2). Le reste du réseau hydrographique se compose de rivières à sec durant l'été et dont l'eau est saumâtre dans les bassins salifères occidentaux et méridionaux.

Les altitudes sont moyennes, comprises entre 1 000 et 2 300 m, et les reliefs peu marqués bien qu'entaillés par des vallées encaissées. On distinguera quatre secteurs géographiques principaux.

- Au Nord, un plateau assez fertile, s'élevant progressivement vers l'Ouest, se raccorde au long glacis méridional du Bozqush. Il s'ennoie vers l' Est sous le bassin de Mianeh et vers le Sud sous celui de l'Aydoghmush. Il est partagé au Nord par la vallée du Shahri Chay, assez encaissée mais peu profonde, et largement entaillé dans sa partie méridionale par celle du Qaranqu qui forme parfois des gorges de 500 m de profondeur. Le plateau culmine entre ces deux vallées par des sommets à peine marqués dont l'altitude s'échelonne de 1 500 à 2 000 m (Ush Tapeh, 1907 m). Au sud du Qaranqu, plus découpé et moins étendu, il s'élève à 2 167 m à Kuh-e-Cheragh Mardan.

- La dépression de Mianeh, pratiquement fermée entre des montagnes peu élevées, ne dépasse pas 1 000 m d'altitude. Le Qezel Owzan s'en échappe par de profondes gorges au Nord-Est. Au-dessus de la plaine alluviale où tous les cours d'eau de la région rejoignent le fleuve, s'étendent des collines semi-désertiques.

- Les hauteurs du Nord-Est, culminant à 2 000 m, appartiennent déjà au système de l'Elbourz. Le chaînon du Qaflan-Kuh les prolonge vers le Sud-Ouest et sépare le bassin de Mianeh de la plaine de Zanjan. Il est traversé en cluse par le Qezel Owzan et se poursuit par des reliefs culminants à près de 1 900 m (Kuh-e-Qareh Ziarat, 1 866 m). Le Qaflan-Kuh, seul obstacle sur la route entre la Turquie et l'Iran, a joué un rôle stratégique important dans l'histoire de la Perse ainsi qu'en témoignent les ruines de la citadelle de Qal'eh-e-Dokhtar.

- Enfin, une vaste région de collines subdésertiques ceinture au Sud et à l'Ouest les zones précédentes. Elle correspond à la plaine de Zanjan, d'altitude peu élevée, au bassin désertique de l'Ahi Chay et aux bassins supérieurs de l'Aydoghmush et du Qaranqu, où les collines culminent à plus de 2 000 m (Kuh-e-Qareh Urgan, 2 218 m). Le glacis méridional des monts de Qebleh, qui se situent dans la région de Takab, limite cette zone au Sud-Ouest.

2° Géographie humaine :

La population est principalement composée, comme ailleurs en Azerbaijan, de Turcs Azeris. Il y a peu de nomades dans cette région basse : l'essentiel de la population tire ses ressources de l'agriculture et se répartit en plus de 300 villages groupés autour des sources. Les habitations de pisé à toit plat et à cour intérieure, les aires à blé et les meules de bouse servant de combustible pour l'hiver caractérisent ces villages.

La ville de Mianeh compte environ 30 000 habitants et la population de gros villages comme Sareskand ou Sheikhdarabad peut atteindre 5 000 habitants. Cette forte densité démographique pour l'Iran s'explique par la relative fertilité de la région. Les hautes terres, bénéficiant des pluies de printemps, permettent en effet la culture non irriguée du blé.

De nombreuses oasis-jardins irriguées par un réseau complexe de canaux entourent les villages et occupent les vallées tandis que des rizières se rencontrent dans les basses plaines alluviales (bassin de Mianeh). Ces zones verdoyantes (vigne, peupliers

arbres fruitiers) contrastent avec la steppe sèche à absinthe environnante, caractéristique de tout le haut plateau iranien. L'élevage de chèvres et de moutons, parfois de chameaux dans les zones les plus arides, y est prédominant tandis que l'élevage de buffles se concentre le long des principales rivières.

La présence de gypse et de sel explique le caractère totalement désertique de certaines régions, en particulier du bassin de l'Ahi Chay.

3° Communications :

La grande route de Tabriz à Téhéran, principale voie d'accès du pays à partir de la Turquie, traverse le Nord et le Sud-Est de la région étudiée. Elle suit la vallée encaissée du Shahri Chay, traverse le bassin de Mianeh, puis franchit l'obstacle du Qaflan-Kuh avant de pénétrer dans la grande plaine de Zanjan.

En dehors de cette route goudronnée, une bonne piste rejoint Ardebil au Nord-Est et une autre permet d'accéder facilement à Sareskand. La plupart des villages sont reliés par des pistes de viabilité souvent incertaine, notamment au passage de rivières importantes et par mauvais temps.

La voie ferrée de Tabriz, parallèle à la grand-route jusqu'à Mianeh, suit ensuite la vallée du Qaranqu. Malheureusement, aucune piste ne pénètre dans cette profonde vallée de 60 km de long où nous n'avons pu accéder que lors d'excursions à pied ou à cheval.

Ce cas excepté, tous les points géologiquement intéressants de la région sont facilement accessibles.

C - Travaux antérieurs :

Bien que traversée par une grande voie d'accès, cette région n'a jamais fait l'objet d'une étude géologique détaillée.

La première description géologique de la région revient au voyageur italien De Filippi en 1865 : "Le Kaflan Kouh se compose de marnes redressées çà et là changées en une sorte de porcelaine par des éruptions de porphyre" (Note di un viaggio in Persia).

En 1934, J. Jung et A. Jeannet étudient dans cette même chaîne du Qaflan-Kuh la succession des assises sédimentaires miocènes et la faune associée.

G. Ladame, en 1942, s'intéresse au gisement de sel de Maman, déjà étudié par des géologues russes à la fin du siècle dernier.

Dans le cadre d'une étude générale des bassins sédimentaires de l'Azerbaijan, Verdier (1961) fournit une carte au 1/500 000 où apparaît principalement la dépression néogène du Sud de la région de Mianeh. Ansari (1965) et surtout Afshar (1965) donnent une stratigraphie plus détaillée de ce bassin.

Dans tous ces travaux, presque rien n'apparaît sur l'importante succession d'événements volcaniques tertiaires qui s'observe au Nord de la région de Mianeh.

Toutes ces roches volcaniques sont regroupées sur les différentes éditions de la carte géologique de l'Iran sous le nom de volcanites "tertiaires" ou "éocènes". De même, le socle anté-éocène du Qaflan-Kuh n'a jamais été décrit malgré la proximité du gisement salifère de Maman.

Deux feuilles au 1/250 000 ont été publiées dans la région, celle de Zanjan au Sud-Est (1969) et de Bandar-e-Pahlavi à l'Est (1976). D'autres travaux sont en cours sur le massif du Bozqush au Nord (M. Lotfi) et sur l'édifice volcanique du Sahand (P. Bordet), à l'Ouest de la région de Mianeh.

D - Cadre géologique (fig. 1 et 2) :

La région étudiée fait partie de la grande zone structurale d'Iran Central. Ce domaine, défini par J. Stöcklin (1968), est formé d'une mosaïque de blocs faillés entre les zones plissées du Zagros au Sud-Ouest et du Kopet Dagh au Nord-Est. Ce socle fut fracturé et "réhomogénéisé" plusieurs fois au cours de son histoire géologique (M. Sabzehi, 1974 ; M. Bolourchi, 1975). Il en ressort une disposition en grandes bandes parallèles aux structures régionales (fig. 1) : zone métamorphique de Sanandaj-Sirjan, sutures ophiolitiques du Crétacé sup. (zones à "coloured melange"), ceintures de volcanites éocènes...

L'orogenèse "alpine" a de nouveau fracturé ce socle en lui donnant sa configuration actuelle : suite régulière de blocs soulevés et de bassins intramontagneux parallèlement aux trois directions structurales majeures de l'Iran (NW-SE en arrière du Zagros, E-W avec le mégaanticlinal de l'Elbourz et N-S dans le "bloc du Lut").

La tectonique cassante est donc le caractère principal de toute l'histoire géologique du Plateau iranien. Ce contrôle structural permanent permet d'expliquer aussi bien la paléogéographie que les événements magmatiques et métamorphiques qui affectent périodiquement ce domaine particulièrement instable.

La zone de volcanisme tertiaire d'Azerbaijan, dont fait partie la région étudiée, se situe dans la prolongation de deux des trois grandes bandes volcaniques qui traversent tout l'Iran. Elle se raccorde au Nord-Ouest avec les zones volcaniques du Petit-Caucase et de l'Anatolie. L'Azerbaijan joue ainsi un rôle de charnière dans l'immense chaîne volcanique qui s'étend depuis la mer Egée jusqu'en Afghanistan. A son niveau, le système plissé de l'Elbourz est relayé par celui du Petit-Caucase tandis que la chaîne volcanique subit une nette inflexion vers le Nord (fig. 2). Les grands accidents méridiens qui interrompent ici les directions structurales NW-SE de l'Elbourz et E-W de l'Azerbaijan tiennent une place importante dans l'histoire géologique de la région de Mianeh.

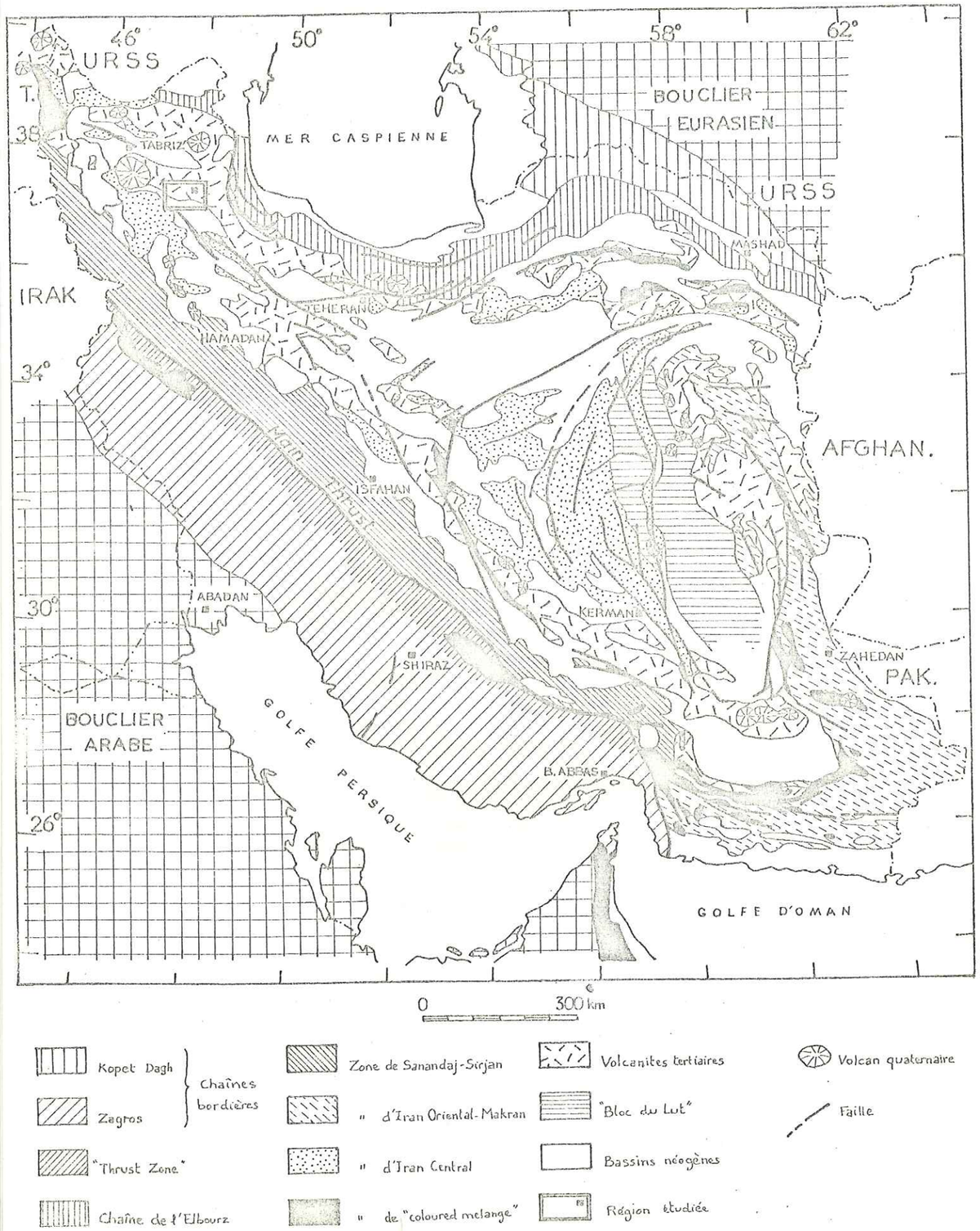
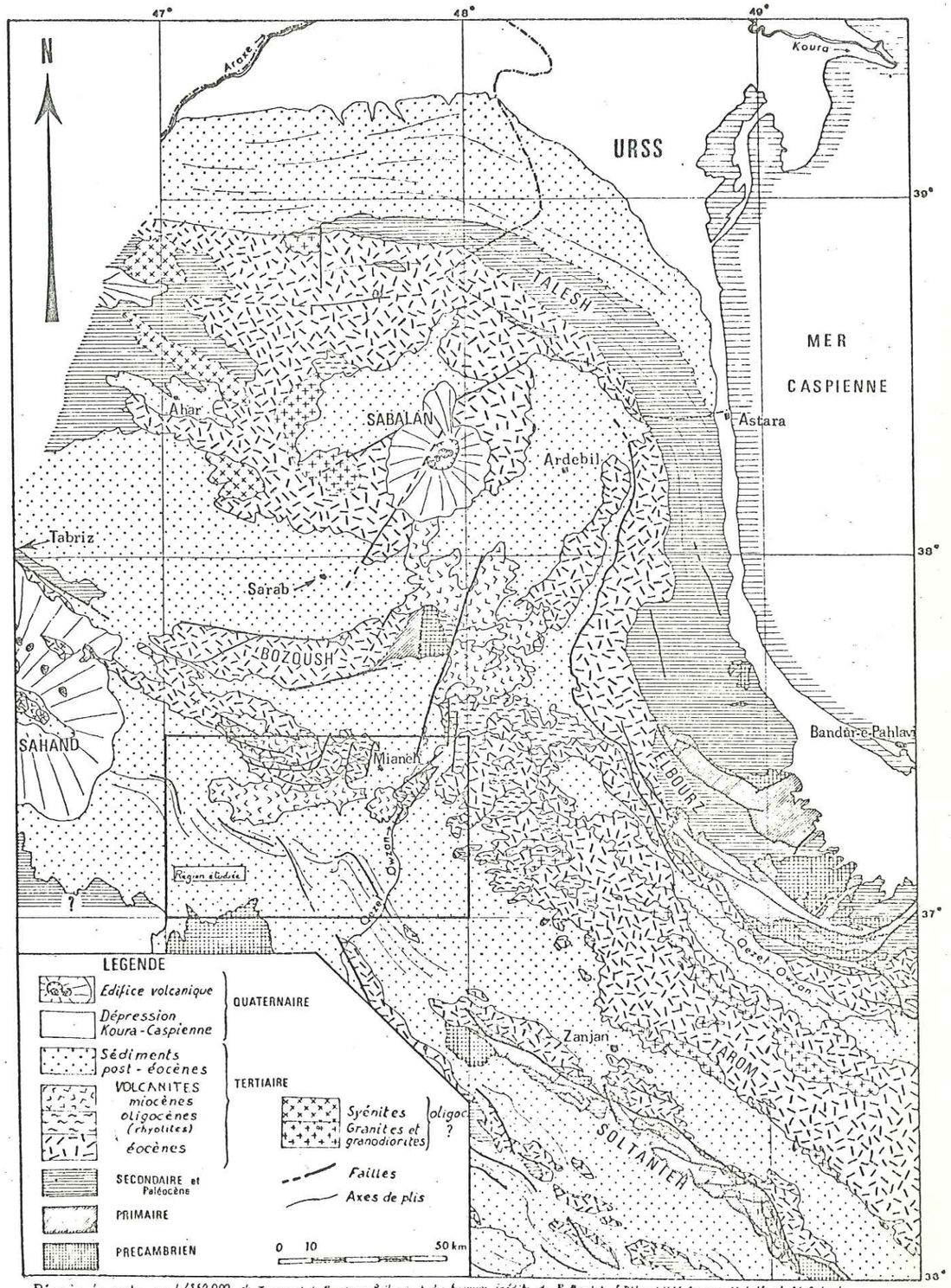


Figure 1 – Carte géologique schématique de l'Iran
(d'après J. Stöcklin, 1968)



D'après les cartes au 1/250.000 de Zanjan et de Bandar-e-Pahlavi et des travaux inédits de P. Bordet, J. Didon et Y. H. Gemain, M. Lotfi et M. Sabzehi.
Certains contours ont été dessinés à partir des photos par satellites au 1/1000.000.

FIGURE 2 – ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NORD-OUEST DE L'IRAN

Chapitre II - S T R A T I G R A P H I E

I - LES FORMATIONS ANTE-TERTIAIRES

II - LA SERIE VOLCANIQUE EOCENE

III - L'OLIGO-MIOCENE

IV - LE PLIO-QUATERNAIRE

BIUS JUSSIEU THÈSES PARIS

A l'exception de quelques affleurements de terrains plus anciens, la séquence stratigraphique visible dans la région étudiée appartient essentiellement au Tertiaire. Les volcanites de l'Eocène sont surmontées en discordance par la série oligo-miocène, en partie volcanique, avant de grands épandages plio-quaternaires.

I - LES FORMATIONS ANTE-TERTIAIRES :

A - le complexe métamorphique d'Anabolaghi :

Quelques affleurements d'un socle métamorphique apparaissent au Sud-Ouest de la zone cartographiée. Ils représentent la terminaison septentrionale des monts de Qebleh, dans la région de Takab. Du fait de leur extension limitée (fig. 4) et de leur appartenance à une région structurale différente, nous n'en présenterons ici qu'une description sommaire.

Au Sud du village de Takan, des micaschistes quartzitiques et des gneiss oeillés sont associés à des faciès migmatitiques. Ces formations sont recoupées par un grand massif granitique.

Plus à l'Ouest, on rencontre un ensemble assez différent : une épaisse série d'amphibolites, de gneiss amphiboliques et de cipolins est associée à des roches ultrabasiques. Le métamorphisme (voir chapitre IV) a respecté le litage originel et seuls des boudinages et des plis intrafoliaux sont visibles dans les cipolins. Les roches ultrabasiques sont serpentinisées ou transformées en faciès talqeux riches en actinote ; certaines harzburgites sont à peine altérées ; des concentrations de chromite sont encore reconnaissables dans les serpentines. Le métamorphisme subi par les niveaux basiques (amphibolites à grenat) et par les anciens tufs (amphibolites tachetées) est plus intense. On observe même un début de migmatisation dans certains gneiss.

Ce socle métamorphique est recouvert par des sédiments détritiques mio-pliocènes ou par des travertins quaternaires. Il a été attribué plus au Sud au Précambrien (M. Sabzehi, comm. or.).

B - Le Paléozoïque supérieur et le Trias du Qaflan-Kuh :

Le soubassement des volcanites de l'Eocène n'est visible que dans la chaîne du Qaflan-Kuh, à 15 km à l'Est de Mianeh (fig. 4). D'extension réduite et assez fortement métamorphisé à l'Eocène (voir chapitre IV), ce socle montre sur 1 500 m d'épaisseur la coupe suivante (fig. 3) :

I° Le Dévono-Carbonifère (900 m) :

A la base, une épaisse série volcano-détritique se compose de coulées ou sills basiques associés à des tufs, à des grès argileux et à quelques niveaux carbonatés.
Ensuite, la séquence devient plus gréseuse et se termine par des alternances de calcaires à cherts, de dolomies et de grès où les intercalations volcaniques sont assez rares. Aucun fossile n'y est visible.

Cet ensemble présente des similitudes lithologiques avec la formation de Geirud

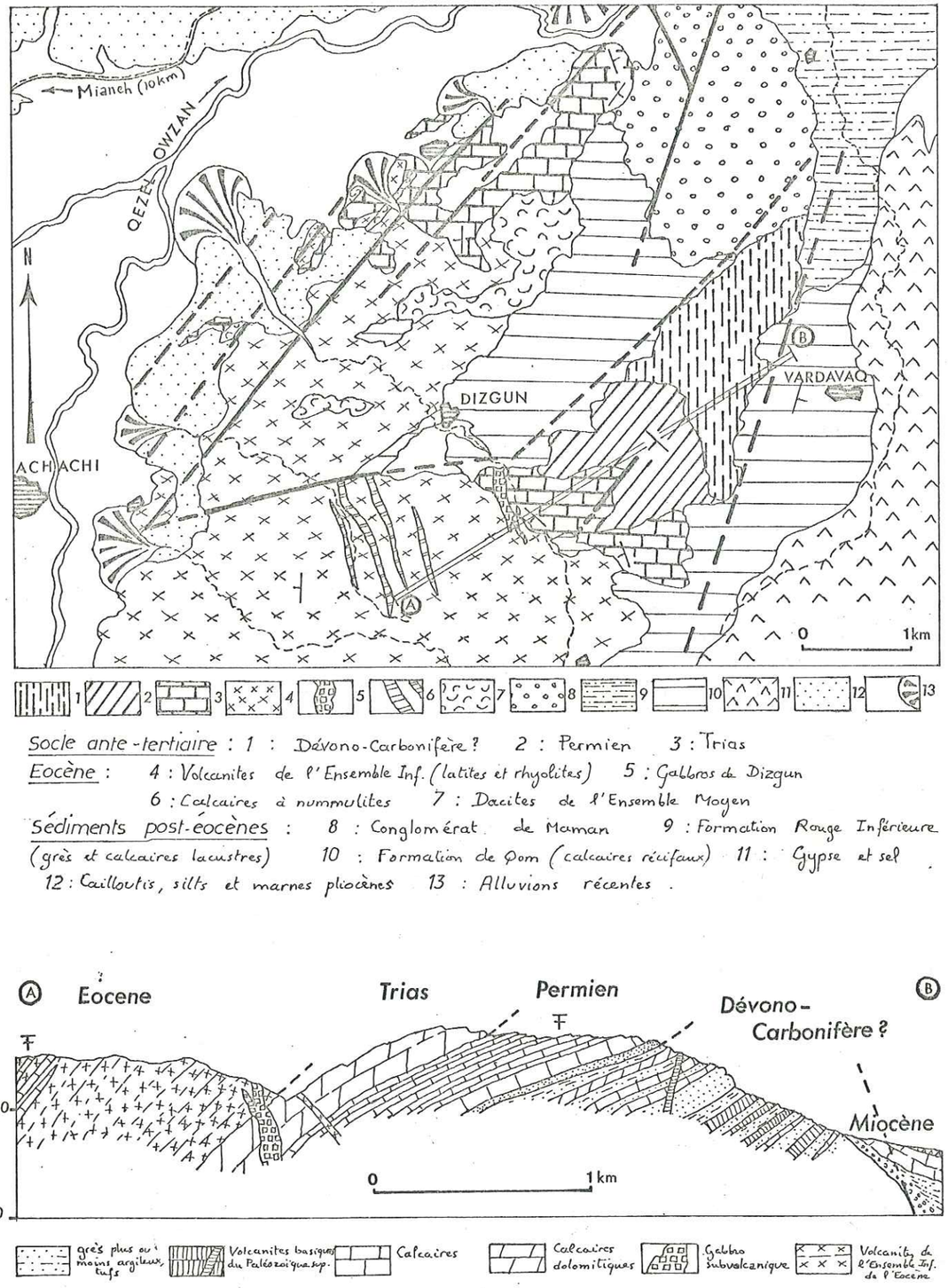


Figure 3 _ Carte et coupe de la partie nord du Qaflan_Kuh

(Dévonien sup. -Carbonifère inf.), caractérisée dans l'Elbourz par un important volcanisme. Cette activité volcanique du N-W de l'Elbourz n'a cependant pas un âge bien défini et semble s'étendre tout au long du Paléozoïque supérieur (R. G. Davies et al., 1972 et 1975).

2° Le Permien (300 m) :

Un banc de grès sombres marque ensuite le début d'une séquence carbonatée. Des calcaires gris à entroques, en bancs décimétriques, sont parfois riches en passées ferrugineuses. Les restes d'organismes que nous y avons trouvés (Bellerophon, Fusulines, Coraux) caractérisent la formation de Ruteh, d'âge permien supérieur.

3° Le Trias (environ 300 m) :

En continuité avec cette série monoclinale, vient un puissant ensemble de calcaires dolomitiques et de cargneules. Il s'agit sans doute du Trias, bien connu sous ce faciès au Nord de l'Iran (P. Bordet et al., 1971), bien que le niveau de bauxites marquant la fin du Permien n'ait pas été observé ici.
Cet ensemble, très bréchifié et épais de 200 m, réapparaît en bordure du Qezel Owzan à la faveur du grand accident qui limite le Qaflan-Kuh au Nord-Ouest. Il présente vers son sommet des passées pélitiques et gréseuses.

4° Lacune du Jurassique et du Crétacé :

Toute l'épaisse série mésozoïque décrite à l'Ouest du Sahand (P. Bordet et al., 1971) manque ici. La même lacune s'observe à l'Est du Bozqush (M. Lotfi, comm. or.) et dans la région d'Agh Kand, au Nord-Ouest de l'Elbourz (R. G. Davies et al, 1975). La lacune est moins importante dans la zone du Cis-Araxe (Petit Caucase), près de la frontière iranienne : les auteurs russes y décrivent un Dévono-Trias à faciès littoral, avec lacune du Carbonifère supérieur, seulement recouvert par de minces dépôts jurassiques et éocènes. Le premier plissement affectant cet ensemble est d'âge oligocène (V. E. Khain, 1970).

Deux hypothèses se présentent pour expliquer l'absence de la quasi-totalité du Secondaire :

Peut-être s'agit-il d'une érosion post-orogénique, d'âge crétacé sup. -paléocène, qui aurait entamé les calcaires crétacés et déblayé la puissante formation continentale jurassique pour s'arrêter au socle triasique plus résistant. Mais l'apparente concordance entre ce socle et les volcanites éocènes ainsi que l'absence de conglomérats à la base de ces dernières permettent d'en douter.

Une lacune de sédimentation est plus probable dans cette partie de la zone structurale d'Iran Central (J. Stöcklin, 1968). La zone Anti-Elbourz-Azerbaijan oriental aurait été émergée durant une grande partie du Mésozoïque : les calcaires du Crétacé supérieur, associés à des roches volcaniques et plissés lors des mouvements tectoniques anté-tertiaires, la bordent au Nord (chaînes de l'Elbourz et du Talesh) comme au Sud (monts de Soltanieh). Mais cette zone stable va être bouleversée à l'Eocène par une intense activité volcanique.

Remarque : Entre Siah Chaman et Sareskand, au Nord-Ouest de la région étudiée, apparaissent quelques affleurements de quartzites qui appartiennent peut-être au socle paléozoïque défini dans le Qaflan-Kuh.

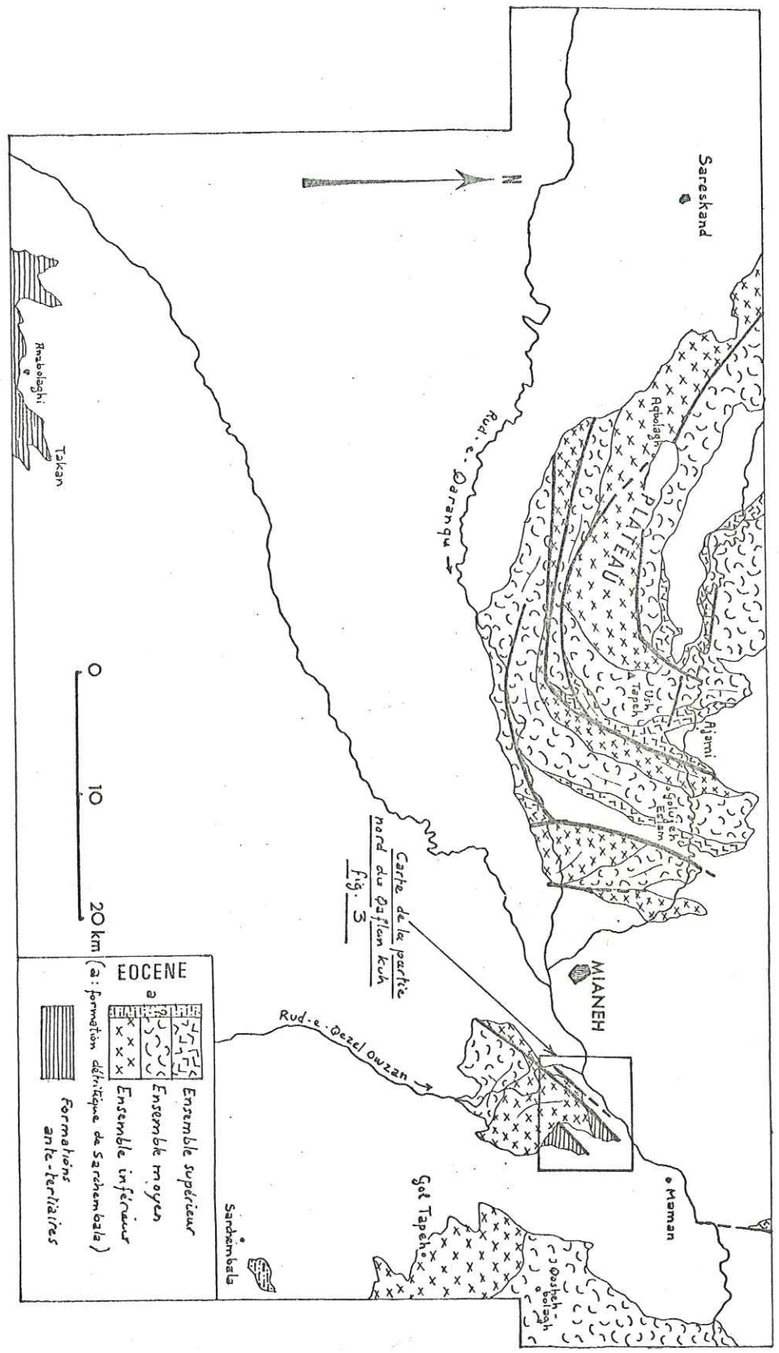


Figure 4. Carte d'affleurements du socle et de la série volcanique éocène

Carte de la partie nord du Qaflan kuh fig. 5

II - LA SERIE VOLCANIQUE EOCENE :

A - Introduction :

Nous ne traiterons ici que des caractères strictement stratigraphiques de cette série, comparable à une formation sédimentaire par l'extension et la constance de ses faciès. L'activité volcanique ainsi que la pétrographie et la géochimie des produits émis seront étudiés dans les chapitres suivants.

L'Eocène affleure seulement dans la moitié nord de la région de Mianeh (fig. 4). Il s'agit d'une séquence très monotone où alternent tufs et coulées sur une épaisseur totale pouvant atteindre 3 000 m.
De rares intercalations sédimentaires ont été trouvées dans le Qaflan-Kuh. D'autre part, à Sarchembala, au Sud-Est de la zone cartographiée, affleure, sous des coulées d'âge probablement oligocène, une série de grès verts et d'argilites qui représente un faciès détritique de l'Eocène.

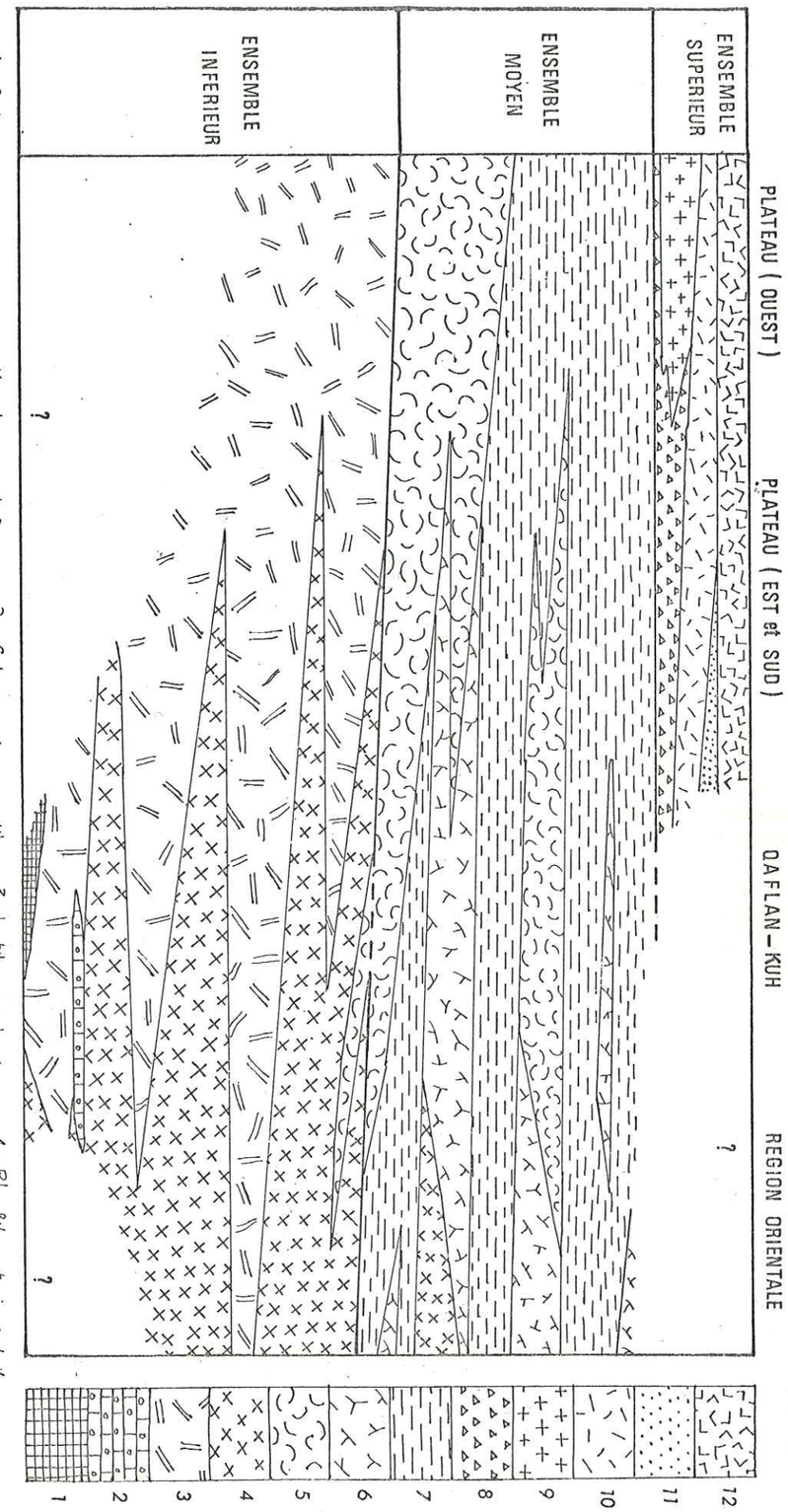
La séquence-type proposée ci-dessous résume les nombreuses coupes établies sur le terrain. Il n'est pas utile de les présenter dans le détail à cause des grandes variations locales inhérentes à toute formation volcanique. Les changements les plus notables ont été schématisés dans la figure 5 .
Cette séquence a été divisée, avant tout pour des besoins de cartographie, en trois unités qui correspondent à des changements dans l'activité volcanique et le chimisme des laves mais ne sont pas liées à des discordances internes. Les coupures entre Ensembles Inférieur, Moyen et Supérieur sont moins marquées à l'Est de la région étudiée qui fait la transition entre les séries de type "Azerbaijan" et celles de type "Anti-Elbourz".

B - L'Ensemble Inférieur :

L'activité volcanique paléogène débute sur le socle triasique sans discordance visible : les premières coulées ont le même pendage que les calcaires dolomitiques sous-jacents (fig. 3).
La base de la série est formée de volcanites plutôt acides dont l'épaisseur atteint 1 500 m en moyenne (2 000 m dans la vallée du Qaranqu). Cet ensemble massif, dont la partie inférieure est indurée par métamorphisme thermique (voir chap. IV), a subi un diaclasage important lors de la phase tectonique post-éocène.

Quelques intercalations sédimentaires ont été trouvées vers Dizgun, dans le massif du Qaflan-Kuh, non loin du socle triasique. Ce sont des arkoses interstratifiées dans des tufs, des passées détritiques très finement litées riches en produits organiques et des calcaires à nummulites. Ces derniers, métamorphisés en marbres à grossulaire, ont fournis des sections recristallisées de Nummulites sp. et Discocyclina sp. qui confirment seulement l'âge éocène du volcanisme associé (cf. p. 20).

Il est utile de donner dès maintenant un aperçu des principaux faciès volcaniques rencontrés à ce niveau. Ils permettent, grâce à leur extension et à leur épaisseur, de situer la base de la série là où le soubassement anté-éocène n'est pas visible :



1 : Gabbros subvolcaniques et coulées basiques de Dizgun 2 : Calcaires à nummulites 3 : Latites porphyriques 4 : Rhyolites et ignimbrites
5 : Latite-andésites 6 : Dacites 7 : Tufs 8 : Tufs et brèches violets 9 : Trachytes 10 : Trachyandésites 11 : hyaloclastites
12 : Trachyandésites anciennes

Figure 5 - Variations latérales dans la séquence volcanique éocène de la région de Mianeh

- Les latites porphyriques jouent le rôle de véritable repère stratigraphique : ce sont en effet les premières laves émises au-dessus du socle triasique. Elles se présentent associées aux calcaires à nummulites vus ci-dessus. De grands phénocristaux centimétriques les rendent reconnaissables même dans les faciès métamorphiques. Les latites porphyriques composent la majeure partie de l'Ensemble Inférieur vers l'Ouest de la région (horst de Golujeh Eslam, plateau d'Aqbolagh). Au contraire, elles ne constituent à l'Est que des passées réduites à l'intérieur d'une série rhyolitique (coupe de Gol Tapeh).

- Des laves acides et des ignimbrites sont intercalées à tous les niveaux de l'Ensemble Inférieur. Les premières présentent de petits cristaux blancs de feldspath dans une pâte violacée souvent fluidale. Les secondes, également caractéristiques de cet ensemble, montrent de belles structures à "flammes", malheureusement fréquemment oblitérées par le métamorphisme. Des tufs violacés peu abondants sont associés à ces roches acides dont l'importance devient prépondérante vers l'Est.

C - L'Ensemble Moyen :

L'apparition d'épais niveaux de pyroclastites provoque une coupure nette avec l'ensemble massif sous-jacent. Le métamorphisme thermique ne s'est presque pas fait sentir à ce niveau mais le diaclasage dû à la tectonique oligocène peut être intense. Cette série montre une puissance de 500 à 1 500 m selon les endroits.

Les tufs et les passées bréchiques qui les accompagnent sont toujours bien stratifiés en bancs décimétriques. Leur couleur varie du gris sombre au vert clair et leur épaisseur, très variable, peut dépasser 500 m (route de Tabriz). Ils ne présentent jamais d'intercalations sédimentaires ni de figures de sédimentation (ripple-marks, chenaux, etc.) autres que leur granoclassement. Le problème posé par leur mise en place sera examiné au chapitre III.

Les roches volcaniques caractéristiques de cette unité sont notablement différentes de celles de l'Ensemble Inférieur. Nous avons attribué sur le terrain les termes d'andésite à pyroxène ou d'andésibasalte à ces laves sombres à petits phénocristaux arrondis de plagioclase, mais il s'agit en fait de latite -andésites.
Au Nord-Ouest, les coulées basiques apparaissent immédiatement au-dessus des latites porphyriques et sont surmontées par des tufs très épais. Associées à des faciès doléritiques, elles peuvent localement avoir subi un léger métamorphisme thermique (Ush Tapeh).
Plus à l'Est, dans le Qaflan-Kuh et au Sud du Plateau, les latite -andésites sont interstratifiées dans l'ensemble pyroclastique. Conjointement, des laves plus acides apparaissent. Ces dacites sont seules représentatives de l'Ensemble Moyen dans la région orientale (coupe de Qoshehbolagh).

D - L'Ensemble Supérieur :

Les dernières manifestations volcaniques précédant la phase tectonique oligocène montrent, nous le verrons par la suite (chap. III et VI), une évolution très particulière. Il en résulte des types de roches bien reconnaissables sur le terrain. Cet ensemble n'est visible qu'à l'Ouest du Qaflan-Kuh où il a été localement préservé de l'érosion dans des grabens. Son épaisseur maximale est de 400 m. Tous les

affleurements de cette série présentent une succession analogue :

Des tufs et brèches violacés, bien lités, reposent sur les tufs verts ou noirs de l'Ensemble Moyen.

Des trachytes à phénocristaux de feldspath potassique dans une pâte rose souvent fluidale sont associés à ces pyroclastites. Il est parfois délicat de les distinguer des rhyolites fluidales de l'Oligocène, mais leur gisement comme leur chimisme sont nettement différents. Ces laves ne se rencontrent qu'au Nord-Ouest et au Sud du Plateau.

Des trachyandésites grises apparaissent au-dessus des trachytes ou des brèches violettes amincies. Elles présentent parfois un aspect analogue aux latites porphyriques de l'Ensemble Inférieur. Seule la géochimie permet de les différencier avec sûreté.

Enfin des trachyandésites analcimiques terminent la série. Ce sont des roches gris sombre à phénocristaux de feldspathoïdes automorphes, souvent centimétriques. Leur aspect caractéristique, leur position stratigraphique et leur extension en font un niveau repère de première importance. A Ajami, des tufs et des hyaloclastites associés aux téphrites montrent des stratifications entrecroisées mais n'ont pas livré de microfaune.

E - La séquence éocène en Iran : essai de corrélation :

1° Généralités :

La stratigraphie de l'Eocène volcanique, indispensable préliminaire à toute étude pétrologique, n'a jusqu'ici été établie qu'en trop peu de points (Elbourz, Iran Central). Des corrélations précises ne pourront donc être effectuées qu'avec les régions immédiatement voisines.

En Iran, trois grands "rifts" sont le siège d'une importante activité volcanique au Paléogène (fig. 1) : l'une de ces zones s'étire le long du Zagros sur près de 2 000 km, l'autre suit la bordure méridionale de l'Elbourz tandis que la troisième traverse le bloc du Lut du Nord au Sud. Les deux premières zones se réunissent au Sud de Téhéran et forment plusieurs bandes parallèles. Vers le Nord-Ouest, cette région volcanique s'élargit et couvre presque toute la superficie de l'Azerbaijan oriental (fig. 6). Elle se poursuit plus à l'Ouest par les zones de volcanisme éocène du Petit Caucase et de l'Anatolie.

2° L'Azerbaijan :

Une collaboration étroite avec P. Bordet, J. Didon, Y. M. Ge_main, M. Lotfi et M. Sabzehi dont les travaux (en cours ou déjà publiés) couvrent une grande partie de cette région nous a permis d'observer les variations de la séquence éocène sur une transversale nord-sud de près de 150 km (fig. 7).

Mis à part de rares formations sédimentaires basales, notamment à l'Ouest du Bozqush, toute cette séquence est volcanique. Elle repose, soit sur un socle paléozoïque sup. -triasique (région de Mianeh), soit sur le Crétacé sup. plissé (région d'Ahar). Tout à fait au Nord de l'Azerbaijan, elle vient en continuité (série du Kuh-e-Kalantar, J. Didon et Y. M. Ge_main, 1976) avec une épaisse série de flysch du Paléocène.

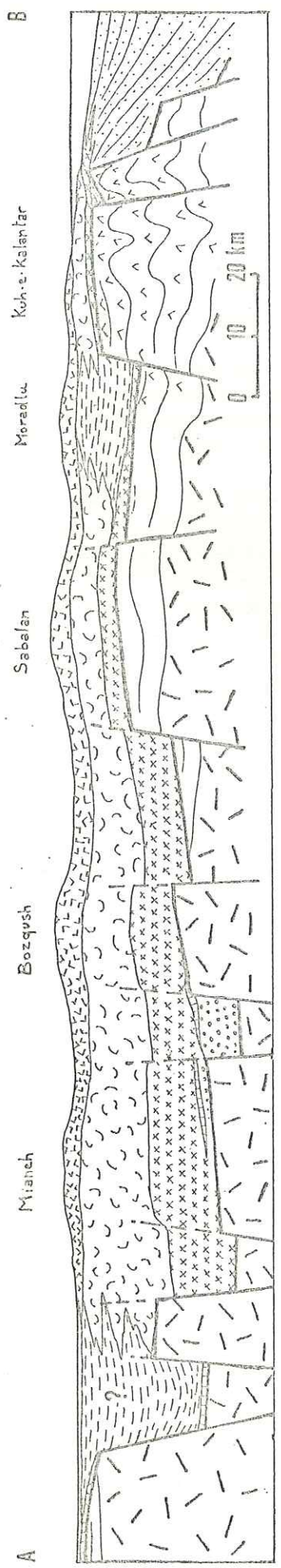


Figure 7 - Coupe shématique de l'Azerbaijan à la fin de l'Eocène

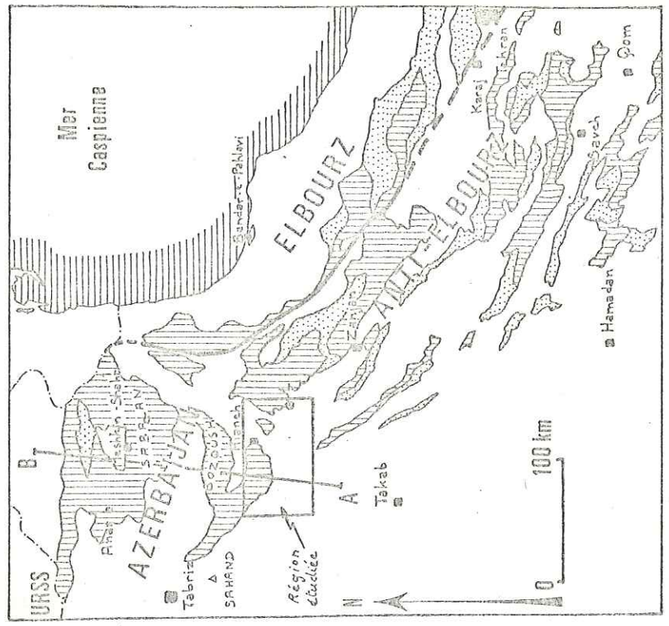
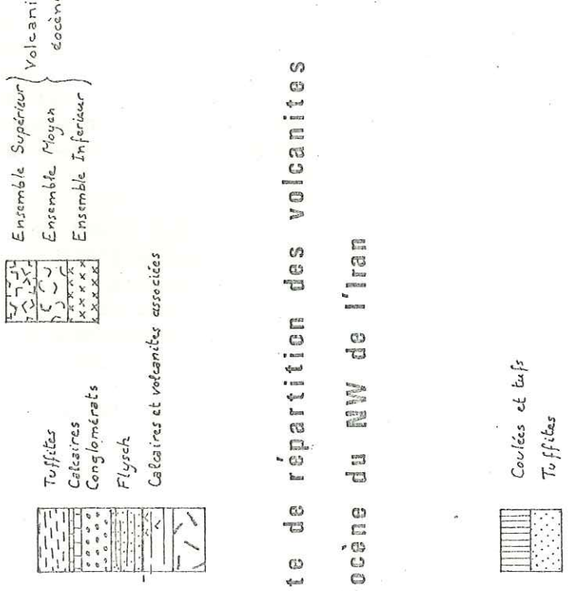


Figure 6 - Carte de répartition des volcanites éocène du NW de l'Iran



a) l'Ensemble Inférieur :

Les latites porphyriques sont présentes au N-W de la région étudiée jusque vers Tabriz (soubassement du Sahand, Ouest du Bozqush). Ce niveau repère dont les caractères macroscopiques, pétrographiques et géochimiques sont très constants se retrouve dans la région de Meshkin-Shahr. L'épaisseur des "andésites nougat" est ici réduite à 50 m et elles reposent sur des latite -basaltes à olivine qui manquent plus au Sud.
Plus au Nord, un ensemble principalement bréchique compose presque toute la séquence volcanique, alors réduite à 400 m d'épaisseur. En continuité avec le flysch, des pillow-lavas de latite-basalte sont surmontés par des brèches volcaniques très riches en cristaux de pyroxène. Cette série du Kuh-e-Kalantar semble représenter l'équivalent des Ensembles Inférieur et Moyen définis plus au Sud.

b) l'Ensemble Moyen :

Les coulées sombres de latite -andésites, considérées souvent comme basaltiques sur le terrain, et les tufs associés prennent une grande extension dans le Bozqush. Plus au Nord, les tufs diminuent d'importance et l'Ensemble Moyen n'est plus constitué que de latites et de latite -andésites localement riches en zéolites sur 100 à 400 m de puissance.

c) l'Ensemble Supérieur :

Ces faciès volcaniques montrent une assez grande constance dans tout l'Azerbaijan. Leur épaisseur maximale varie entre 300 et 500 m.
Les trachyandésites (ou trachytes à grands phénocristaux de plagioclase) sont bien individualisées dans le massif du Bozqush et se retrouvent dans le soubassement éocène du Sabalan.
Les trachyandésites analcimiques sont partout visibles sous des faciès très semblables au sommet de la série éocène. On les retrouve dans le Bozqush et la région de Meshkin-Shahr (trachytes de Kangalu et d'Arbab-Kandeh, J. Didon et Y. M. Ge_main) au-dessus des trachyandésites ; à l'Ouest d'Ahar, elles sont métamorphisées par une intrusion syénitique néogène ; enfin, tout à fait au Nord, elles sont associées à des hyaloclastites au sommet des brèches à pyroxène de la série de Kuh-e-Kalantar. A cet endroit, des sédiments détritiques à débris de plantes accompagnent la dernière activité volcanique.

d) Paléogéographie de l'Azerbaijan à l'Eocène (fig. 7) :

L'activité volcanique, généralement aérienne en Azerbaijan (voir chap. III), possède cependant un caractère subaquatique (pillow-lavas, hyaloclastites) au Nord. Du Nord au Sud, l'épaisseur de la séquence volcanique augmente considérablement tandis que les empilements de coulées de la région d'Ahar-Meshkin-Shahr laissent peu à peu la place à des intercalations de tufs, prépondérants dans la région de Mianeh.
Les épais niveaux de matériaux tuffitiques qui marquent toujours le début de l'activité volcanique dans les séries du Sud de l'Elbourz manquent à peu près totalement ici. On pourrait cependant en trouver un témoin septentrional dans la série de Moradlu (J. Didon et Y. M. Ge_main) ainsi que des traces sous la dépression néogène qui limite au Sud l'extension du volcanisme éocène de type Azerbaijan. Ce dernier bassin a pu se former dès l'Eocène et permettre l'accumulation de sédiments détritiques d'origine volcanique comme la séquence de

Sciences de la Terre BIUS Université PARIS

flysch décrite dans le Sahand par P. Bordet (1971) ou la série de grès verts et argilites de Sarchembala dans la plaine de Zanjan.
En résumé, entre la mer du flysch au Nord et des bassins profonds au Sud, s'étendaient des cordillères volcaniques émergées de direction probablement E-W. L'activité volcanique, tout en présentant une évolution analogue dans tout l'Azerbaijan, était beaucoup plus intense dans la zone continentale subsidente méridionale (Mianeh) qui représentait la partie la plus active du rift éocène. De même, mouvements tectoniques et événements magmatiques postérieurs seront particulièrement importants dans cette région.

3° La bordure méridionale de l'Elbourz (fig. 6) :

Dans la région de Qom-Téhéran et dans l'Elbourz (R. G. Davies et al., 1972 et 1975), l'âge de la séquence volcanique et sa place dans la stratigraphie de l'Eocène sont bien connus (M. Bolourchi, 1975). Le dépôt des conglomérats de Fajan (Paléocène à Eocène inf.) précède la transgression de la mer lutétienne qui dépose les calcaires à nummulites de la formation de Ziarat. Cette transgression a cependant épargné des zones de l'Elbourz (P. Stalder, 1971) et la plus grande partie de l'Azerbaijan. L'activité volcanique peut débuter dès cette époque avec des laves relativement basiques analogues aux latite -basaltes à olivine du Nord de l'Azerbaijan. Mais elle ne devient prépondérante qu'au Lutétien supérieur et au Priabonien, lors de la régression de la mer éocène (J. D. Dozy, 1955). Ce volcanisme se dispose en plusieurs bandes parallèles aux directions structurales de l'Elbourz (fig. 6) :

Les zones les plus méridionales, appartenant au système de l'Anti-Elbourz, montrent une épaisse séquence volcanique riche en intercalations sédimentaires, parfois marines. C'est à cette série, décrite par Hirayama et al. (1966) dans la région de Zanjan, que nous rattachons l'ensemble volcanique éocène situé à l'Est du Qaflan-Kuh. Le volcanisme de l'Anti-Elbourz se caractérise par l'abondance des émissions acides : ainsi les ignimbrites sont-elles prédominantes dans la région de Saveh (C. Caillat et B. Martel, thèse à paraître). M. Bolourchi (1975) y signale aussi des laves à analcime.

La zone septentrionale fait partie de la chaîne plissée de l'Elbourz et a été étudiée par les élèves de A. Gansser (C. Lorenz, 1964, E. Dedual, 1967, P. Stalder 1971). Les "tufs verts" de la formation de Karaj forment ici l'essentiel de la séquence volcanique. Toujours présents à sa base, ils peuvent atteindre 3 000 m dans les bassins les plus profonds où le dépôt rythmique de sédiments et de produits d'explosion volcanique a été assimilé à un flysch par A. Vatan. Les quelques coulées observées dans cet ensemble rappellent les laves décrites dans l'Ensemble Moyen de la région de Mianeh ou de Meshkin-Shahr.
L'activité devient ensuite aérienne et aboutit à l'émission d'une puissante série (500 m) de "basanites à analcime" qui sont un équivalent de l'Ensemble Supérieur de la région de Mianeh.

En conclusion, les latites porphyriques, niveau repère de l'Ensemble Inférieur en Azerbaijan, n'ont jamais été signalées plus à l'Est mais il faut rappeler que la stratigraphie des séries volcaniques de l'Anti-Elbourz est encore mal connue. Par contre, l'Ensemble Moyen de la région de Mianeh semble contemporain de la mise en place des "tufs" de Karaj, tandis que l'Ensemble Supérieur est représenté dans l'Elbourz comme en Azerbaijan par des laves sous-saturées.

4° Autres régions :

M. Amidi (1975) a fourni récemment une chronologie précise des différents événements volcaniques du Paléogène dans la région de Yazd, en Iran central. Il est évidemment impossible, en l'état actuel des recherches, d'esquisser une comparaison entre des séquences distantes de 700 km mais des points communs se manifestent, notamment la présence de laves à analcime ("5e période"). M. Amidi ne les place pas tout à fait à la fin de la série éocène mais il est permis de se demander si le complexe du Karkas ("6e période"), isolé et légèrement discordant sur les unités antérieures, n'appartient pas déjà à un autre cycle volcanique.

Plus au Sud, vers Kerman, H. Förster et al. (1972) décrivent une intéressante succession : l'émission sous-marine d'"andésites" à olivine associées aux calcaires lutétiens est suivie par la mise en place d'une puissante série de latites et latite -andésites riche en tufs. La séquence se termine par des trachytes et des phonolites à grands feldspathoïdes, équivalents probables de L'Ensemble Supérieur de l'Azerbaijan. Ces dernières émissions ont été datées du Priabonien dans la région de Kerman (M. Amidi, comm. or.).

En Iran oriental, une grande région volcanique encore peu étudiée (J. Stöcklin et al., 1971, J. Varet, 1970, G. Conrad et al., 1971) présente surtout des coulées acides et des ignimbrites. Les quelques datations effectuées par G. Conrad et M. Girod (1975) donnent un âge lutétien moyen à priabonien (47,5 à 40,7 Ma) pour la partie inférieure de la séquence volcanique.

III - L'OLIGO-MIOCENE :

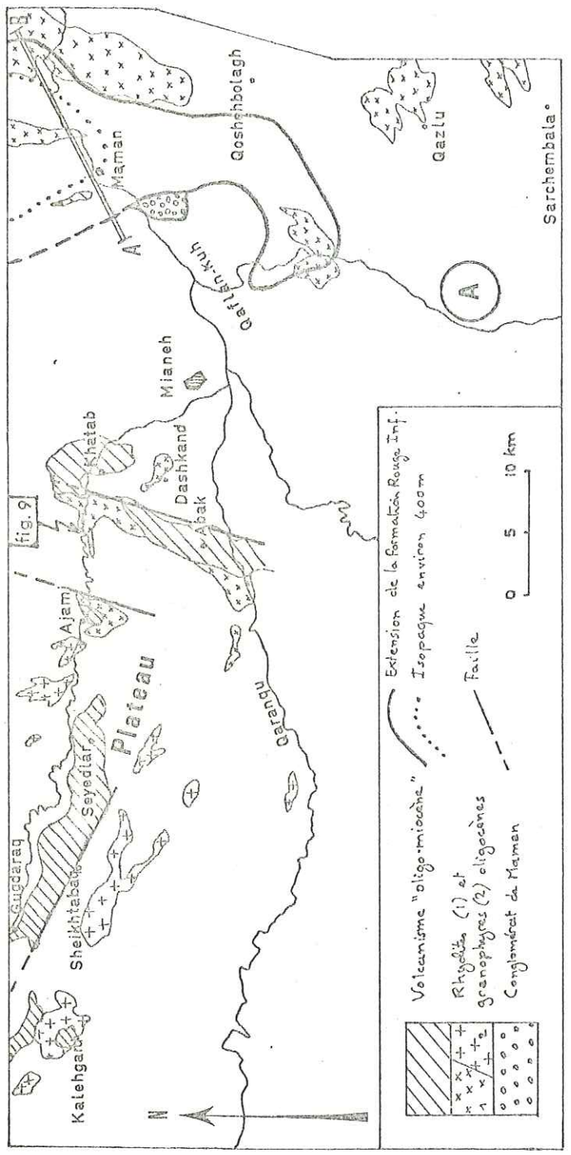
Une importante phase tectonique clôt le cycle volcanique éocène qui se termine, nous l'avons vu, par l'émission de trachyandésites à analcime. Cette phase "pyrénéenne" est datée en Iran de l'Oligocène inférieur car les derniers niveaux sédimentaires intercalés dans la formation de Karaj sont priaboniens et le début de la transgression suivante est d'âge rupélien.

A - Le conglomérat de Maman :

Au Sud du village de Maman apparaît, grâce à un effondrement local, une épaisse série de brèches et conglomérats (300 m) qui repose directement sur le socle triasique (fig. 3). L'érosion totale de la série éocène explique la fréquence des fragments volcaniques dans ce conglomérat qui contient également des éléments du socle et des galets de granodiorite de provenance inconnue. Les éléments de rhyolite sont totalement absents et n'apparaîtront qu'au-dessus, dans la Formation Rouge Inférieure.

B - Le magmatisme acide oligocène :

En dehors de la région de Mianeh, cet épisode n'a été décrit jusqu'à présent qu'en Iran central (M. Amidi, 1975). Il est donc important d'en préciser ici la place stratigraphique.



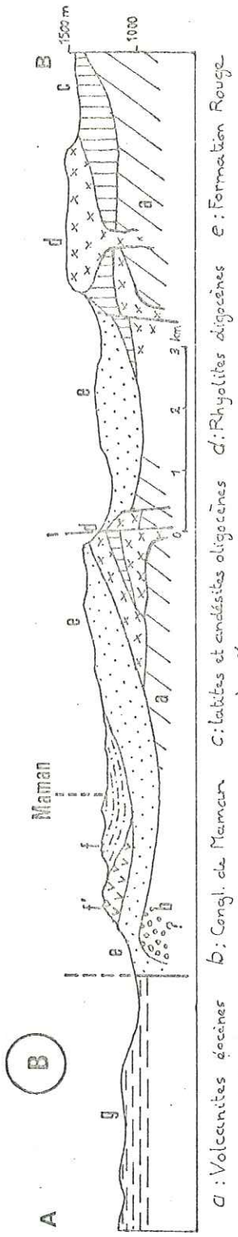
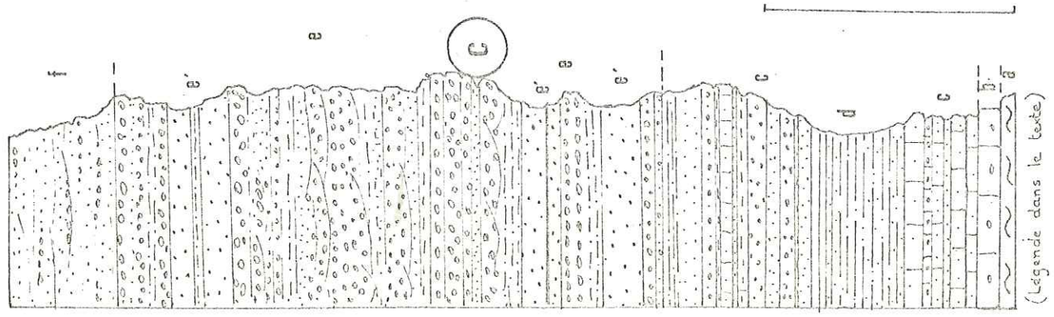


Figure 8 - A - Carte de situation des roches oligocènes
B - Coupes dans la région de Maman
C - Coupe stratigraphique de la Formation Rouge Inférieure (Maman)



1° Localisation (fig. 8A) :

De grands épanchements de rhyolite fluidale, parfois associés à des dacites et des latites au Nord-Est, recouvrent sans discordance angulaire nette les volcanites éocènes du Qaflan-Kuh et de la limite orientale de la région.

Vers Qazlu, ces émissions acides reposent sur l'Ensemble Inférieur éocène légèrement métamorphique et plus au Sud, à Sarchembala, sur une série analogue aux "tufs" de Karaj.
Au contraire, au Nord de Qoshehbolagh et sur la bordure méridionale du Qaflan-Kuh, c'est l'Ensemble Moyen qui est traversé par d'énormes extrusions rhyolitiques.

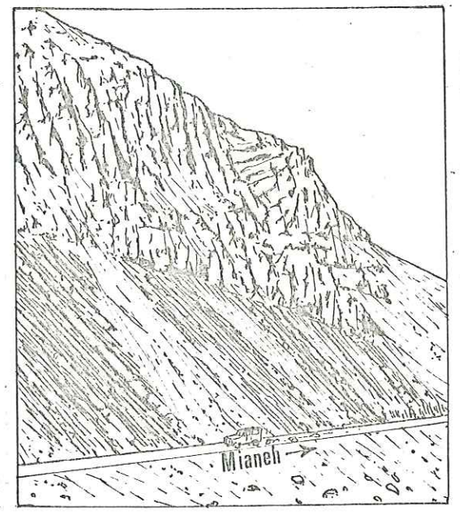


Figure 9 - Discordance de rhyolites oligocènes sur les tufs éocènes (route de Tabriz).

Enfin, au Nord de Maman, ces laves recouvrent des coulées très diaclasées attribuées à l'Ensemble Supérieur de l'Eocène. Des mouvements tectoniques antérieurs à cette phase volcanique et responsables d'une certaine érosion du socle éocène sont confirmés par le conglomérat de Maman (voir ci-dessus).

Sur le Plateau, des dômes de rhyolite fluidale (Abak) ou porphyrique (Dashkand) traversent l'Ensemble Moyen ou Supérieur de l'Eocène le long de nombreux accidents. Des discordances angulaires marquées, dues à des basculements, s'observent parfois (fig. 9).
Vers l'Ouest, les faciès laviques laissent la place à des formes intrusives qui passent peu à peu à de véritables granites.

2° Age :

Dans la zone orientale, l'épisode volcanique acide est encadré par deux formations détritiques azoïques : le conglomérat de Maman, très local, et la Formation Rouge Inférieure, d'âge probablement oligocène supérieur. Si l'on se base uniquement sur ces arguments stratigraphiques, le volcanisme rhyolitique peut aussi bien être éocène qu'oligocène. Il est de toute façon antérieur au Miocène. Les auteurs de la carte Bandar-e-Pahlavi, plus à l'Est, ont bien séparé le "late Palaeogene acid volcanism" de la formation "andésitique" éocène sous-jacente, (R. G. Davies, comm. or.). M. Amidi met également l'accent sur l'originalité de ces rhyolites et leur attribue un âge oligocène. Il les place cependant, sans arguments décisifs, avant la phase tectonique "pyrénéenne".
Sans aborder les caractères très particuliers de ce magmatisme acide (qui seront développés lors de l'étude géochimique), il est donc nécessaire de définir ses

rapports avec les mouvements orogéniques post-éocènes. La région de Mianeh est de ce point de vue privilégiée : des arguments structuraux qui seront analysés dans le chapitre V nous ont démontré que le volcanisme rhyolitique s'est localisé à des zones d'extension liées au rejeu décrochant de grands accidents lors des mouvements "pyrénéens".

Ainsi, la mise en place des laves acides et des faciès intrusifs associés est-elle contemporaine de la phase tectonique de l'Oligocène inf.

J. Stöcklin (1968) l'avait déjà entrevu : "Many of the granite and diorite intrusions of Iran were subsequent to the Eocene volcanism and related to the early Oligocene orogeny". Les auteurs russes arrivent à la même conclusion pour les massifs granitiques post-éocènes du Petit Caucase (V. E. Khain, 1970). Vers Zanjan, Hirayama et al. (1966) décrivent une importante phase intrusive granodioritique tardi- ou post-éocène. Enfin, Didon et Gemain ont mis en évidence à Meshkin-Shahr une phase volcano-plutonique acide identique, semble-t-il, à celle de la région de Mianeh.
Il convient de noter dès maintenant que les intrusions granitiques et granodioritiques de cette phase n'ont aucun rapport avec les nombreux massifs de syénite néphélinique d'Azerbaijan (Ahar) qui auraient également un âge oligocène (M. Sabzehi, comm. or.).

3° Le volcanisme "oligo-miocène" du Plateau (fig. 8A) :

La région septentrionale, soulevée lors des mouvements post-éocènes, n'a pas été touchée par la transgression néogène : elle a par contre été le siège en plusieurs endroits de phénomènes volcaniques importants, immédiatement postérieurs au magmatisme acide. En l'absence d'arguments stratigraphiques, il est difficile de préciser s'il s'agit de la fin du cycle volcanique oligocène ou déjà du cycle volcanique miocène. Nous avons donc regroupé ces laves sous le nom général de "volcanisme oligo-miocène".

a) la zone d'Abak-Khatab :

A cinq kilomètres au NW de Mianeh, d'importantes masses de dacites et de tufs acides, associées à des laves plus basiques, surmontent les produits rhyolitiques. A Khatab, quelques coulées basaltiques, contemporaines de l'émission des rhyolites (ou juste postérieures) marquent le début de la séquence volcanique. Cette zone se poursuit au Sud par le fossé d'Abak où les produits dacitiques qui la constituent sont traversés et recouverts par des laves appartenant à la grande chaîne volcanique, d'âge burdigalien, du Qaranqu. Cet épisode acide pourrait être contemporain du dépôt de la Formation Rouge Inférieure (voir plus loin) d'âge probablement oligocène supérieur.

b) le graben d'Ajami :

Quelques coulées andésitiques, qui semblent postérieures aux rhyolites porphyriques, apparaissent sous les cailloutis pliocènes.

c) la région de Gugdaraq-Seyedlar :

A l'Ouest du Plateau, une large zone de volcanites acides et andésitiques de développe du Nord-Ouest au Sud-Est sur près de 25 km. Ces laves reposent sur

l'Ensemble Supérieur de l'Eocène et recoupent localement les granites oligocènes (Kalehgard). A la base, des tufs acides remaniés contiennent parfois des débris de plantes.
Au Sud de Sheikhtabaq, quelques bancs de calcaires gris recristallisés, peut-être éocènes, semblent emballés dans un dôme rhyolitique : ils n'ont malheureusement pas fourni de faune déterminable.
A Gugdaraq, une série détritique avec intercalations de calcaires coralliens d'âge burdigalien, est postérieure à la mise en place d'extrusions acides appartenant à ce volcanisme.

Des critères pétrographiques nous ont toutefois conduits à lui attribuer un âge miocène inférieur.

Remarque :

Une phase éruptive d'âge oligocène a été décrite par F. A. Afshar (1965) au Sud de la région étudiée. Un banc de calcaires à Globigérines intercalé dans la série basaltique de Goiklar aurait en effet livré des Nummulites de l'Oligocène moyen. Mais cette datation a été contestée par les spécialistes du GSI auxquels nous avons présenté un échantillon de ce calcaire. Pour eux, la microfaune est typique de l'Aquitanien-Burdigalien et, d'après J. L. Pairis, les Nummulites sont sans doute remaniées.
Le volcanisme basaltique de Goiklar appartiendrait donc à la phase éruptive du Miocène inférieur, bien datée plus au Nord.

C - La Formation Rouge Inférieure (fig. 8 B et 8C) :

L'érosion liée à la phase tectonique oligocène, qui avait débuté avant le volcanisme rhyolitique (conglomérat de Maman), se poursuit après la mise en place des grands dômes-coulées de Maman et du Qaflan-Kuh. Les produits de cette érosion s'accumulent dans un bassin situé au N-E de la région étudiée.
Cette formation détritique continentale précédant la transgression marine du Miocène inférieur porte en Iran le nom de "Lower Red Formation" (LRF).
La route de Mianeh à Ardebil recoupe la LRF au Nord de la chaîne du Qaflan-Kuh et permet d'observer la succession suivante (fig. 8C) :

a) rhyolites fluidales ;

b) conglomérats à ciment calcaire ;

c) calcaires gréseux mauves, conglomérats et grès clairs ;

d) marnes gréseuses en plaquettes à débris de plantes et Ostracodes ;

e) épaisse série de conglomérats rouges (d'où le nom de la formation) avec niveaux de tufs acides (e') ;

f) molasses grises.

Plus au Sud, vers Maman, des calcaires lacustres, des marnes gréseuses violettes à fentes de dessiccation et des conglomérats surmontent une brèche à éléments volcaniques acides. La Formation Rouge Inférieure n'est plus représentée ensuite que par quelques dizaines de mètres de cailloutis rougeâtres. Elle disparaît totalement à l'Ouest du Qaflan-Kuh.

BIBLIOTHEQUE DU CENTRE DE RECHERCHES C.N.R.S.

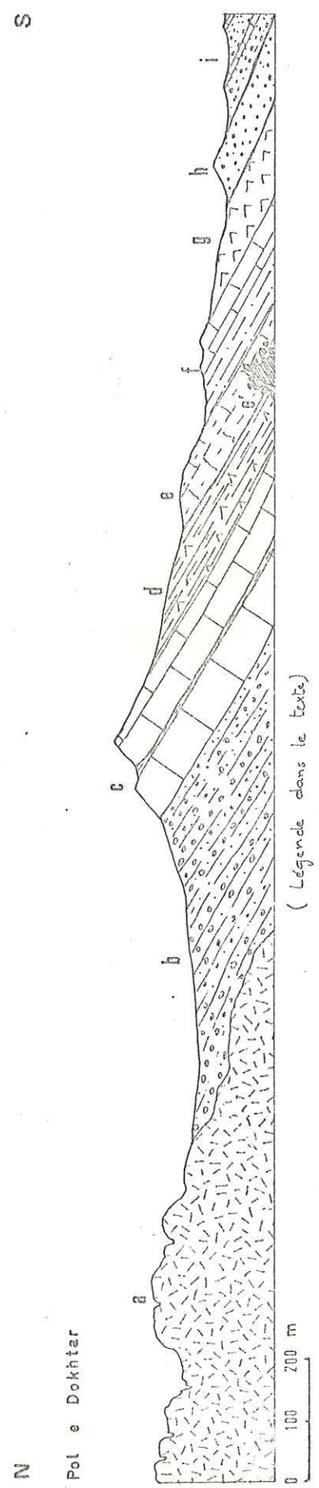
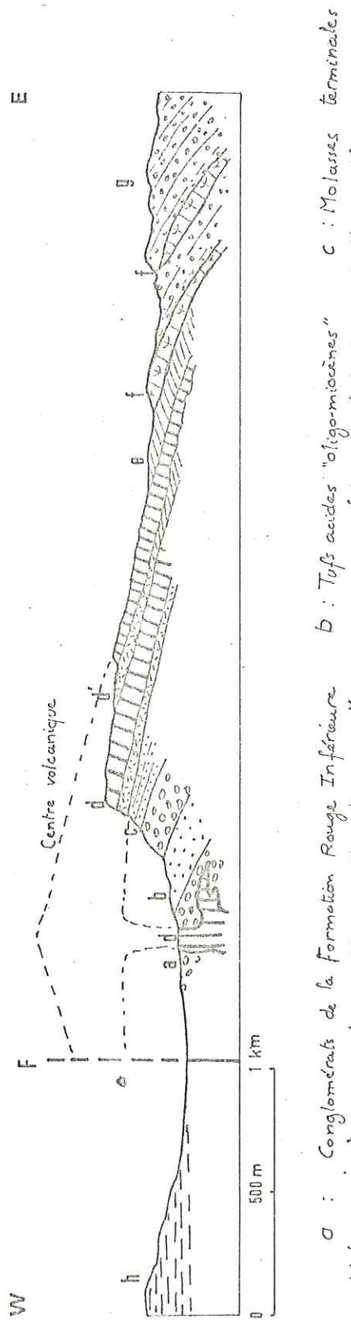


Figure 10 - Coupe de Pol-e-Dokhtar



a : Conglomérats de la formation Rouge Inférieure b : Tufs acides "oligo-miocènes" c : Molasses terminales
Volcan miocène : d : coulées et neck de basalte d' : scories e : lahars de bordure de l'appareil
Qom Formation : f : calcaires coralliens (Aquitanien) g : conglomérats
h : Marnes pliocènes du bassin de Mianeh

Figure 11 - Coupe de Gunadghadi

Des passées métriques de tufs clairs, dont l'épaisseur augmente vers l'Ouest, sont intercalées à divers niveaux dans la série de conglomérats rouges de la route d'Ardebil. Prépondérants vers Gunadghadi, ils ne sont pas remaniés et témoignent d'un volcanisme acide récurrent, postérieur à la mise en place des rhyolites fluidales de l'Oligocène inférieur. Il est tentant de paralléliser cette activité avec celle qui, 15 km plus à l'Ouest, a donné les laves et tufs acides "oligo-miocènes" de Khatab.

Les Ostracodes recueillis à la base de cette formation n'ont malheureusement pas pu être déterminés.

D - La Formation de Qom :

Après l'épisode d'érosion post-orogénique de la LRF, la transgression marine de la Formation de Qom couvre peu à peu tout l'Iran du Sud-Est vers le Nord-Ouest, du Rupélien au Burdigalien (M. Bolourchi, 1975). Cette mer peu profonde a épargné, entre autres régions, une grande partie de l'Elbourz et de l'Azerbaijan.

1° Stratigraphie :

La Formation de Qom, ou d'Asmari dans le Zagros, est bien connue en Iran, notamment par l'abondance de fossiles qu'elle recèle. Nous ne décrirons pas en détail les différentes coupes relevées à l'Ouest de la vallée du Qaranqu ou dans la région de Goiklar (F. A. Afshar, 1965) car les variations locales sont très importantes. Seules l'intéressante coupe du S E du Qaflan-Kuh, déjà étudiée par J. Jung et A. Jeannet (1933), sera présentée ici. A Pol-e-Dokhtar, en bordure de la grande route de Tabriz à Téhéran, on observe la succession suivante (fig. 10) :

a) rhyolites fluidales autobréchifiées (Oligocène) ;

b) cailloutis de la Formation Rouge Inférieure ;

c) calcaires crayeux à coraux, en bancs épais de quelques mètres ;

d) marnes gypsifères à grandes Operculines. Macrofaune très abondante : Ostrea hyotiformis, Ostrea digitalina, Ostrea (Alectryona) Virleti, Clypeaster rogersi, nombreux Pecten, Conus, Venus, Natica, Cyprea,...

e) calcaires grumeleux roses à Algues et Bryozoaires ; e') Brèche basaltique (fig. 34);

f) marnes gréseuses et calcaires à Oursins (plus développés en rive gauche, sous une coulée de basalte). Deux variétés de Clypeaster Guentheri Gregory s'y rencontrent ; Jung et al. (1933) les attribuent à l'Helvétien sup. ou au Tortonien. Cependant, la microfaune associée donne un âge burdigalien.

g) niveau de gypse marquant la fin de la transgression marine ;

h) nappe de ponces ;

i) niveau détritique rougeâtre à cailloutis et bancs de calcaires lacustres à cherts (Formation Rouge Supérieure).

Il était intéressant, à cause de l'important volcanisme associé, de connaître l'âge exact de la transgression marine dans la région de Miâneh. D'après les

nombreuses déterminations de microfaune effectuées par Mme Lessani (GSI) il semblerait que la mer ait d'abord envahi le Sud et l'Est de la région étudiée à l'Aquitanien avant de s'étendre vers l'Ouest durant le Burdigalien. Plus au Sud, F. A. Afshar (1965) donne un âge rupélien pour le début de la transgression.
Les fossiles recueillis comportent de nombreuses formes de Coraux, Spongiaires, Lamellibranches et Oursins. La microfaune montre l'association de : Globigerina, Heterostegina, Asterigerina, Neoalveolina, Borelis, Amphistegina, Planorbulina, Discorbis, Elphidium, Eponides, Operculina, Cilicides, Dendritina, Textularia, Sphaerogypsina, Robulus, Haplophragmium, Peneroplis, Rotalia, Victoriella, Bulimina, Ditrupa avec des Quinqueloculines, des Ostracodes, des Bryozoaires et des algues : Lithothamnium, Lithophyllum.
Neoalveolina melocurdica, Dendritina rangi et Operculina complanata caractérisent la faune du Miocène inf. tandis que Miogypsina sp. et Miogypsinoïdes sp. indiquent plutôt un âge aquitanien.

2° Paléogéographie :

L'ancien rivage se situait au Sud du Plateau dans une région d'intense activité volcanique (fig. 12 a). Des incursions marines ont cependant contourné cette région émergée.
Ainsi, dans le bassin de Gugdaraq, quelques lentilles de calcaires coralliens sont-elles interstratifiées dans une série continentale de cailloutis et de molasses lacustres (débris de plantes, Planorbes).
Dans la région de Gunadghadi, une sédimentation détritique se poursuit au Miocène inférieur au-dessus de la Formation Rouge Inférieure. Mais des calcaires récifaux intercalés dans les conglomérats indiquent que la mer formait ici un golfe s'étendant jusqu'à l'Est du Bozqush (fig. 12 a).
Au Sud du Plateau, l'épaisseur de la formation de Qom peut atteindre plus de 100 m. Mais la prédominance d'anciennes formations de plage et de formes récifales indiquent le caractère très littoral de cette invasion marine.

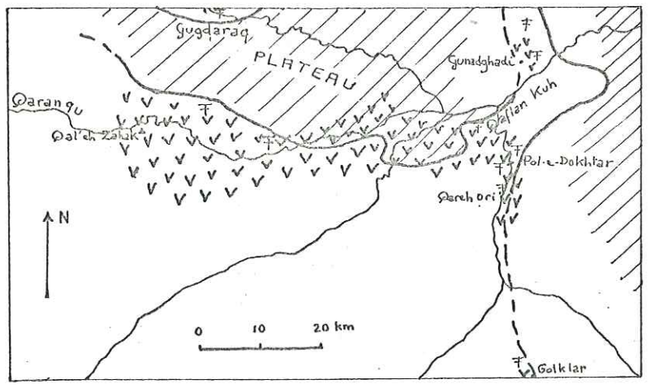
3° Volcanisme miocène inférieur :

L'activité éruptive de l'Aquitanien-Burdigalien s'est localisée à des zones fragiles et très subsidentes en bordure du bassin sédimentaire méridional. Pétrographie et mise en place en seront étudiées au chapitre III mais on peut déjà y signaler la succession suivante :

Tout d'abord des émissions de basaltes se produisent dans des conditions très littorales (hyaloclastites), peut-être dès l'Aquitanien (Qareh Ori, Gunadghadi) (fig. 11). Le volcanisme de Goiklar est sans doute contemporain de cette phase.

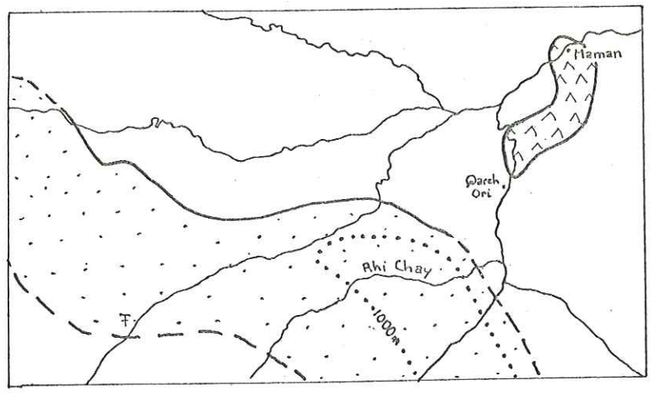
Ces basaltes sont surmontés par de grands volcans andésitiques et dacitiques. De petites transgressions marines, entre les éruptions aériennes, permettent de confirmer l'âge burdigalien du volcanisme. L'accumulation des produits volcaniques peut atteindre près de 1 000 m dans la vallée du Qaranqu.

Le volcan de Qal'eh-Zahak, à l'Ouest de cette vallée, représente les dernières émissions du volcanisme miocène. Séparé des épisodes précédents par un conglomérat peu épais marquant une phase d'érosion, il est peut-être postérieur au Burdigalien.



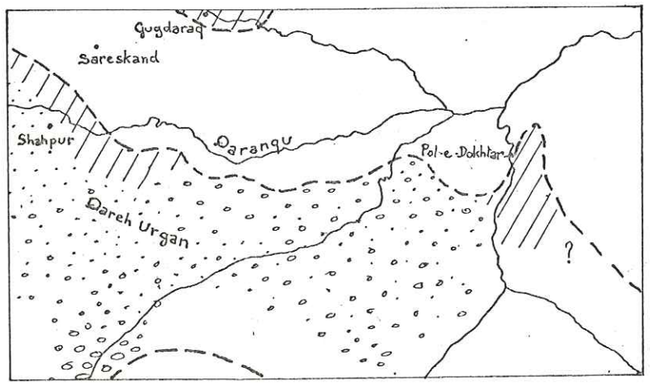
Maximum d'extension vers le Nord de la mer miocène
Régions émergées
Volcanisme du Miocène inf.
Point fossilifère

a - LA FORMATION DE QOM (Aquitanien-Burdigalien)



Gypse et sel gemme de Maman
Bassin subsident de l'Ahi Chay
Isopaque d'environ 1000 m

b - Les lagunes du Miocène inférieur et moyen



Conglomérats rouges et calcaires lacustres
Conglomérats et molasse } Centre du bassin

c - LA FORMATION ROUGE SUPERIEURE (Mioc. moy.-sup.)

Figure 12 - Paléogéographie du Miocène dans la région de Mianeh

sciences de la terre SIUS JUSSIEU CADIST

E - Les grandes lagunes miocènes (fig. 12 b) :

La formation de Qom marque la dernière invasion marine du territoire iranien. Des lagunes salifères occupent ensuite les bassins intracontinentaux.

1° Région de Maman :

Les calcaires récifaux de Gunadghadi, d'âge probablement aquitanien, indiquaient une avancée septentrionale de la transgression oligo-miocène. Mais la mer dut se retirer assez vite de ce golfe : un régime lagunaire provoque d'importants dépôts d'évaporites contemporains du volcanisme de Qareh Ori (chapitre III, p. 92).

Au Sud de Maman, toute la sédimentation miocène se réduit ainsi à la précipitation de gypse, puis de sel gemme plus ou moins potassifère sur environ 50 m d'épaisseur.
Certains auteurs ont décrit dans ce gisement, à côté de la halite et de la sylvinite rouge, des occurences de carnallite et même un nouveau sulfate de calcium, magnésium et potassium, la "mamanite". G. Ladame (1942) a montré qu'il s'agissait en fait de nodules de polyhalite que nous avons pu observer entre les bancs de sel gemme d'une carrière en exploitation.

2° La formation de l'Ahi Chay :

La subsidence marquée du bassin méridional se poursuit après le retrait de la mer au Miocène inférieur et aboutit au dépôt de près de 1 400 m de molasses, argilites et évaporites.
Nous avons donné le nom de "formation de l'Ahi Chay" à cette séquence très épaisse qui montre l'alternance de conditions lagunaires et continentales. La puissance des couches marno-gypsifères et le caractère de transition avec la Formation Rouge Supérieure justifie en effet une dénomination particulière qui correspond pour partie au "Gypso-salifère" de la région de Tabriz (H. Rieben, 1934).
L'âge de cette séquence, très pauvre en microfaune, semble s'étendre du Burdigalien au Miocène moyen. Le passage entre la formation de Qom et celle de l'Ahi Chay se voit seulement à Goiklar, au Sud de la région étudiée.
Au Miocène supérieur, plissement et diapirisme bouleversent ces assises évaporitiques et permettent l'établissement de la coupe suivante (fig.13) :

Sur les calcaires récifaux et marnes de Goiklar (1), se développe un niveau gypsifère et salifère d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur (2a).

Le régime lagunaire se poursuit par le dépôt de marnes gypsifères claires (2b).

Une formation bariolée lui succède (2c), composée d'une alternance de bancs gréseux rouges et de marnes vertes plus ou moins sableuses. L'épaisseur des grès rouges augmente fortement vers la bordure nord du bassin.

Des marnes vertes gypsifères très puissantes (2d) témoignent ensuite d'une reprise du régime lagunaire. Des niveaux plus sableux y montrent des figures de sédimentation (empreintes de cristaux de sel, terriers de ver).

Au-dessus, une autre formation bariolée (2e) présente une succession de bancs gréseux et de marnes, parfois gypsifères, qui ont fourni Rotalia cf. beccari (Miocène moyen ?). On peut observer sur les grès, à côté de ripple-marks et flute-casts, des mud-cracks et "gouttes de pluie" significatifs d'émersions temporaires. Ces derniers dépôts font la transition avec la Formation Rouge Supérieure (3).

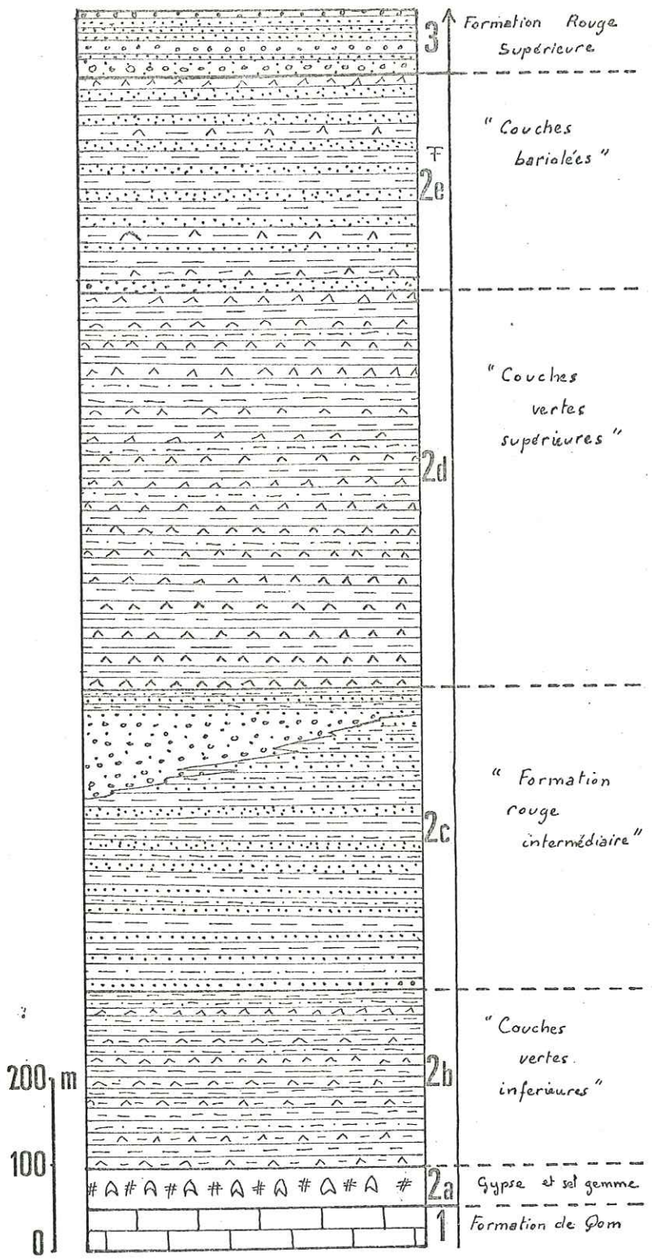


Figure 13 _ Coupe de la formation de l'Ahi Chay

F - La Formation Rouge Supérieure (fig. 12 c) :

Le comblement du bassin méridional s'achève sous un régime continental ("Upper Red Formation"), probablement durant le Miocène supérieur. Les apports détritiques venaient du Sud, comme le prouve l'abondance de galets de roches métamorphiques et sédimentaires ("Lalun sandstones" du Cambrien) relativement aux fragments de volcanites tertiaires.
Au centre de la dépression, molasses et conglomérats atteignent une épaisseur de l'ordre de 1 500 m. Les synclinaux de Qareh Urgan et de Shahpur en montrent les meilleures coupes. Les molasses prédominent à l'Ouest (bassin supérieur du Qaranqu) et présentent localement des passées de lignites et des empreintes de feuilles de roseaux.
Sur les bordures du bassin, la sédimentation se réduit à 50 ou 100 m d'épaisseur. A des alluvions fluviatiles (cailloutis, silts), sont associés des calcaires lacustres à silex (Planorbes, Limnées). Ces faciès s'observent au Sud de Sareskand, vers Pol-e-Dokhtar (fig. 10) et dans le bassin de Gugdaraq où ils présentent une couleur rouge caractéristique.

Aucun témoin d'une activité volcanique miocène postérieure au Burdigalien n'a été observé.

IV - LE PLIO-QUATERNAIRE :

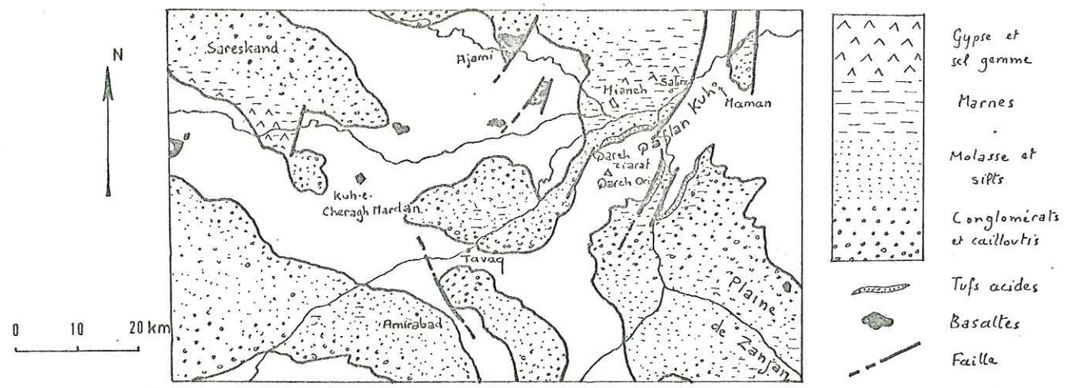
La phase tectonique post-miocène plisse de façon privilégiée les niveaux plastiques de la formation de l'Ahi Chay. La discordance est donc accusée au centre de l'ancien bassin sédimentaire méridional (fig. 14 b). Ailleurs, la sédimentation détritique pliocène et quaternaire poursuit celle du Miocène supérieur sans discordance visible.

A - Les bassins continentaux pliocènes (fig. 14a) :

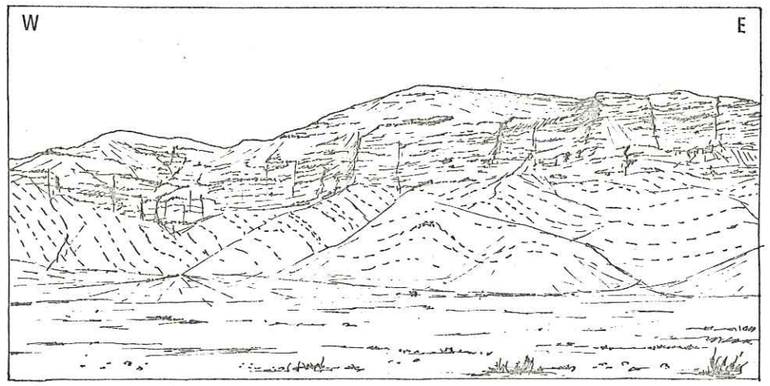
Leur superficie originelle couvrait les 2/3 de la région étudiée. La dépression méridionale achève son remplissage après les intenses plissements du Miocène supérieur tandis que d'autres bassins se créent à la faveur des effondrements liés à cette phase tectonique. Ce sont les bassins de Mianeh, de Sareskand, les grabens de Qareh Ori, d'Ajami, etc.

1° Stratigraphie :

La série pliocène, dont l'épaisseur excède 500 m au centre des dépressions, débute en général par de grossières alluvions fluviatiles. Les cailloutis deviennent ensuite moins abondants et s'accompagnent de dépôts sableux ou molassiques de teinte brun clair, très épais au Sud. Vers Amirabad, dans le bassin méridional, de petits nodules et dendrites de cuivre natif se trouvent disséminés à l'intérieur de ces molasses sableuses légèrement salifères. Le sommet de la série montre des alternances de marnes gypsifères et de silts rougeâtres (fig. 14 c). Cette évolution est sensiblement différente à l'Ouest, dans le bassin de Sareskand, où un régime lagunaire ayant débuté au Miocène supérieur se poursuit au Pliocène avec le dépôt d'importantes masses de gypse et de sel.

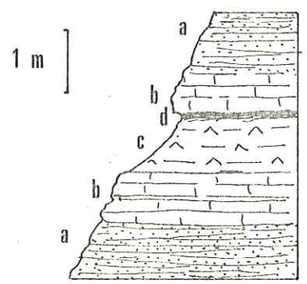


a Carte de situation



b Discordance des conglomérats pliocènes sur les marnes gypsifères miocènes (Tavaq) (hauteur de la falaise : 150 m)

c Pliocène terminal de Sabiz et de Maman



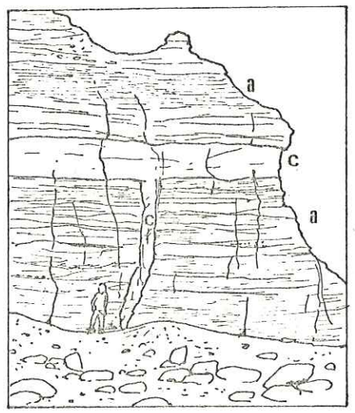


Figure 14 - Pliocène de la région de Mianeh

Des mouvements épirogéniques au cours du Pliocène provoquent le dépôt d'un nouveau cycle détritique analogue au premier dans les bassins de Mianeh, de Sareskand et de la plaine de Zanjan. Nous avons donc divisé la série pliocène en deux unités sur la carte géologique.

Le régime de sédimentation était alors identique à celui qui prévaut actuellement dans les grands bassins intracontinentaux d'Iran central. Sous un climat semi-aride, l'érosion des reliefs du Nord de la région (formés lors de la phase tectonique du Miocène sup.) alimentait de grands pédiments le long des pentes tandis que le centre des dépressions était occupé par des lagunes.
La faune terrestre, très bien connue à l'Ouest du bassin de Sareskand dans le célèbre gisement pontien de Maragheh, est représentée ici par quelques dents d'Hipparion découvertes au S-E de la région étudiée (R. G. Davies, comm. or.). Des Ostracodes indiquant un âge pliocène ont été trouvés d'autre part dans les marnes de Qareh Ori (A.Verdier, 1961).

2° Volcanisme :

a) tufs acides :

Vers Qareh Ori et autour de Qareh Ziarat, une petite nappe de ponces plus ou moins remaniée s'observe à la limite de la Formation Rouge Supérieure et des conglomérats de base du Pliocène. Ce volcanisme acide est plus développé dans la plaine de Sarab, au Nord du massif du Bozqush.

b) basaltes :

Localement, des coulées basaltiques sont intercalées dans les cailloutis du Pliocène. Un exemple en est visible à Ajami, le long de la route de Tabriz. Tout à fait à l'Ouest, une autre coulée importante est associée à une petite intrusion gabbroïque qui traverse les marnes gypsifères du Miocène. De petits pointements isolés de basaltes (Kuh-e-Cheragh Mardan) ont été attribués à cette phase éruptive sans arguments stratigraphiques, mais à cause d'affinités pétrographiques.

B - Le Quaternaire :

Le comblement des bassins continentaux s'est sans doute poursuivi durant le Quaternaire ancien. La pénéplanation qui s'ensuivit est encore un des traits fondamentaux du paysage de la région. Des travertins et des calcaires lacustres se déposent alors de façon assez uniforme tandis que les anciens reliefs septentrionaux arasés sont recouverts de limons.
A l'Ouest (Shahpur) et au Sud(Anabolaghi), les travertins atteignent quelques dizaines de mètres d'épaisseur : il s'agit de calcaires concrétionnés massifs, associés à des passées conglomératiques, qui forment, à 2 000 m d'altitude, une vaste couronne autour de la plaine de Mianeh. Ils recouvrent en effet les bordures du massif du Sahand à l'Ouest, du Bozqush au Nord et des monts de Qebleh au Sud et sont sans doute issus de précipitations de carbonates en bordure d'un lac temporaire. On peut imaginer une sédimentation chimique en "trottoirs", influencée par des organismes comme des algues, suivant des lignes de sources jalonnant les reliefs.

Les différences d'altitude de cette surface, plane à l'origine, sont l'indice de mouvements tectoniques subactuels, prouvés d'autre part par des miroirs de faille très récents(Qaflan Kuh, N-E de la région).

Postérieurement au dépôt des travertins et calcaires lacustres, l'effondrement de la Caspienne provoque l'épigénie du principal tributaire iranien de cette mer, le Qezel Owzan ou Sefid Rud (R. Barbier, 1960). Le surcreusement se fait en plusieurs temps, comme le montre un niveau continu de terrasse dans la plaine de Zanjan au S-E du Qaflan-Kuh, tandis que l'enfoncement sur place des affluents du Qezel Owzan donne des gorges profondes dans les terrains plus durs du Plateau.
Cependant l'érosion régressive n'a pas atteint l'Ouest de la région et l'alluvionnement moderne de la plaine de Mianeh marque un arrêt temporaire de ce processus.

Chapitre III - ETUDE VOLCANOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE

I - METHODES D'ETUDE ET CLASSIFICATIONS ADOPTEES

II - LA PERIODE EOCENE

III - LA PERIODE OLIGOCENE

IV - LA PERIODE "OLIGO-MIOCENE" ET MIOCENE INFERIEUR

V - LA PERIODE PLIOCENE

Bibliothèque de la Faculté des Sciences CADIST

I - METHODES D'ETUDE ET CLASSIFICATIONS ADOPTEES :

A - Analyses ponctuelles à la microsonde :

La sonde électronique utilisée pour les études ponctuelles de minéraux et de verre est de type Cambridge MK 5 (take off : 75°). Les éléments suivants : Si, K, Mg, Ca, Na, Ti et Al ont été dosés sous une tension de 7,5 kV alors que Mn et Fe l'ont été sous une tension de 15 kV. Trois comptages de 10 secondes ont été réalisés pour chaque élément.

B - Exploitation des analyses chimiques :

L'étude pétrographique de chaque ensemble volcanique est accompagnée des analyses chimiques se rapportant aux roches décrites. Les trente analyses réalisées par Mme Keller à l'Institut Dolomieu se répartissent comme suit :

7 pour le volcanisme éocène,

8 pour le magmatisme oligocène,

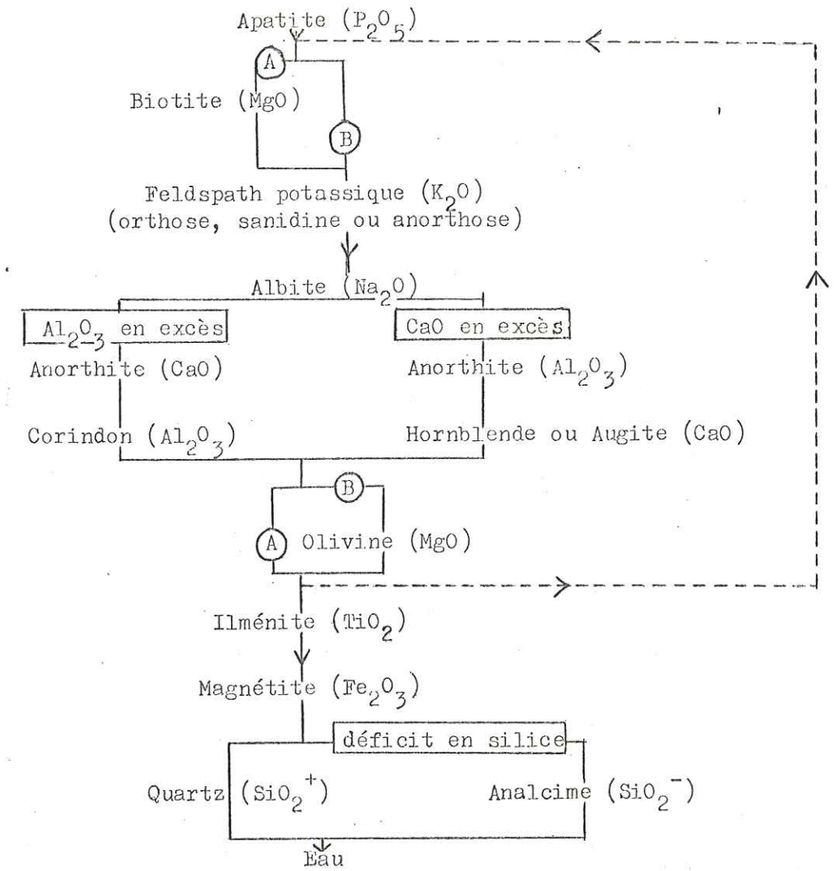
14 pour le volcanisme miocène inférieur,

1 pour le volcanisme pliocène.

Les résultats des analyses chimiques sont suivis des normes CIPW qui ont été calculées par ordinateur grâce à un programme mis au point par G. Buffet. Ce programme donne également les différents paramètres et indices généralement utilisés.

1° Calcul de la norme affinée :

Par ailleurs, il nous a semblé intéressant de donner les normes "affinées" des roches analysées, afin de tenir davantage compte de la minéralogie réelle de la roche. Ces normes ont été calculées en comparant la composition en oxydes des minéraux observés en lame mince dans cette roche. Les formules chimiques de ces minéraux sont des moyennes d'analyses fournies par W. Deer et al. (1963). L'ordre de calcul est le suivant :



Le calcul se fait par approximations successives et peut être assez long car les formules chimiques des minéraux sont plus complexes que les formules standard : ainsi, le feldspath potassique contient toujours une certaine proportion de Na_2O et le plagioclase une certaine quantité de Fe_2O_3. Les principales teneurs sont donc liées au choix de la formule chimique du minéral observé en lame mince surtout si ce dernier constitue une fraction importante de la roche. Pour les minéraux dont la composition oscille entre deux termes extrêmes, il existe diverses manières de procéder :

- Dans le cas du plagioclase, on fabrique d'abord l'albite à partir de la soude, puis l'anorthite à partir de l'alumine ou de la chaux.

- Dans le cas de l'olivine, on choisit entre deux pôles : l'un riche en magnésium et l'autre, moyen, qui contient un peu plus de fer (en effet, la richesse en forstérite d'une olivine est facilement détectable en RX).

- Dans le cas du feldspath potassique, on fabrique d'abord une orthose ou une sanidine possédant une teneur en Na_2O donnée (en général 4 %). On fabrique ensuite le plagioclase ; s'il possède une teneur en anorthite très différente

de celle du plagioclase mesuré optiquement, on retranche ou on ajoute la quantité d'albite nécessaire en jouant sur la teneur en Na_2O du feldspath potassique.

Ces approximations, rendues nécessaires en l'absence d'analyses chimiques des minéraux de la roche, réduisent cependant les erreurs faites en prenant des formules idéales (norme "approchée" de J. Lameyre, 1966) tout en reflétant d'assez près la minéralogie observée.

Remarques sur l'application de la norme affinée :

- La norme affinée d'une roche où cohabitent biotite et olivine (toutes deux fabriquées à partir de MgO) ou, plus fréquemment, augite et hornblende (fabriquées à partir de CaO), ne pourra faire apparaître ensemble ces deux minéraux que si l'on connaît déjà leur proportion relative, par comptage de points par exemple.

- Si un ferromagnésien est trop altéré pour être déterminé avec sûreté en lame mince, on peut fabriquer dans la norme affinée les minéraux de remplacement de ce minéral : calcite, chlorite ferrifère ou magnésienne, serpentine.

- Un excès d'Al_2O_3 oblige à fabriquer du corindon normatif dans les roches les plus acides, notamment celles où la phase vitreuse est importante. On peut donc présumer une altération argileuse de ces verres hyperalumineux lors de la dévitrification ; c'est ce que l'on observe en effet dans les rhyolites fluidales de l'Oligocène (p. 75).

- FeO et Fe_2O_3 ont été groupés en Fe_2O_3 total. La distinction entre oxydes ferreux et ferrique dans les minéraux ferromagnésiens d'une lave a en effet peu de sens, d'autant plus que le broyage semble s'accompagner d'une certaine oxydation de FeO. On aurait pu leur adjoindre MnO qui n'entre jamais dans la composition d'un minéral particulier.

- Quels minéraux fabriquer dans une roche totalement aphyrique ? Le problème se réduit principalement au choix entre hornblende et augite pour le minéral calcique potentiel cohabitant avec le plagioclase virtuel et au choix entre biotite et olivine s'il reste du MgO. Ainsi fabriquera-t-on biotite ± hornblende dans un verre acide.

Comparaison entre normes affinée et CIPW et le mode :

Les principales différences entre les deux normes sont :

- la présence de minéraux ferromagnésiens réels dans la norme affinée ;

- les écarts souvent importants dans la proportion des feldspaths potassique et calco-sodique. En effet, la formule du feldspath potassique utilisée dans la norme affinée est le plus souvent un terme intermédiaire de la série sanidine-anorthose dont le rapport Na_2O/K_2O est généralement de 30 %. Ainsi, pour une même teneur en K_2O de la roche, le pourcentage de feldspath alcalin calculé dans la norme affinée sera-t-il beaucoup plus important que celui trouvé dans la norme CIPW. Corrélativement, la teneur en albite du plagioclase et son abondance seront diminuées.

- le minéral jouant le rôle de feldspathoïde dans les roches sous-saturées de la région étudiée est l'analcime. Le rapport SiO_2/Na_2O de ce minéral étant de 4, on fabriquera beaucoup plus d'analcime pour un même déficit en silice que de néphéline ($SiO_2/Na_2O = 2$). On consommera ainsi plus de Na_2O et le taux en anorthite du plagioclase diminuera par rapport à celui de la norme CIPW.

Ces différents ajustements permettent d'obtenir dans la norme affinée un plagioclase très voisin de celui mesuré optiquement dans la roche (dans la mesure où ce dernier n'est pas trop zoné ou finement réparti dans la mésostase). L'abondance du feldspath alcalin et, le cas échéant, du feldspathoïde est ainsi très sous-estimée dans la norme CIPW.

La comparaison entre norme affinée et mode a pu être faite dans quelques roches grenues de l'Oligocène. Les faibles écarts observés entre les pourcentages volumétriques et pondéraux reflètent moins les différences de densité (relativement minimes pour les minéraux majeurs) que les erreurs inhérentes au calcul de la norme affinée, notamment dans le choix de la formule chimique du feldspath potassique.

2° Classifications utilisées :

La norme CIPW a servi à calculer les paramètres CIPW-Lacroix, identiques d'ailleurs quand ils sont obtenus à partir de la norme affinée. Ceux-ci nous ont permis de classer les roches analysées en fonction de leur degré de saturation en silice et de leur teneur en ferromagnésiens.

Cependant le grand nombre de roches de chimisme intermédiaire (andésites et dacites) nous a amenés à rechercher un mode de classification permettant de mieux les différencier.

Le diagramme $K_2O + Na_2O = f(SiO_2)$ (Kuno, 1960) montre que toutes les roches basiques ($SiO_2 < 58$ %) analysées se placent dans le domaine alcalin (fig. 15). Le facteur d'alcalinité de la roche, peu apparent dans la classification CIPW-Lacroix, ressort mieux dans la classification de Streckeisen (1967) (fig. 16), conçue pour la nomenclature des roches éruptives à partir de leur analyse modale. Or nous avons vu que la norme affinée donnait des pourcentages pondéraux de minéraux très proches des pourcentages volumétriques obtenus par le comptage de points. Les pourcentages de quartz (ou feldspathoïde), de feldspath alcalin et de plagioclase calculés à partir de la norme affinée et placés dans le losange de la classification de Streckeisen, permettent donc de compléter la nomenclature de Lacroix. Ainsi, le caractère alcalin des andésites ($p = II$, $q = 5$) s'exprime par des dénominations spéciales telles que : latite ou latite-andésite. Cependant la classification CIPW-Lacroix est préférable à celle de Streckeisen pour les roches sous-saturées. Le déficit en silice est un caractère chimique qui se traduit mieux par le paramètre $q > 5$ que par la richesse en analcime de la roche. Ainsi avons-nous adopté pour les laves terminales de l'Eocène le terme de trachyandésite analcimique (CIPW-Lacroix) plutôt que de phonolite téphritique (Streckeisen).

Les classifications basées uniquement sur le pourcentage en silice de la roche (Taylor, 1969 ; Middlemost, 1972) ne seront pas utilisées ici, à cause des hypothèses génétiques qu'elles sous-entendent.

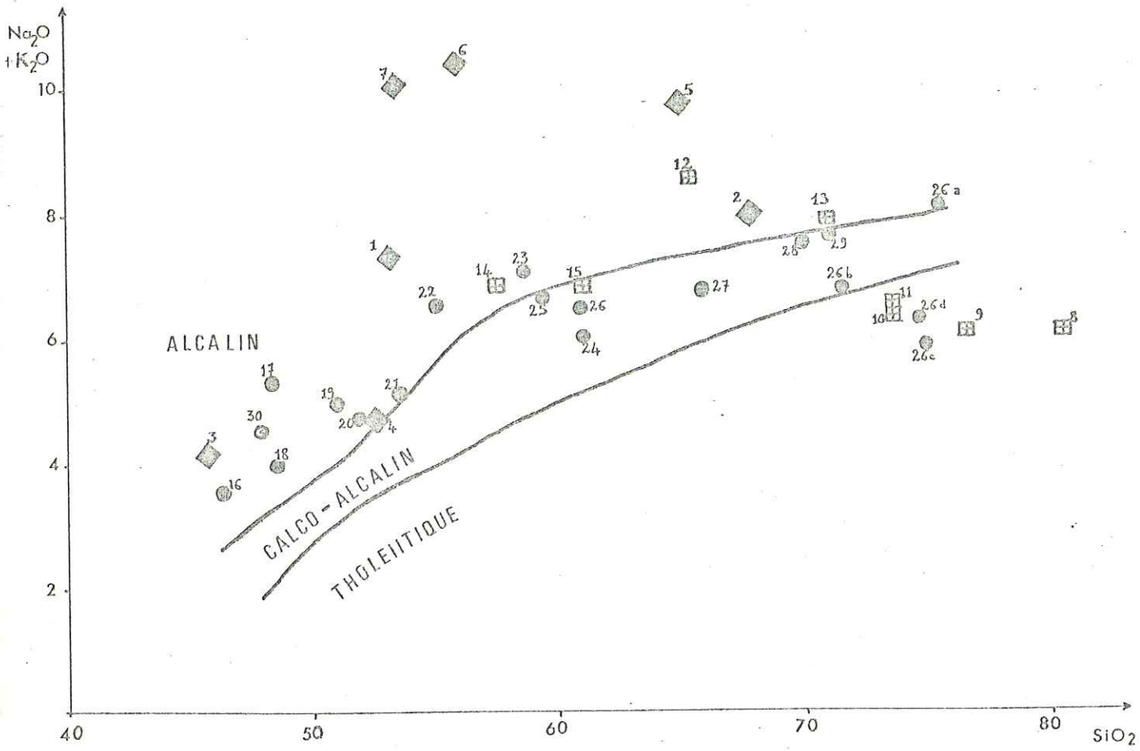


Fig.15 - Diagramme de Kuno : ◆ volcanisme éocène, ⊞ oligocène, ● miocène inf., ⊙ pliocène

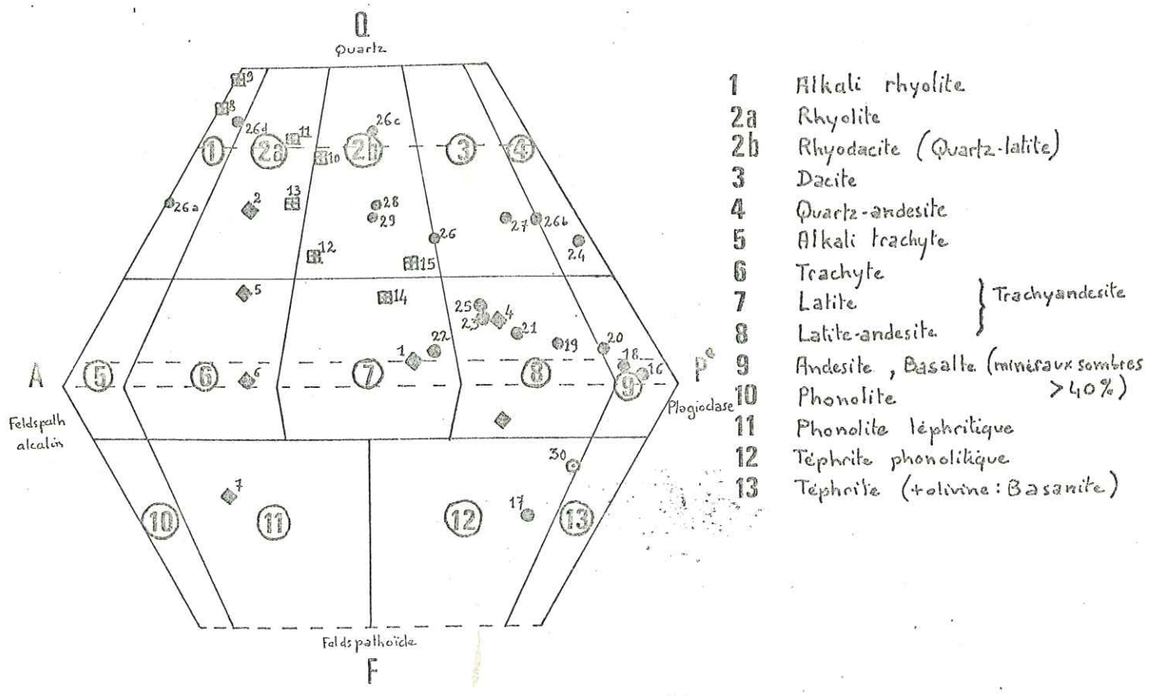


Fig.16 - Classification de Streckeisen

(Les numéros correspondent à ceux des analyses chimiques)

II - LA PERIODE EOCENE :

Dans le chapitre II, nous avons présenté la séquence volcanique éocène du point de vue stratigraphique : succession des principaux faciès et corrélation avec d'autres régions d'Iran. Nous envisageons ici les modes d'éruption et de mise en place des volcanites de cette époque avant d'étudier la pétrographie des produits émis.

A - Etude volcanologique :

L'ampleur de l'activité volcanique éocène, la monotonie des faciès et l'abondance des pyroclastites rappellent les caractères des grandes zones de volcanisme récent des Andes, du Japon ou de l'Indonésie.

1° Les faciès effusifs et hypovolcaniques :

Les coulées de latite-andésite et de trachyandésite possèdent une extension kilométrique. Epaisses de quelques mètres, elles sont massives, porphyriques, de couleur sombre ou verdâtre. Dans le Qaflan-Kuh, la base et le sommet de certaines coulées dacitiques sont vitreux et ont davantage souffert de l'altération. Le diaclasage postérieur est intense, sauf à l'Est de la région étudiée où l'on observe des empilements réguliers de coulées, parfois prismées, et de tufs. Les scories basales sont très fréquentes et la mise en place aérienne de la plupart des laves ne fait pas de doute. Le débit en coussins (pillow-lavas) ne semble d'ailleurs exister qu'en un seul endroit : il s'agit de boules mal individualisées à la partie supérieure d'une coulée altérée (à l'intérieur d'une épaisse séquence de tufs vers le premier tunnel de la route de Mianeh à Tabriz).

Les coulées de latite porphyrique peuvent dépasser 20 m d'épaisseur dans le Qaflan-Kuh et le horst de Golujeh Eslam. A ce dernier endroit, l'altération de la partie supérieure des coulées est assez intense : on observe le passage progressif à un paléosol rougeâtre (2-3m d'épaisseur) qui contient des boules plus ou moins bulleuses de la coulée sous-jacente tandis que la base de la coulée supérieure est bien tranchée. La présence de tels paléosols dénote des intervalles de temps assez longs entre chaque émission et un milieu continental.

Les rhyolites et trachytes se mettent en place principalement sous forme de dômes ou de dômes-coulées. Dans le Qaflan-Kuh, en rive droite du Qezel Owzan, on peut voir un grand dôme de rhyolite fluidale, localement autobréchifié, qui préfigure les importantes extrusions d'âge oligocène (fig. 17). De tels faciès fluidaux sont très communs dans tout l'Ensemble Inférieur de l'Eocène. Les trachytes de l'Ensemble Supérieur possèdent les mêmes caractères : de nombreux dômes-coulées à texture fluidale se mettent en place à l'Ouest du Plateau après une importante phase explosive.

Les réservoirs magmatiques superficiels de ces trachytes sont visibles en deux points de la route de Tabriz : l'un forme un gros sill de 20 m d'épaisseur traversé par un tunnel, l'autre montre un litage magmatique bien marqué entre des zones fluidales et des passées porphyriques.

Des faciès hypovolcaniques ont également été observés dans l'Ensemble Moyen : le démantèlement des anciens volcans andésitiques fait apparaître d'importantes masses de dolérites tandis que de nombreux sills traversent les tufs verts. Des faciès véritablement grenus en liaison avec le volcanisme éocène ont été reconnus en deux endroits : monzodiorite d'Aqbolagh traversant l'Ensemble Inférieur et gabbro de Dizgun à la limite du socle triasique du Qaflan-Kuh (voir p. 59).

D'une manière générale, les dykes sont peu abondants. Ils semblent localisés le long de quelques grandes fractures (dykes de latite du horst de Golujeh-Eslam, bordure occidentale du Qaflan-Kuh) qui ont rejoué par la suite en disloquant sans doute les édifices volcaniques.

2° Les brèches et les ignimbrites :

- Les brèches autoclastiques sont fréquentes dans les dômes rhyolitiques de l'Ensemble Inférieur. La lave fluidale, déjà solidifiée, est fragmentée lors d'émissions successives, probablement durant un même cycle éruptif. Il en résulte une brèche à nombreux fragments centimétriques anguleux de rhyolite fluidale baignant dans un fond dévitrifié riche en hématite.

- Des brèches pyroclastiques, en bancs décimétriques, sont parfois intercalées dans les épaisses séquences de tufs de l'Ensemble Moyen. Hormis la taille centimétrique des fragments qui traduit un degré moindre d'explosivité, les caractères de ces pyroclastites sont analogues à ceux des tufs associés.

- A la base de l'Ensemble Moyen du Qaflan-Kuh, se rencontre un épais niveau d'agglomérats rouges (fig. 17) : il s'agit d'une accumulation de scories dans lesquelles des bombes sont parfois reconnaissables. Au même endroit, des niveaux gris bien stratifiés se trouvent à la base des coulées. En lame mince, ils apparaissent formés d'un empilement de galettes de lave bulleuse plus ou moins soudées entre elles. Ces traces d'activité strombolienne indiquent la proximité d'un centre d'émission.
  Ailleurs, des scories et bombes, transformées en agglomérats gris ou rougeâtres peuvent se rencontrer entre les coulées de latite-andésite (route de Tabriz) ou de trachyandésite (Ush tapeh, Seyedlar).

- Une importante phase explosive précède l'extrusion des trachytes de l'Ensemble Supérieur. La séquence observée présente, au milieu de tufs à lappili violets (voir p. 47), des bancs décimétriques de brèche polygénique : des éléments centimétriques de trachyte fluidal ou porphyrique y sont associés à des fragments de latite-andésite dans un fond homogène. L'examen microscopique permet de reconnaître dans la matrice, malgré le faible métamorphisme ultérieur, de nombreuses ponces ainsi que des flammes verdâtres (verre argilisé). Ces brèches pourraient donc résulter d'écoulements pyroclastiques à caractère ignimbritique.

- Des lahars sont parfois associés aux tufs violets : les éléments, arrondis, sont pris dans une matrice argileuse brunâtre.

- Les ignimbrites typiques sont fréquentes dans l'Ensemble Inférieur de l'Eocène, notamment dans le Qaflan-Kuh et à l'Est de la région étudiée. Seule l'étude microscopique nous a permis de nous rendre compte de leur importance car leur aspect extérieur est souvent complètement oblitéré par le métamorphisme thermique.

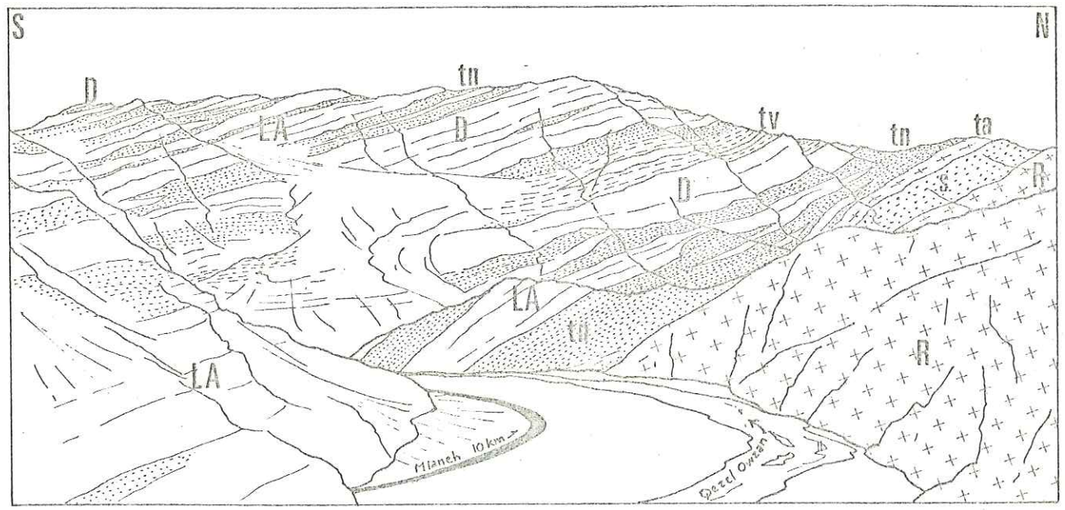


Figure:17_ La séquence éocène dans le Qaflan_Kuh

ENSEMBLE INF. : R : Rhyolites (dôme-coulée)
" " MOY. : s : agglomérats scoriacés ; ta : tufs acides ; tn et tv : tufs gris et verts ;
D et LA : coulées de dacites et de latite-andésites .

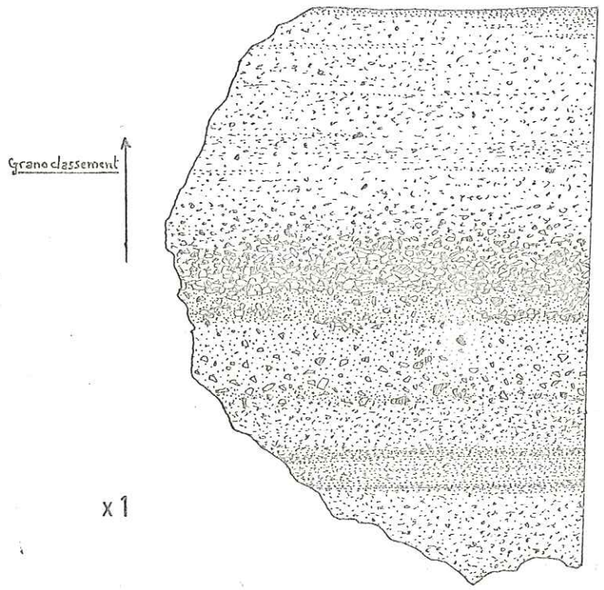


Figure:18_ Détail d'un tuf à lapilli éocène

Néanmoins, différents faciès ont pu être définis sur le terrain :

Faciès à flammes abondantes, faciès clairs bréchiques, faciès ressemblant à des laves très fluidales. Cependant l'étude des lames minces met en évidence des caractères assez constants : présence de nombreux fragments de lave acide plus ou moins poncifiée, de cristaux brisés et de flammes dévitrifiées dans une matrice fluidale où il est très difficile de reconnaître les anciennes échardes de verre. Une seule ignimbrite (horst de Qal'ehjuq au Sud de Khatunabad), où le métamorphisme thermique a préservé la structure originelle des altérations postérieures, permet d'observer nettement l'apparition de la pseudofluidalité par soudure des échardes de verre (fig. 20 b).

3° Les tufs et les hyaloclastites :

L'abondance des tufs, surtout dans l'Ensemble Moyen, est un des traits caractéristiques de la séquence éocène de la région de Mianeh.

a) les tufs :

Nous adoptons ici la définition de E. Dedual (1967) :

Un tuf est une roche consolidée composée de fragments pyroclastiques de dimensions inférieures à 2 cm. Si la proportion de sédiments dépasse 10 %, on emploie le terme de tuffite (bréchique, gréseuse, argileuse, etc.) ; si elle dépasse 50 % on utilise les dénominations de brèche, grès, calcaire, etc., tuffitique.

Caractères généraux des tufs éocènes de la région de Mianeh :

- Ils sont stratifiés et très souvent granoclassés. Les séquences tuffacées les plus courantes montrent l'alternance régulière de bancs indurés décimétriques et de niveaux pulvérulents. L'extension de ces strates peut dépasser plusieurs centaines de mètres, sans qu'elles soient bouleversées par des ravinements ou des discordances internes. Le granoclassement, présent dans la plupart des tufs, est centimétrique ; la taille des plus gros fragments est de l'ordre de quelques millimètres tandis que les plus fins forment des lits cendreux d'apparence homogène. La rythmicité de ce granoclassement n'est pas régulière (fig. 18).

- La proportion de sédiments est pratiquement nulle dans ces pyroclastites et la dénomination de tuf parfaitement justifiée. Il n'existe ni éléments remaniés (tous les fragments sont anguleux et d'origine volcanique), ni matrice sédimentaire (la calcite parfois présente provient de la déstabilisation des ferromagnésiens et les minéraux argileux résultent de l'altération de certains verres volcaniques). De plus, nous n'avons jamais pu mettre en évidence la présence de fossiles ou de débris organiques dans ces tufs.

- Hormis le granoclassement, aucune figure de sédimentation (telle que : stratification entrecroisée, ripple-marks, slumping, etc.) n'a été rencontrée.

- Ces tufs sont monogéniques : les fragments pyroclastiques sont pétrographiquement semblables aux coulées associées, sans éléments étrangers appartenant au socle anté-éocène.

- l'absence de bombes et de blocs fichés est également remarquable. Seuls quelques fragments millimétriques interrompent parfois la régularité du litage, notamment dans les tufs acides.

Classification :

L'analyse granulométrique complète n'a pu être réalisée qu'en de rares endroits de la région de Mianeh. Nous proposons donc ici une classification tenant compte des caractères spécifiques des tufs du secteur étudiée et basée principalement sur des critères macroscopiques (granulométrie estimée, couleur, cohésion, granoclassement) et pétrographiques (nature des éléments et de la matrice).

nom / caractères		tufs "sombres"		tufs clairs ou tufs vitreux
		tufs à lapilli	tufs cendreux	
GRANULOMETRIE ESTIMEE		Aspect de grès grossier, nombreux éléments visibles à l'oeil nu (fragments:5 mm)	Aspect de grès fin, Taille homogène des éléments de l'ordre du 1/10e de mm	fragments:3 mm
COULEUR		3 catégories : rougeâtre, grise, verte	gris-vert à violacée	blanche à verdâtre
COHESION		Variable	Forte	Forte
GRANOCLASSEMENT		centimétrique (fig. 18)	inexistant	centimétrique
CONSTITUANTS	ELEMENTS	- fragments scoriacés parfois vitreux, - fragments de lave cristallisée, -cristaux libres, - cendres fines.	- cristaux brisés (50 %) - fragments de lave cristallisée,	- ponces - fragments vitroclastiques, - fragments de lave acide
	MATRICE	zéolites ou argiles ± quartz finement cristallisé	quartz recristallisé + oxydes de fer + argiles	quartz recristallisé + séricite ± argiles ("flammes" verdâtres)

Tableau I - Classification sommaire des tufs éocènes de la région de Mianeh.

Les tufs à lapilli représentent la majeure partie des tufs de l'Ensemble Moyen. Ils sont caractérisés par l'abondance de petites projections millimétriques de magma frais : les lapilli.

Etude pétrographique :

- Ces lapilli sont des fragments de lave bulleuse parfois rougis à leur bordure. L'oxydation de ces verres volcaniques est typique d'une mise en place aérienne. Cependant, les lapilli rouges sont relativement peu abondants dans les tufs gris et verts : ici l'argilisation des fragments vitreux prédomine, comme le montre l'examen à la loupe binoculaire.

- Les cristaux, fréquents dans tous les tufs, sont surtout des plagioclases presque toujours déstabilisés en albite, séricite ou zéolite durant le faible métamorphisme hydrothermal oligocène (v. chap. IV). Les tufs associés aux trachyandésites sont riches en cristaux d'analcime tandis que les augites, souvent non altérées, abondent dans certains tufs du Qaflan-Kuh.

- Les ponces et fragments vitroclastiques d'un tuf clair de la base de l'Ensemble Moyen du Qaflan-Kuh sont accompagnés de petites "flammes" verdâtres. Le granoclassement excluant une origine ignimbritique pour ce dépôt, il doit s'agir de projections de verre rhyolitique encore visqueux (piperno). Tous ces caractères, ainsi que la présence de petits blocs fichés, indiquent une retombée aérienne.

- La matrice des tufs, formée à l'origine de cendres très fines, est souvent complètement recristallisée, conférant à ces roches leur induration : la lame mince montre une syncristallisation très fine de quartz, séricite, argile verte et oxyde de fer. Ce phénomène postérieur semble lié au métamorphisme hydrothermal oligocène (chap. IV, p. 163).
  L'argilisation des fragments vitreux dans de nombreux tufs à lapilli accompagne celle de la matrice et explique la couleur verdâtre de ces niveaux : l'étude des minéraux argileux en diffraction X a montré qu'il s'agissait d'interstratifiés illite-montmorillonite avec feuillets de chlorite.
  La couleur violacée des tufs cendreux près de la base des coulées est due à une dispersion très fine d'hématite dans la roche.
  Les tufs à lapilli de couleur grise ou rougeâtre sont souvent cimentés par des zéolites résultant sans doute d'actions fumerolliennes après la mise en place (Qaflan-Kuh). Mais des zéolites de métamorphisme (laumontite) peuvent se développer secondairement aux dépens des premières (chap. IV).
  Chlorite et calcite sont des minéraux accessoires de la matrice des tufs.

Conclusion à l'étude des tufs :

- les tufs de la région de Mianeh témoignent d'une intense activité explosive à l'Eocène. Ces explosions, suffisamment fortes pour fragmenter la lave de manière homogène se sont certainement produites en milieu subaérien :
  . les tufs possèdent en effet des caractères très différents des hyaloclastites que nous allons étudier dans le paragraphe suivant.
  . leur stratification résulte de retombées de lapilli et de cendres sans remaniements postérieurs. La rythmicité des dépôts indique clairement la fréquence élevée des explosions et leur caractère discontinu.

- Par contre, le milieu de dépôt de ces tufs pose un problème. Les tufs à lapilli rouges et certains tufs acides se sont certainement mis en place en milieu subaérien. Mais, dans la majorité des cas, la régularité du litage et l'argilisation postérieure semblent indiquer une retombée des matériaux pyroclastiques en milieu aquatique.
  L'accumulation très rapide des lapilli et des cendres dans des bassins situés à la périphérie des zones volcaniques actives, jusqu'à leur comblement total, devrait, dans cette hypothèse, empêcher toute sédimentation détritique ou biochimique contemporaine.

b) les hyaloclastites :

Un seul niveau d'hyaloclastites, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, a été observé dans la séquence éocène. Il se situe à la base d'une coulée de trachyandésite analcimique, immédiatement à l'Est d'Ajami (route de Tabriz). Ses caractères, très différents de ceux des tufs, sont analogues à ceux des hyaloclastites observées au Nord d'Ahar par M. Sabzehi.
Il s'agit d'un dépôt ne présentant ni stratification de détail, ni granoclassement et dont la partie supérieure est remaniée (stratification entrecroisée). La roche est granuleuse, de couleur gris-verdâtre et se compose de fragments de verre argilisé plus ou moins vésiculé. Contrairement aux hyaloclastites d'Ahar ou de Qareh Ori (pépérites), on n'y observe pas de mélange avec des sédiments contemporains.

4° Interprétation dynamique :

Le volcanisme éocène en Iran est classiquement décrit comme sous-marin (J. Stöcklin, 1968). Or nous avons observé dans le chapitre II (p. 20) que le début de l'activité volcanique correspondait généralement à une régression de la mer lutétienne. La présence souvent invoquée de calcaires à nummulites à l'intérieur de la séquence volcanique dénote seulement le caractère littoral de l'activité éruptive.
Les "tufs verts" de Karaj résultent bien d'une sédimentation de type flysch dans des bassins profonds mais on ne peut affirmer que l'activité explosive initiale a été sous-marine (E. Dedual, 1967). De même, pillow-lavas et hyaloclastites sont rares dans toute la série volcanique éocène : en Azerbaijan, ces manifestations subaquatiques n'apparaissent avec une certaine extension qu'au Nord d'Ahar.

Il faut donc fortement nuancer l'appellation de "volcanisme andésitique sous-marin d'âge éocène". De ce point de vue, l'exemple de l'Ensemble Inférieur à l'Est de la région étudiée est significatif : la séquence, pratiquement épargnée par le diaclasage et le faible métamorphisme hydrothermal oligocènes, est composée de coulées latitiques prismées, de coulées acides fluidales, d'ignimbrites et de tufs d'explosion sombres sur plus de 1 000 m d'épaisseur. La fraîcheur des affleurements ne laisse ici aucun doute sur le caractère aérien du volcanisme de cet Ensemble. Les lentilles de calcaire à nummulites du Qaflan-Kuh témoignent seulement d'une petite transgression marine, limitée dans l'espace et dans le temps.

L'activité, d'abord principalement effusive dans l'Ensemble Inférieur, devient explosive avec les énormes dépôts de tufs de l'Ensemble Moyen. Cette explosivité,

sciences de la terre GIUS JUSSIEU CADIST

normale pour un volcanisme de chimisme trachyandésitique, s'explique non seulement par une grande richesse en gaz du magma en état avancé de cristallisation, mais sans doute aussi par l'influence d'une nappe phréatique à proximité d'un rivage. L'importance de ce dernier facteur apparaît nettement si l'on considère qu'à la même époque, des laves porphyriques de composition analogue s'épanchaient dans la région d'Ahar et de Meshkin-Shahr sans aucune activité explosive associée.
La disposition fréquemment observée :

tufs verts -> tufs gris -> tufs rouges, scories -> coulées

sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres d'épaisseur, déjà présente dans l'Ensemble Inférieur à une moindre échelle, va nous permettre de retracer l'évolution-type d'un centre d'émission de l'Ensemble Moyen (fig. 19) :

(1) et (2) : A intervalles réguliers et sans doute très rapprochés (absence de ravinements dans les tufs), la lave en cours d'ascension est totalement pulvérisée de façon homogène. Cette intensité du phénomène explosif s'explique probablement par l'arrivée d'un magma riche en gaz dans un milieu imbibé d'eau. La rythmicité du processus pourrait résulter d'un assèchement du milieu lors de l'explosion, suivi de nouvelles infiltrations (dans une région littorale par exemple). Des explosions successives dans le panache riche en vapeur d'eau expliqueraient le degré très complet de fragmentation de la lave.
Nous avons vu que la régularité de la stratification et l'argilisation postérieure de certains fragments vitreux semblent être des indices d'une retombée dans un milieu aquatique subsident, mais de faible profondeur (1). Ces tufs verts à lapilli peuvent constituer, sur des centaines de mètres d'épaisseur, la quasi-totalité de l'Ensemble Moyen à l'Ouest du Plateau.

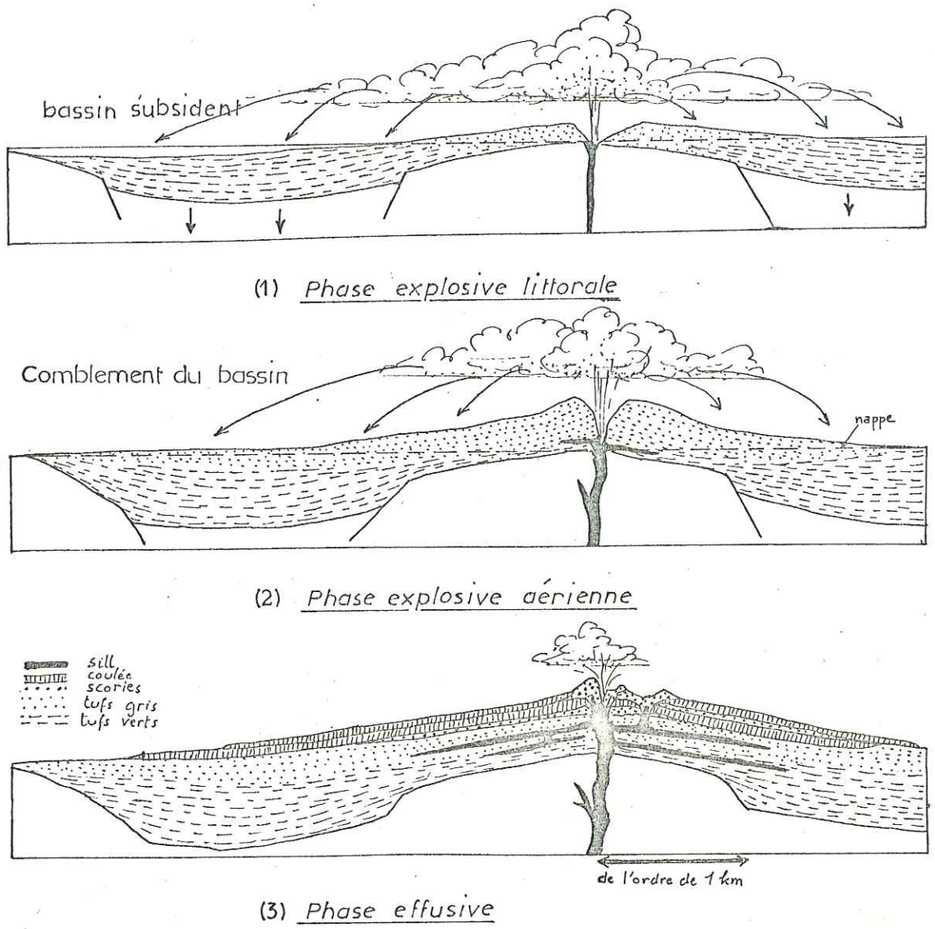


fig. 19 _Schéma de l'évolution d'un volcan de l'Ensemble Moyen de l'Eocène.

Mais généralement le bassin se comble assez vite et l'apparition de tufs à lapilli gris ou rougeâtres cimentés par des zéolites indique que le milieu de retombée réducteur (montmorillonite dans les tufs verts) est devenu oxydant et, très probablement, continental (2).

(3) : L'effusion du magma dégazé marque ensuite la dernière étape du processus avec édification de cônes de scories près des points de sortie (base de l'Ensemble Moyen du Qaflan-Kuh, scories fumerollisées traversées par des sills à Koussalar Bala sur la route de Tabriz).

L'Ensemble Supérieur débute par une importante phase explosive en milieu aérien. Le comblement du bassin de l'Ouest du Plateau est alors achevé. Des tufs violacés, localement remaniés par des coulées boueuses, et des brèches ignimbritiques précèdent l'extrusion de dômes-coulées trachytiques. Les coulées postérieures de trachyandésite porphyrique et de trachyandésite analcimique sont associées à des tufs à cristaux et à des agglomérats. Seul un petit bassin subsistait vers

Ajami où des hyaloclastites témoignent d'une activité explosive subaquatique avant l'effusion de coulées prismées de trachyandésite analcimique.

En conclusion, nous proposons le schéma d'évolution suivant pour le volcanisme éocène en Azerbaijan (chapitre II, fig. 7) :

Après quelques incursions marines, d'importantes émissions volcaniques aériennes affectent toute la région, sans doute dès le Lutétien. L'accumulation de laves et d'ignimbrites sur d'énormes épaisseurs (1 500 mètres pour l'Ensemble Inférieur de la région méridionale) témoigne de la subsidence de cette zone volcanique émergée qui présente des caractères de rift intracontinental. Durant l'Ensemble Moyen, des bassins, probablement lacustres, parsèment la région de Mianeh : l'activité devient alors très explosive et les pyroclastites s'accumulent sur de grandes épaisseurs dans les bassins. Les grands édifices volcaniques aériens de cette époque, situés sur des zones de fracture, ont été complètement démantelés lors de la phase tectonique oligocène.

B - Etude pétrographique :

I° Ensemble Inférieur :

a) latites porphyriques :

Ce sont les laves éocènes les plus caractéristiques de la région. L'altération fait ressortir les grands phénocristaux blancs de plagioclase sur un fond gris ou brunâtre (fig. 20a).

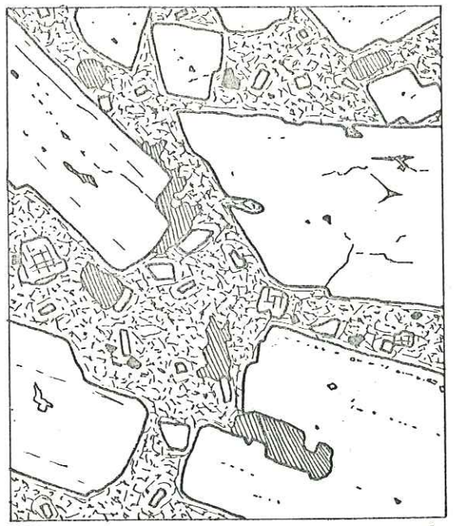
Structure :

Mégaporphyrique : les phénocristaux de labrador peuvent atteindre 3 cm. Leur pourcentage dans la roche varie entre 30 et 50 %.
La mésostase est finement engrenée, parfois microgrenue : les petites lattes de feldspath qui la composent mesurent dans certains cas jusqu'à 0,5 mm. Il n'existe ni fluidalité, ni structures de dévitrification.

Minéralogie :

- Le plagioclase est assez basique : An 57 à An 70, An 60 le plus souvent. Il apparaît à la fois en phénocristaux centimétriques et en petites lattes dans la mésostase. Les grands cristaux sont peu zonés, mais présentent fréquemment des couronnes de fausses perthites (il s'agit de trous de corrosion à l'intérieur du plagioclase). Une frange de feldspath alcalin entoure généralement les labradors.

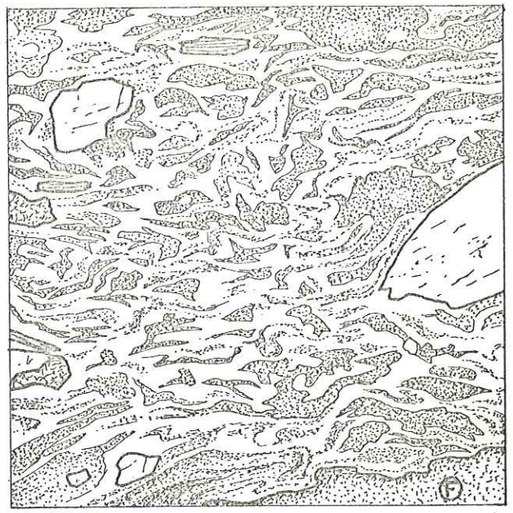
- les minéraux ferromagnésiens sont peu abondants (quelques % du volume de la roche). Il s'agit uniquement de phénocristaux millimétriques d'augite et d'olivine, sans doute assez ferrifère. Cette dernière est toujours déstabilisée postérieurement mais conserve une forme automorphe soulignée par des oxydes de fer.



x4

ⓐ Latite porphyrique (Qaflan-Kuh)

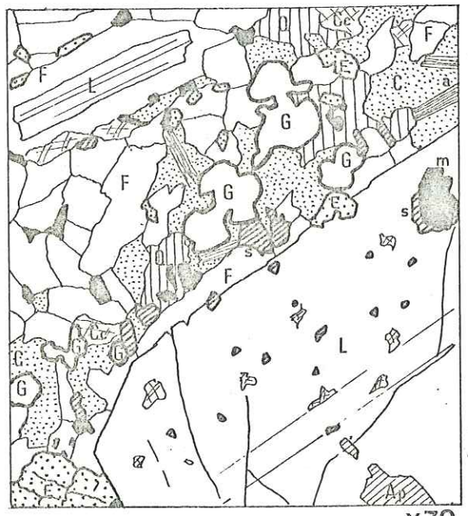
Labrador : en blanc ; augite : hachuré croisé ; chlorite (anciennes olivines ?) : hachures obliques ; magnétite : en noir ; mésostase constituée de sanidine engrenée.



x30

ⓑ Ignimbrite (Qal'eh jug)

F : flamme vitreuse ; plagioclase : en blanc ; biotite : hachures horizontale ; échardes de verre : pointillé plus ou moins lâche.



x70

ⓒ Grenats dans une latite (Khatalo)

Minéraux primaires : G : grenat (trait fort) ; m : magnétite (en noir) ; s : sphène (hachures obliques) ; Ap : apatite (traits obliques) ; L : labrador et F : sanidine parfois perthitique (en blanc).
Minéraux du métamorphisme : Q : quartz (hachures verticales) ; E : épidote (pointillé grossier) ; C : chlorite (pointillé fin) ; Cc : calcite (hachuré croisé) ; a : actinote (hachures longitudinales).

x32

ⓓ Grenat dans une ignimbrite (Qaflan-Kuh)

G : Grenat ; F : sanidine ; Cc : calcite ; m : magnétite (en noir) ; E : épidote (pointillé).

Figure 20 _ ENSEMBLE INFERIEUR de l'EOCENE

- Parmi les minéraux accessoires, l'apatite est fréquente ainsi que la magnétite en cristaux cubiques. On rencontre parfois un peu de sphène. Des restes de grenat (fig.20c) apparaissent parfois. Le problème de son origine sera discuté plus loin (p. 55).

- la mésostase est constituée d'une mosaïque de cristaux de feldspath potassique souvent perthitique (série sanidine-anorthose) : le feldspath alcalin constitue en effet près du tiers du volume de la roche.

b) rhyolites et rhyodacites :

Les roches étudiées ici, qu'il s'agisse de laves ou d'ignimbrites, constituent avec les latites porphyriques la presque totalité de l'Ensemble Inférieur. Contrairement à ces dernières, elles présentent une grande diversité de structure et de minéralogie bien que leur chimisme demeure relativement constant.

Structure :

- Nous avons vu que la structure des ignimbrites est pseudofluidale (échardes de verre soudées), (fig. 20 b) avec des fragments de lave acide, des ponces et des flammes vitreuses. Toute la roche est généralement dévitrifiée avec recristallisation du quartz.

- Les laves acides sont généralement fluidales et presque aphyriques. La dévitrification provoque soit une cristallisation quartzofeldspathique très fine (structure felsitique), soit le développement de grandes plages de quartz poecilitiques engrenées avec inclusions de feldspath potassique et d'oxydes de fer (structure en "snowflakes").

- Certaines laves acides, appelées "trachytes" sur le terrain, sont porphyriques avec des cristaux de feldspath parfois centimétriques. Ces roches se distinguent des latites par leur couleur plus claire et la structure de la mésostase : il s'agit toujours d'une pâte dévitrifiée en snowflakes ou, plus rarement, en sphérolites, ce qui traduit une plus grande richesse en silice de la lave.

- Enfin, la structure de certains dykes acides (Golujeh Eslam) est trachytique.

Minéralogie :

Quartz : Sauf un cristal brisé dans une ignimbrite du Qaflan-Kuh et quelques cristaux corrodés dans un dyke de Golujeh Eslam, le quartz primaire n'a jamais été observé dans les rhyolites de l'Ensemble Inférieur qui mériteraient donc l'appellation de "rhyolitoïdes".

- Les phénocristaux de plagioclase sont peu zonés et possèdent une teneur en anorthite relativement constante (An 27-32). Quelques coulées fluidales de rhyodacite (notamment à l'Est de la région étudiée) contiennent cependant de petits phénocristaux de labrador. Les plagioclases de certaines laves porphyriques (Khatab) ont une composition intermédiaire : une auréole d'oligoclase-andésine se développe autour d'un coeur de labrador.

- Des phénocristaux de sanidine apparaissent dans de nombreuses laves acides et ignimbrites. Ils peuvent atteindre une taille centimétrique dans une rhyodacite de Khatunabad. Leur développement est postérieur à celui du plagioclase An 30 qu'ils englobent parfois (Qaflan-Kuh). Ces cristaux de feldspath potassique sont souvent très perthitiques.

- La biotite est fréquente dans toutes les laves acides, ainsi que la hornblende verte en petits cristaux millimétriques.

- Certaines rhyodacites contiennent quelques phénocristaux d'augite.

- Les minéraux accessoires comprennent la magnétite ; l'apatite, abondante et souvent rougie par de fines inclusions ferrugineuses disposées parallèlement à l'allongement du cristal ; le sphène, très abondant dans certains tufs acides du Qaflan-Kuh ; le rutile.

- La mésostase dévitrifiée consiste en quartz et feldspath alcalin. De l'hématite finement dispersée explique la couleur souvent violacée des laves acides.

Problème du grenat :

Des restes de grenat en voie de chloritisation peuvent se trouver aussi bien dans les latites porphyriques (fig. 20c) que dans les roches acides. Le plus bel exemple en est visible dans une ignimbrite métamorphique de Dizgun (fig. 20d) : des fragments de rhyolite contenus dans cette ignimbrite sont composés de sanidine engrenée avec de la magnétite, de l'apatite et des grenats automorphes millimétriques. Ces grenats sont zonés et corrodés. Ils ont été plus ou moins déstabilisés par le métamorphisme thermique en épidote, calcite, chlorite, etc. En trop faible quantité dans la roche, ils n'ont malheureusement pas pu être isolés et analysés.

c) roches basiques :

Directement à l'Est de Dizgun, dans le Qaflan-Kuh, les calcaires dolomitiques du Trias sont recouverts par des coulées volcaniques très sombres à structure doléritique. Ces émissions sont en relation avec un petit massif gabbroïque qui traverse le Trias et présente en son coeur une structure grenue. Des arguments géochimiques (voir chap. VI) confirment l'indépendance de cet épisode basique, très localisé, vis-à-vis des autres émissions de l'Ensemble Inférieur : nous pouvons le comparer aux latite -basaltes à olivine de Meshkin Shahr (J. Didon et Y. M. Ge_main, 1976) qui représentent les premières manifestations du volcanisme éocène dans le Nord de l'Azerbaijan.

Minéralogie :

Les minéraux ferromagnésiens, très abondants, ont été totalement transformés en hornblende et biotite lors du métamorphisme thermique (chap. IV).
L'augite, dont subsistent quelques reliques, se présentait en grandes plages poecilitiques centimétriques dans les gabbros.
L'olivine est remplacée dans les coulées doléritiques par de la chlorite ou de la biotite.
Le plagioclase, très basique, est zoné avec une frange d'oligoclase.
Les accessoires sont magnétite et apatite.

d) analyses chimiques :

Les analyses partielles en fluorescence X de Fe, Ti, Ca, K, Rb, Sr et Ba pour I5 échantillons de l'Ensemble Inférieur (chap. VI) confirment la division en 3 groupes adoptée dans l'étude pétrographique : une seule analyse chimique totale par groupe est donc suffisante pour préciser la place de chaque roche dans les classifications.

(1) Latite porphyrique de Khatab					(2) Rhyolite du Qaflan-Kuh				
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	Analyse		Norme CIPW		Norme affinée
SiO_2	53,05	Q	3,I6	Q 3,85	SiO_2	67,75	Q	28,77	Q 29,48
Al_2O_3	20,00	Or	22,I6	Or 33,52	Al_2O_3	I6,80	Or	28,9I	Or* 45,05
Fe_2O_3	5,05	Ab	30,46	Ab (I9,86	Fe_2O_3	2,70	Ab	26,72	Ab 9,49) An 23
FeO	0,85	An	27,34	An An57 (25,82	FeO	0,20	An	3,34	An 2,89)
MgO	I,75	Diop	0,65	Aug 2,99	MgO	0,30	Cor	5,I0	Cor 4,65
CaO	6,60	Ens	4,06	Ol 3,69	CaO	I,00	Ens	0,75	Biot 3,37
Na_2O	3,60	Mag	0,60	Ilm I,62	Na_2O	3,I5	Hem	2,72	Ilm 0,76
K_2O	3,75	Hem	4,63	Mag 3,43	K_2O	4,90	Ilm	0,53	Mag I,57
TiO_2	0,85	Ilm	I,6I	Ap I,69	TiO_2	0,50	Rut	0,20	Ap 0,60
P_2O_5	0,70	Ap	I,66	Eau 3,43	P_2O_5	0,25	Ap	0,67	Eau I,79
MnO	0,I0	Eau	3,65	- -	MnO	0,05	Eau	2,I5	- -
H_2O^+	3,60	-	-	- -	H_2O^+	I,55	-	-	- -
H_2O^-	0,05	-	-	- -	H_2O^-	0,60	-	-	- -
	99,95		99,99	99,90		99,75		99,86	99,65
									* orthose à 4,56 % de Na_2O

(I) II,5,3,3' TRACHYANDESITE (shoshonite)	CIPW-Lacroix	I , '4 , 1(2) , 3 RHYOLITE
LATITE	Streckeisen	RHYOLITE

		(3) Gabbro de Dizgun				
II' , 5 , '4 , '4 DIORITE	CIPW - Lacroix	Analyse		Norme CIPW		Norme affinée
MONZOGABBRO	Streckeisen	SiO_2	45,70	Or	II,23	Or I6,II
		Al_2O_3	I8,50	Ab	I9,58	Ab 9,99) An 77
		Fe_2O_3	4,00	An	34,09	An32,75)
		FeO	4,45	Neph.	0,39	Analc. 3,96
		MgO	7,40	Diop	7,84	Aug I5,86
		CaO	9,40	Heden	I,33	Mg ol. 9,82
		Na_2O	2,40	Forst	I0,37	Ilm I,70
		K_2O	I,90	Fayal	2,22	Mag 4,9I
		TiO_2	0,95	Mag	5,80	Ap 0,36
		P_2O_5	0,I5	Ilm	I,80	Eau 3,74
		MnO	0,I5	Ap	0,36	- -
		H_2O^+	3,95	Eau	4,25	- -
		H_2O^-	0,30	-	-	- -
			99,25		99,26	99,20

Tableau II - Analyses chimiques des roches volcaniques et subvolcaniques de l'Ensemble Inférieur.

Malgré la proportion de phénocristaux, malgré l'altération et parfois le métamorphisme subis, le groupe des latites porphyriques est homogène dans ses teneurs en éléments majeurs ou traces (chap. VI, fig. 84 c). L'abondance en alcalins de ces roches est leur caractéristique principale, déjà confirmée par l'étude pétrographique : les paramètres CIPW sont identiques à ceux des shoshonites.
Les roches acides présentent une composition chimique de rhyolite à tendance alcaline mais certains faciès à minéralogie "basique", non analysés, doivent se rapprocher des dacites.
Dans le cas du gabbro de Dizgun, la norme affinée a tenu compte de la minéralogie de la roche avant le métamorphisme thermique, car nous ne disposions pas d'analyse chimique des hornblendes qui se sont développées lors de cette phase. La teneur élevée en feldspath potassique normatif est remarquable : l'équivalent effusif de cette roche grenue ne serait pas un basalte, mais un latite-basalte dans la classification de Streckeisen. Le terme de monzogabbro sera donc employé pour faire ressortir ce caractère alcalin.

2° Ensemble Moyen :

Les tufs, prépondérants dans cet ensemble, ont été étudiés dans un paragraphe précédent (p. 46). Ils possèdent une minéralogie analogue aux coulées associées. Ces dernières sont porphyriques et présentent des faciès sombres (latite - andésites) ou plus clairs (dacites). Pétrographiquement, tous les intermédiaires existent entre ces deux pôles. Des récurrences de termes plus acides, analogues aux rhyolites de l'Ensemble Inférieur, se rencontrent parfois à la base de l'Ensemble Moyen. Les faciès hypovolcaniques associés aux latite -andésites seront étudiés séparément.

a) latite -andésites :

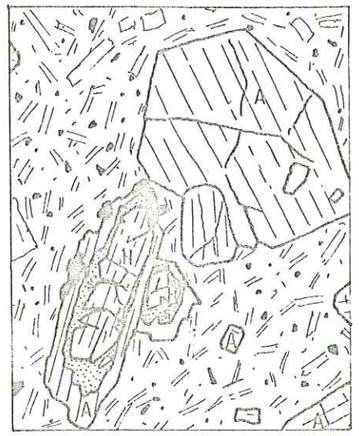
Structure :

Ces roches sont porphyriques avec des phénocristaux de plagioclase atteignant 6 mm et des cristaux millimétriques de pyroxène. La structure de la mésostase est microlitique fluidale lorsque les phénocristaux sont peu abondants. Mais le plus souvent, les petits cristaux se répartissent en mosaïque dans le fond de la roche.

Minéralogie :

Les phénocristaux de plagioclase (An 57-75, le plus souvent An 60) sont limpides, craquelés, souvent de forme arrondie. Ils présentent fréquemment une frange de corrosion très fine parfois remplacée par de grandes fausses perthites. Une couronne plus basique que le centre du cristal entoure la zone corrodée. Ce phénomène traduisant une baisse de pression en milieu anhydre, sera détaillé lors de l'étude des laves miocènes (p. 129). Les plagioclases sont parfois zonés et ne présentent alors pas de frange de corrosion.
L'augite est très abondante, aussi bien en phénocristaux, parfois légèrement corrodés, qu'en petits cristaux dans le fond de la roche. De couleur brun-clair, elle présente quelquefois la macle en sablier caractéristique.
L'olivine, toujours présente dans ces roches, est serpentinisée et cloisonnée par des oxydes de fer. La bordure des phénocristaux millimétriques est parfois

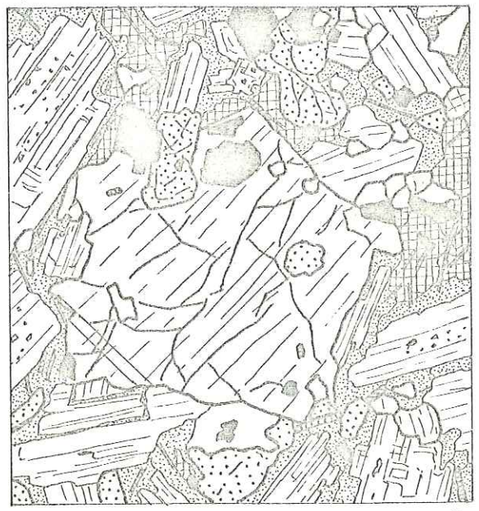
ADIST



X20

ⓐ Dacite à hypersthène (H) et augite (A) (Qaflan Kuh)

s : serpentine
Mésostase : microlites de plagioclase dans fond quartzo-feldspathique



X32

ⓑ Dolérite de Qal'eh juq

Augite : en traits forts ; labradors zonés : en traits fins ; Olivine serpentinisée : en gros pointillés ; magnétite : en noir ; feldspath potassique : pointillés fins ; quartz : croisillons ; apatite : rayures transversales.

X80

ⓒ Monzodiorite d'Aqbolagh

Plagioclases zonés : labrador au coeur, oligoclase à la périphérie, séparés par un tireté ; augite ouralitisée : rayures longitudinales ; apatite : traits horizontaux ; sphène : croisillon ; feldspath potassique : pointillés fins ; quartz : en blanc.

Figure 21 _ ENSEMBLE MOYEN de l'EOCENE

transformée en iddingsite de même que les petits cristaux disséminés dans la mésostase.
La mésostase consiste en une mosaïque de petits labradors, d'augite, d'olivine altérée et de magnétite. Le feldspath alcalin et, plus rarement, le quartz forment toujours le fond interstitiel peu visible de ces roches.

b) dacites :

La structure est porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase pouvant atteindre 1 cm. La mésostase est formée d'une pâte dévitrifiée, parfois fluidale, ou à structure trachytique.
Les plagioclases (An 55-70) ne se distinguent de ceux des latite -andésites que par l'absence de la couronne externe plus basique. Quelques plagioclases très basiques (An 70) sont complètement corrodés et transformés en véritables éponges, les autres (An 58-62) sont frais et légèrement zonés. Ces derniers peuvent présenter une ou deux fines franges de corrosion.
L'augite est aussi abondante que dans les latite -andésites, avec des caractères optiques identiques ($2V^{+}$ = 55-56°), ou manque totalement.
Les coulées terminales de l'Ensemble Moyen du Qaflan-Kuh contiennent de l'hypersthène ($2V^{-}$ = 45-53°), en partie serpentinisé. Ce minéral est souvent inclus dans un cristal d'augite développé postérieurement (fig. 21 a).
L'olivine est moins fréquente que dans les latite -andésites.
Le développement de biotite et de hornblende vert-jaune, bien qu'assez limité, est caractéristique de certaines dacites de l'Ensemble Moyen, notamment dans le Qaflan-Kuh. Ces deux minéraux sont entourés par une énorme gaine d'opaques.
L'apatite, rougie par des inclusions d'oxydes de fer, est fréquente.
La mésostase contient de nombreux microlites de labrador. Mais le fond quartzofeldspathique, très souvent dévitrifié en snowflakes, est ici prépondérant.

c) faciès hypovolcaniques :

Leur composition minéralogique ne diffère pas de celle des laves associées.
Deux types de structure se rencontrent :

- Une structure ophitique (fig. 21 b) où des cristaux d'augite et d'olivine serpentinisée cristallisent entre de grandes lattes de plagioclase ; ces derniers sont zonés au lieu d'être corrodés comme dans les laves : cela indique que leur cristallisation est seulement gouvernée par une baisse régulière de température.
  La mésostase, peu abondante, est grossièrement cristallisée entre les cristaux primaires : elle consiste en feldspath potassique, quartz et fines aiguilles d'apatite.

- Dans le petit massif grenu d'Aqbolagh, la structure devient granophyrique. De grands cristaux de plagioclase très zonés (labrador à oligoclase) associés à de l'augite ouralitisée, de la biotite et un peu d'olivine sont cimentés par du quartz et de la sanidine perthitique souvent engrenés en micropegmatites (fig. 21 c). La cristallisation de ce fond alcalin explique la contradiction apparente entre le caractère basaltique de la minéralogie des laves et leur chimisme de latite-andésite.

d) analyse chimique :

Une seule analyse chimique globale a été réalisée dans une latite-andésite de l'Ensemble Moyen. Nous avons fait apparaître dans la norme affinée de la chlorite magnésienne et de la goethite pour mieux tenir compte de l'altération de la roche.
Les dacites de l'Ensemble Moyen n'ont fait l'objet que d'analyses partielles en fluorescence X (chap. VI) Un tuf vert analysé présente la même composition partielle que les dacites avec enrichissement en calcium. D'autre part, faciès hypovolcaniques et latite-andésites possèdent les mêmes teneurs en éléments incompatibles (chap. VI) et sans doute une composition chimique identique. Ainsi, par analogie, les roches grenues d'Aqbolagh sont des monzodiorites.

(4) latite-andésite du Qaflan-Kuh					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	52,65	Q	8,13	Q	8,38
Al_2O_3	18,35	Or	11,40	Or	16,48
Fe_2O_3	6,05	Ab	23,69	Ab 18,35)	An 60
FeO	2,80	An	31,80	An 27,42)	
MgO	3,60	Diop.	6,30	Aug	15,00
CaO	8,70	Ens.	6,05	Mg Chlor	5,64
Na_2O	2,80	Mag	6,33	Ilm	2,04
K_2O	1,93	Hem	1,69	Goeth	5,61
TiO_2	1,10	Ilm	2,09	Ap.	1,21
P_2O_5	0,50	Ap	1,18	Eau	0,52
MnO	0,15	Eau	1,95	-	-
H_2O^+	1,55	-	-	-	-
H_2O^-	0,40	-	-	-	-
	100,58		100,61		100,65
II, (4) 5, (3) 4, '4 ANDESITE					
LATITE-ANDESITE					

Tableau III - Analyse chimique d'une lave de l'Ensemble Moyen.

Le terme de latite-andésite est utilisé de préférence à celui d'andésite, afin de mieux rendre compte du caractère alcalin des roches volcaniques basiques de l'Eocène (fig. 16). La dénomination d'andésite sous-entend en effet à la fois un caractère calco-alcalin et une composition minéralogique particulière (présence d'hypersthène et de tridymite) ; or nous avons vu que l'hypersthène n'apparaît qu'exceptionnellement dans certaines coulées dacitiques du Qaflan-Kuh.

3° Ensemble Supérieur :

La succession présentée ci-dessous correspond à la chronologie des émissions volcaniques durant cet épisode (voir chap. II).

a) trachytes (fig. 22 a) :

Leur structure est porphyrique fluidale : les phénocristaux de feldspath, dont la taille varie de 1 à 7 mm, composent souvent 30 à 40 % du volume de la roche. La dévitrification de la mésostase provoque une structure en snowflakes, tandis que la fluidalité est soulignée par des recristallisations felsitiques. Les phénocristaux de sanidine sont prépondérants et, le plus souvent, très

perthitiques.
Le plagioclase An 30 est moins abondant et presque toujours altéré postérieurement.
Les minéraux ferromagnésiens, en gros phénocristaux trapus, sont complètement déstabilisés en chlorite, calcite et oxydes de fer. Il s'agit probablement, d'après leur forme, d'anciens pyroxènes et peut-être de quelques olivines.
Des cristaux cubiques de magnétite, de l'apatite fréquente et, plus rarement, du sphène et du zircon constituent les minéraux accessoires.
Le fond dévitrifié, composé de quartz et de feldspath alcalin engrenés, est riche en hématite finement répartie, calcite et quartz secondaire.

b) trachyandésites :

La structure de ces roches est porphyrique et trachytique. Les phénocristaux semi-centimétriques de plagioclase représentent moins de 20 % du volume de la roche.
Les lattes de plagioclase sont très altérées (peut-être An 50).
Des phénocristaux millimétriques de pyroxène et d'olivine, complètement chloritisés et calcitisés, apparaissent de façon clairsemée.
La magnétite, transformée en hématite et goethite, et l'apatite très abondante constituent les accessoires.
Le fond de la roche se compose de cristaux engrenés de sanidine et de minéraux opaques. Les feldspaths alcalins sont assez fortement kaolinisés. On observe l'apparition de petits cristaux d'analcime dans la mésostase de certaines trachyandésites qui font le lien avec les trachyandésites analcimiques supérieures.

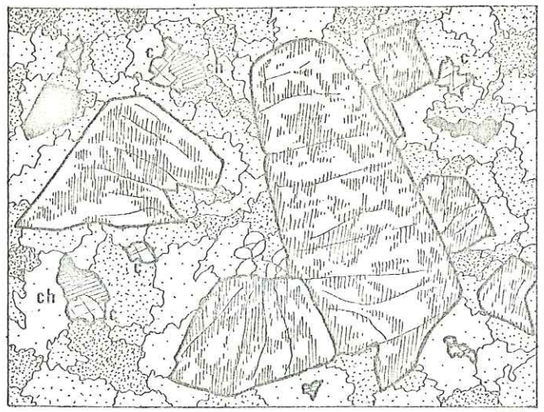
c) trachyandésites analcimiques (fig. 22 b) :

La structure porphyrique en mosaïque rappelle celle des latites de l'Ensemble Inférieur. Les phénocristaux de plagioclase et de feldspathoïde atteignent 8 mm et occupent plus de 20 % du volume de la roche.
Les plagioclases basiques (An 58-60) sont très craquelés et souvent fortement corrodés : les fausses perthites, les cassures et les clivages sont envahis par de l'analcime. Le labrador ainsi déstabilisé est entouré d'une frange de feldspath potassique (fig. 22 d).

l'analcime se présente en grands phénocristaux automorphes qui montrent fréquemment deux zones de croissance (fig. 22 c). Ce minéral, non altéré, peut cependant être recouvert d'un voile terne de minéraux argileux. Il ne s'agit ni d'une leucite, ni d'une pseudoleucite : la détermination en diffraction X (v. tableau n° IV) a été confirmée par les mesures d'indices ($n < 1,50$), des colorations spécifiques et des analyses ponctuelles à la microsonde (J. Didon et Y. M. Gemain, 1976).
Les minéraux ferromagnésiens sont peu

Phénocristal d'analcime -Ajami			
dÅ	hkl	dÅ	hkl
4,83	220	1,741	732,651
3,66	321	1,714	800
3,423	400	1,687	741
2,922	332	1,661	820
2,796	422	1,616	822,660
2,684	431	1,594	831,743
2,502	521	1,496	842
2,422	440	1,479	761
2,223	611,532	1,461	664
2,166	620	1,445	754
2,116	541	1,415	932,763
2,020	631	1,385	941,853
1,937	543	1,371	860
1,901	640	1,358	1011
1,865	633	1,308	10111
1,829	642	1,285	871

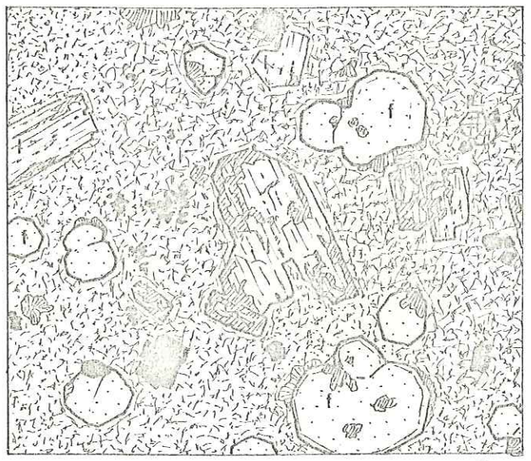
Tableau IV - Analyse en diffraction X de l'analcime.



x 20

(a) Trachyte

Phénocristaux de sanidine perthitique :
- en blanc : exolutions d'albite
- hachuré vertical : feldspath potassique
ch : chlorite — en noir : magnétite
c : calcite
Fond dévitrifié en "snowflakes"



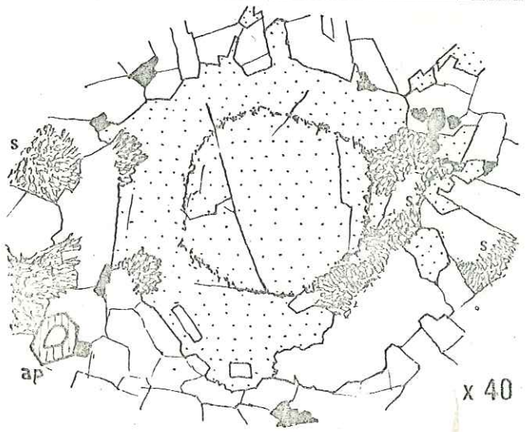
x 4

(b) Trachyandésite analcimique

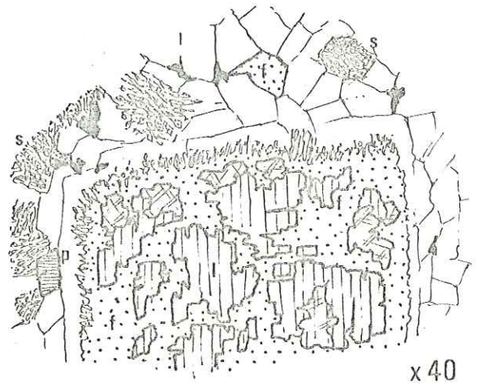
l : labrador
f : analcime
p : augite

- en hachures : déstabilisation du plagioclase et syncristallisation feldspath potassique - analcime
- mésostase : sanidine

(c) Détail d'un phénocristal d'analcime zoné



x 40



x 40

(d) Détail de la déstabilisation du labrador en analcime

s : syncristallisation feldspath potassique - analcime
ap : apatite
Le fond de la roche est constitué de cristaux de sanidine engrenés.

Figure 22 - ENSEMBLE SUPERIEUR de l'EOCENE

abondants : il s'agit de cristaux millimétriques d'augite et parfois d'olivine, serpentinisée et cloisonnée par des oxydes de fer.
Les cristaux de magnétite sont corrodés et transformés en hématite. L'apatite est fréquente.
La mésostase est constituée de petites sanidines (confirmation par RX) engrenées avec de l'analcime. La syncristallisation du feldspath alcalin et du feldspathoïde évoque fréquemment une structure myrmékitique (fig. 22 c).

Problème de l'analcime :

P. Stalder (1971) fut le premier à décrire de l'analcime primaire dans des volcanites éocènes de l'Elbourz. Depuis, les découvertes de ce minéral en Iran se sont multipliées (M. Amidi, 1975, J. Didon et Y. M. Ge_main, M. Lotfi, M. Sabzehi, comm. or.). Ses similitudes de forme avec la leucite entraînent parfois des confusions mais il semble maintenant admis que l'analcime est le seul minéral jouant le rôle de feldspathoïde dans les laves terminales de l'Eocène ainsi que dans certaines coulées néogènes.
Pourquoi l'analcime se développe-t-elle à la place de la leucite dans des laves toujours très potassiques ?
- Il est d'abord nécessaire de considérer l'ordre de cristallisation dans une trachyandésite analcimique de l'Ensemble Supérieur : minéraux accessoires, olivine, pyroxène et labrador cristallisent tout d'abord en enrichissant le liquide alcalin résiduel en eau, phénomène qui ne prend toute son ampleur que dans les dernières coulées émises : le labrador est alors plus ou moins déstabilisé en analcime tandis que de grands phénocristaux de ce minéral se développent. En dernier lieu, le feldspath potassique cristallise, en même temps que le reste de l'analcime.
- De plus, nous verrons ci-dessous que les trachyandésites analcimiques sont presque saturées en silice (q = 5).

Ainsi l'abondance d'analcime dans les trachyandésites de la fin du cycle éocène traduit moins un déficit en silice qu'une richesse en eau du magma alcalin résiduel.
De nouvelles données sur la cristallisation de l'analcime sodique en présence de sanidine (A. R. Woolley and R. F. Symes, 1976) montrent que la formation de cristaux intratelluriques d'analcime nécessite des températures d'environ 650° C et des pressions d'eau supérieures à 5kbars. Nous reprendrons le problème de la formation des trachyandésites à analcime lors de l'étude géochimique (chap. VI).

d) analyses chimiques :

Leurs teneurs très élevées en potassium séparent nettement les laves de l'Ensemble Supérieur des autres roches volcaniques éocènes, notamment des latites de l'Ensemble Inférieur.

(5) Trachyte (route de Tabriz)						(6) Trachyandésite (Ajami)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	64,75	Q	I4,37	Q	I6,08	SiO_2	55,90	Q	0,8I	Q	I,2I
Al_2O_3	I5,80	Or	33,39	Or *	55,44	Al_2O_3	I8,60	Or	38,36	Or *	59,3I
Fe_2O_3	3,85	Ab	35,I2	Ab I3,03)	An 33	Fe_2O_3	5,75	Ab	33,80	Ab I4,98)	An 4I
$Fe^{\,}O$	0,25	An	7,80	An 6,38)		$Fe^{\,}O$	0,I0	An	I3,48	An I0,45)	
Mg O	0,80	Ens	I,99	Mg chlor.	2,86	Mg O	0,60	Ens	I,50	Aug.	3,62
Ca O	2,I5	Hem	3,85	Calc	0,6I	Ca O	3,70	Hem	5,76	Ilm	I,54
Na_2O	4,I5	Ilm	0,74	Ilm	I,58	Na_2O	4,00	Ilm	0,53	Mag	4,27
K_2O	5,65	Sph	0,I8	Mag	2,83	K_2O	6,50	Sph	I,08	Ap	I,45
TiO_2	0,80	Rut	0,34	Ap	0,97	TiO_2	0,80	Rut	0,08	Eau	3,I5
P_2O_5	0,40	Ap	0,95	Eau	0,72	P_2O_5	0,60	Ap	I,34	-	-
MnO	0,I0	Eau	I,65	-	-	MnO	0,I5	Eau	3,45	-	-
H_2O^+	I,60	-	-	-	-	H_2O^+	2,95	-	-	-	-
H_2O^-	0,05	-	-	-	-	H_2O^-	0,50	-	-	-	-
	I00,35		I00,38		I00,50		I00,I5		I00,I9		99,98
				* Sanidine à 4,82 % Na_2O							

I' , 4' , '2 , 3 RHYOLITE CALCO-ALCALINE	CIPW *Lacroix*	I (II) , 5 , 2 , 3 TRACHYANDESITE
TRACHYTE	*Streckeisen*	TRACHYTE

Tableau V - Analyses chimiques des laves de l'Ensemble Supérieur.

(7) Trachyandésite analcimique (Ajami)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	53,30	Or	32,2I	Or *	50,28
Al_2O_3	I8,00	Ab	32,9I	Ab 4,97)	An 63
Fe_2O_3	4,95	An	II,92	An 8,49)	
$Fe^{\,}O$	0,65	Neph	3,72	Analc	I5,92
MgO	2,00	Diops	3,87	Aug	9,20
CaO	4,60	Forst	2,23	Mg Ol	I,27
Na_2O	4,70	Hem	4,95	Ilm	I,90
K_2O	5,45	Ilm	I,69	Mag	3,05
TiO_2	I,00	Perowsk		Ap	2,06
P_2O_5	0,85		0,I8	Eau	2,I5
MnO	0,I5	Ap	2,0I	-	-
H_2O^+	3,60	Eau	3,80	-	-
H_2O^-	0,20	-	-	-	-
	99,45		99,50		99,29
				* Feldspath potassique à 3,85 % de Na_2O	

(I) II , 5 , 2 , 3' TRACHYANDESITE
PHONOLITE TEPHRITIQUE

Un autre caractère important est la diminution graduelle de la saturation en silice des différents termes de la série, de la base au sommet.
Cependant, les laves terminales, malgré la présence de 16 % d'analcime, ne sont pas réellement sous-saturées (q = 5). Nous employons donc la dénomination de trachyandésite analcimique (A. Lacroix, I924) de préférence à celle de phonolite téphritique.

4° Conclusion :

Au terme de l'étude pétrographique, on peut diviser les roches volcaniques éocènes de la région de Mianeh en deux catégories d'importance inégale :

- Le groupe des roches acides comprend les rhyolites et rhyodacites de l'Ensemble Inférieur et les trachytes de l'Ensemble Supérieur. Ces roches sont caractérisées minéralogiquement par la présence de phénocristaux de sanidine et de plagioclase An 30, par la rareté des ferromagnésiens (biotite et amphibole ou pyroxène) et l'absence de quartz primaire. Le fond vitreux, de composition rhyolitique, est toujours abondant, ce qui se traduit dans l'analyse chimique par une sursaturation en silice.

- Le groupe des roches alcalines comprend la majeure partie des laves éocènes de la région de Mianeh : latites, latite -andésites, trachyandésites. Leur caractère porphyrique constant se traduit par la cristallisation de minéraux basiques : plagioclase An 60, augite et olivine (sans auréole réactionnelle), dans une mésostase riche en feldspath potassique et parfois en analcime. Cet assemblage minéralogique est caractéristique des roches alcalines saturées (shoshonites).
Les dacites de l'Ensemble Moyen, contenant parfois de la biotite, plus rarement de la hornblende ou de l'hypersthène en cristaux toujours déstabilisés, présentent une composition minéralogique intermédiaire entre celle des roches acides et celle des roches alcalines.

Toutes les laves alcalines sont exactement saturées en silice (q = 5) bien qu'une légère sous-saturation, se traduisant par la cristallisation d'analcime, apparaisse dans les dernières émissions. Enfin, et ce caractère semble général dans tout le volcanisme éocène en Iran, on n'observe jamais dans cette séquence de terme basaltique franc (p = III).

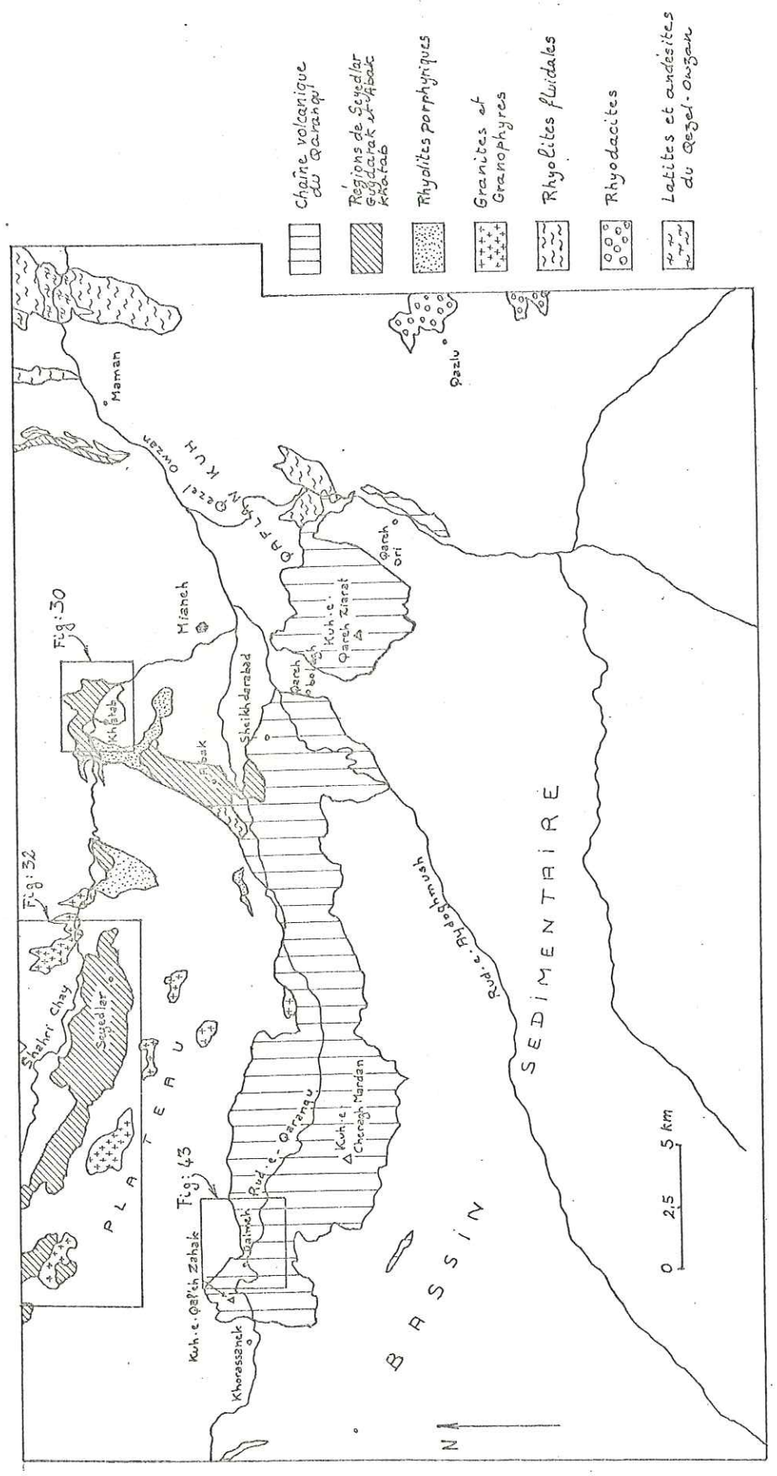


Fig 23 - Carte de situation des roches volcaniques et intrusives oligocènes et miocènes

III - LA PERIODE OLIGOCENE :

A - Mise en place des principaux faciès intrusifs et effusifs :

I° Le Qaflan-Kuh :

A l'Oligocène, l'émission d'importantes masses de rhyolite à l'Est et au Nord de l'actuelle chaîne du Qaflan-Kuh constitue un épisode remarquable de l'activité volcanique tertiaire dans la région de Mianeh.

a) les rhyolites fluidales :

Situation, extension (fig. 23) :

Les deux principaux centres d'émission, situés respectivement à l'entrée sud des gorges du Qaflan-Kuh et au Nord-Est de Maman, se caractérisent par un ensemble de dômes et de dômes-coulées de très grande extension.

L'ancienne forteresse de Qal'eh Dokhtar, en rive gauche du Qezel Owzan, se dresse sur les reliefs ruiniformes d'un dôme-coulée qui atteint ici plus de 300 m de hauteur. La rive droite est dominée également par un ensemble de dômes qui isolent parfois des paquets de laves éocènes.

Au Nord-Est de Maman, une lame de 5 km de long sur quelques centaines de mètres de large,orientée sur un accident méridien,domine à l'Ouest un fossé dans lequel passe la route d'Ardebil. Le rebord oriental de ce fossé est constitué d'épaisses coulées de 50 à 100 m d'épaisseur, parfois prismées, qui s'étendent sur plus de 20 km (fig. 24). A l'entrée des gorges du Qezel Owzan, elles sont associées à des coulées et des tufs de composition latitique que nous étudierons plus loin (p. 69).

La fluidalité (fig. 25) :

Celle-ci, très développée, donne à la roche un aspect feuilleté et plissoté à l'échelle du centimètre. Des mouvements de plus grande ampleur se manifestent par des replis de l'ordre de la dizaine de mètres et soulignent la plasticité de la lave au moment de sa mise en place.

Cette fluidalité très intense explique l'absence de produits d'explosion avant la montée des dômes rhyolitiques. En effet, les fluides piégés et guidés par les innombrables plans de mouvement n'ont pu que circuler au seinde la masse vitreuse en provoquant une dévitrification intense. Ce rôle de drain joué par la fluidalité est encore souligné par l'absence de dévitrification dans les pechsteins de bordure de ces dômes. En effet, au contact avec l'encaissant le verre se trempait sur quelques décimètres et ne permettait plus la circulation des fluides.

Il existe néanmoins des cas où les gaz possédaient encore assez d'énergie pour faire éclater la roche. C'est le cas des brèches de Pol-e-Dokhtar où des fragments de rhyolite fluidale très dévitrifiée, plus ou moins arrondis, sont cimentés par des filonnets de carbonates.

CADIST

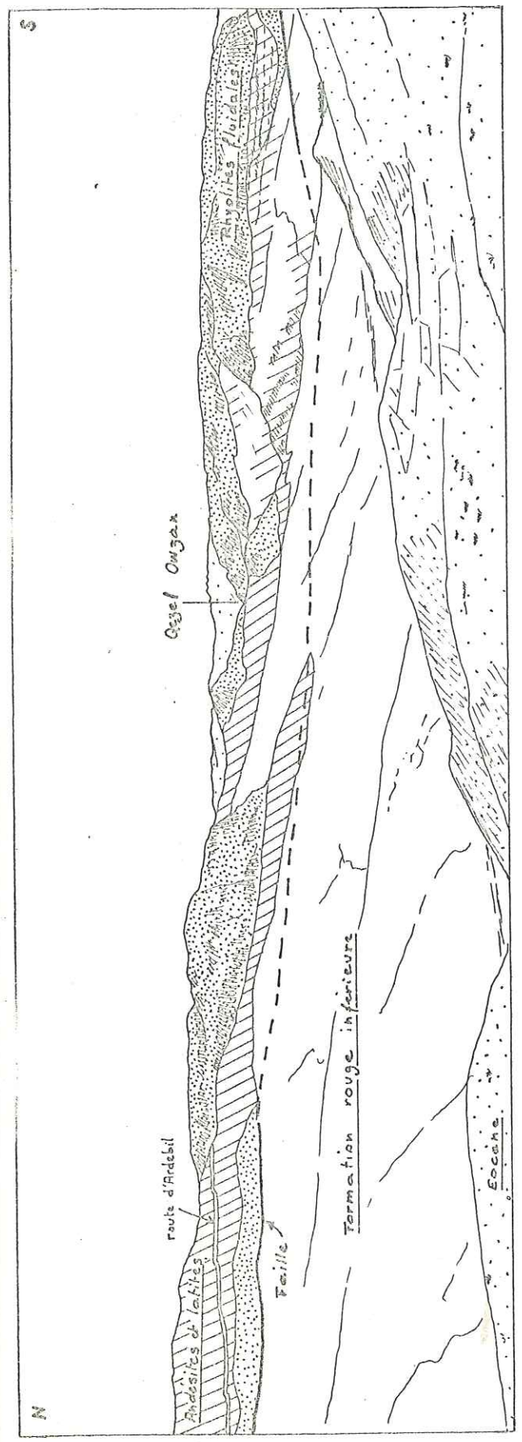
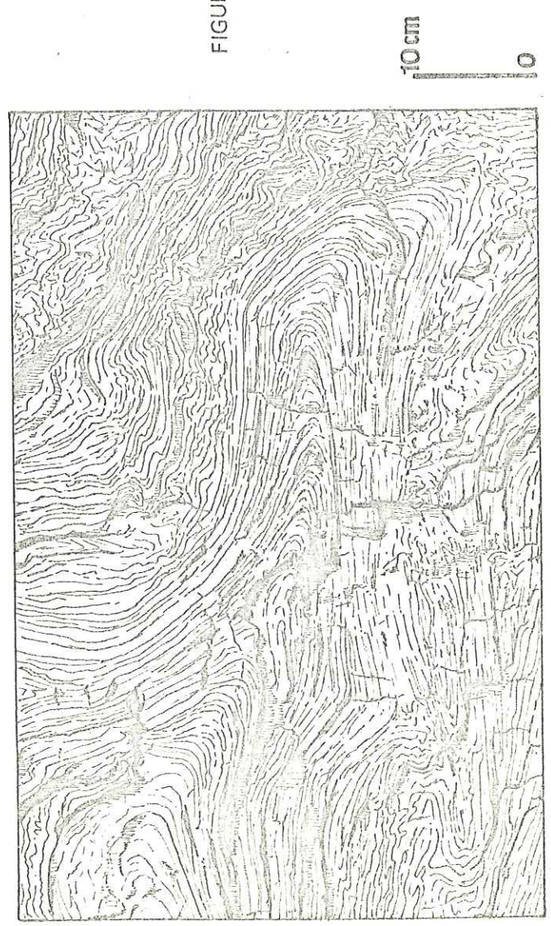


FIGURE 24 - VOLCANISME OLIGOCENE AU N-E DE MAMAN (longueur du panorama : 15 km)

FIGURE 25 - DETAIL D'UNE RHYOLITE FLUIDALE



b) les latites et andésites du Qezel Owzan :

Intercalé entre deux épisodes rhyolitiques, un grand appareil volcanique est largement entaillé par les gorges du Qezel Owzan au Nord-Est de la région étudiée.

Des coulées sombres métriques discontinues alternent avec des passées de scories et de tufs. La roche est riche en petites paillettes de biotite et en plagioclases translucides. Quelques dykes noirs aphyriques traversent l'ensemble, tandis que des dômes rhyolitiques découpent cet appareil à l'emporte-pièce de part et d'autre de la vallée.

Plus au Nord, les coulées d'andésites recoupées par la route d'Ardebil appartiennent au même épisode du volcanisme oligocène et semblent également encadrées par deux périodes d'émissions rhyolitiques.

c) les rhyodacites de Qazlu :

Elles apparaissent isolées au Nord-Est de la plaine de Zanjan et composent de grandes coulées de quelques dizaines de mètres d'épaisseur à fluidalité horizontale, reposant par l'intermédiaire d'un pechstein noir sur des sédiments d'âge probablement éocène (Sarchembala). Ces coulées s'étendent largement vers l'Est où elles forment les grands plateaux de la région d'Agh Kand (R. G. Davies, comm. or.).

2° Le Plateau (fig. 26) :

a) les rhyolites porphyriques :

Les roches intrusives, granites et granophyres, dominent dans cette zone et jalonnent les principales directions structurales. Seuls quelques massifs de rhyolite porphyrique témoignent à l'Est du Plateaud'une activité effusive et forment les premières manifestations volcaniques post-éocènes de la zone Abak-Khatab. A l'exception d'un important dôme-coulée situé à l'Ouest d'Abak, elles ne possèdent pas la fluidalité marquée des rhyolites du Qaflan-Kuh. Souvent précédées par des émissions de tufs acides, les extrusions rhyolitiques prismées en éventail ne dépassent pas quelques centaines de mètres de diamètre . Le dôme situé à l'entrée du premier tunnel de la route de Tabriz en est peut-être le plus bel exemple.

b) les granophyres :

Ils font le lien entre les granites et les rhyolites. Un fond microgrenu ou vitreux contient de nombreux phénocristaux de quartz, plagioclase et feldspath potassique. Des massifs aux formes irrégulières recoupent l'Ensemble Moyen de l'Eocène tout au long de la route de Tabriz et développent parfois une auréole de cornéennes de quelques dizaines de mètres. La bordure de la masse intrusive est souvent fluidale et un liseré clair aphyrique d'apparence aplitique marque le contact avec l'encaissant. Localement, des phénomènes de digestion des volcanites de l'Eocène se traduisent par l'apparition de filonnets blanchâtres qui isolent progressivement des fragments de lave au sein du granophyre. Ces réservoirs magmatiques superficiels se sont parfois mis en

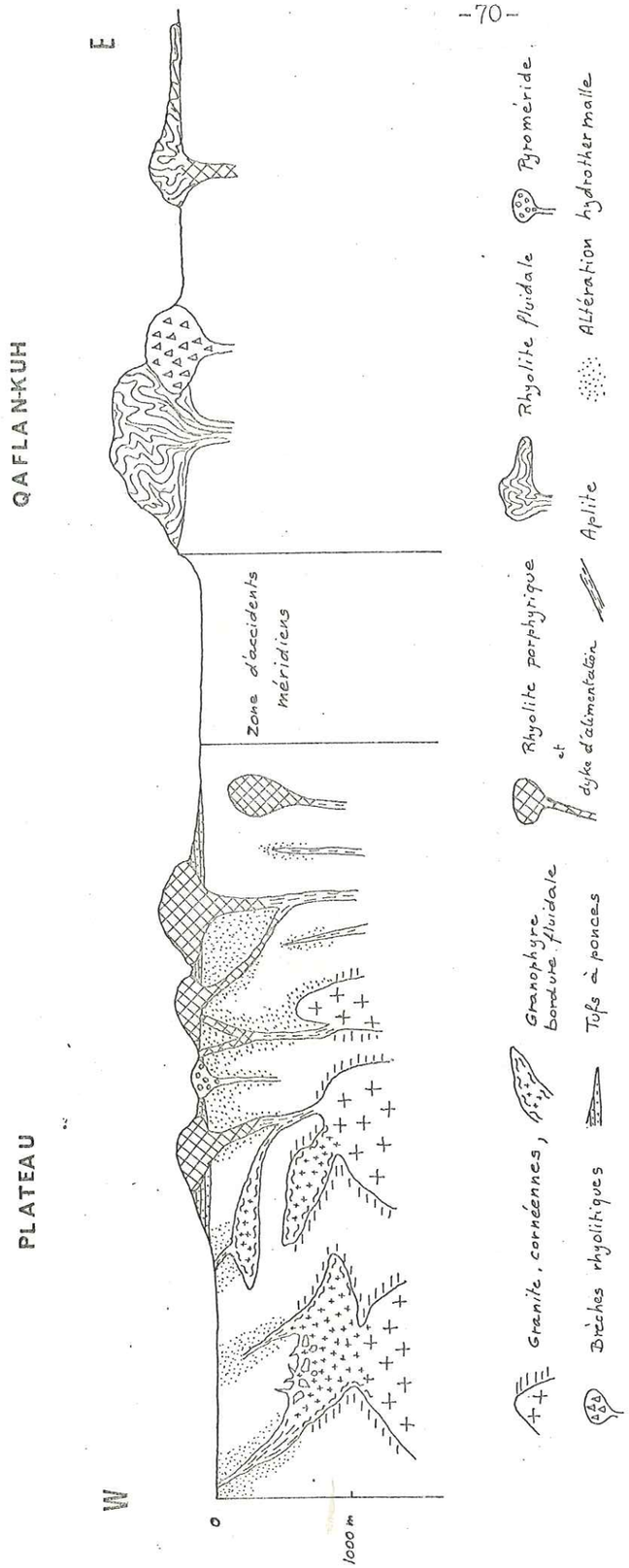


Figure 26 - RELATIONS ENTRE GRANITES, GRANOPHYRES, RHYOLITES ET DYKES ASSOCIES

place à moins de 500 m de profondeur dans les tufs de l'Ensemble Moyen de l'Eocène. Il existe donc tous les termes de passage entre les granophyres et les rhyolites. L'évolution entre une texture grenue et une texture de lave a été observée entre le coeur et la bordure d'un massif de rhyolite près d'Ajami.

c) les granites :

Des granites à biotite et amphibole prennent le relais des granophyres au Sud du Plateau. La présence de ces roches grenues pose le problème de l'épaisseur de la couverture au moment de leur mise en place. Cette dernière a pu être estimée à moins de 1 000 m près du Rud-e-Qaranqu où un petit massif granitique recoupant l'Ensemble Moyen de l'Eocène est lui-même recouvert par les calcaires du Burdigalien, après érosion de l'Ensemble Supérieur.

d) les dykes :

Un ensemble de filons très important accompagne la mise en place ou la sortie de ces produits acides. Beaucoup d'entre eux, signalés par une intense activité fumerollienne, suivent la stratification des tufs éocènes. La roche, porphyrique, est très semblable à celle des dômes rhyolitiques que ces dykes alimentent.
Une autre catégorie de filons est caractérisée par un aspect aplitique et l'absence totale de phénocristaux. Ils sont bien visibles dans le horst de Golujeh Eslam où une prismation régulière les affecte parfois. Ils représentent peut-être des dykes d'alimentation profonde des massifs superficiels de granophyre et des rhyolites.

e) les altérations hydrothermales :

Tout autour des massifs de granophyre ainsi que le long des grandes structures, les altérations hydrothermales se traduisent par des lessivages importants des différentes roches volcaniques de l'Eocène. Les faciès altérés, pulvérulents, prennent une couleur blanche ou jaunâtre. Les structures porphyriques originelles des laves sont quelquefois totalement effacées. Des cristaux de gypse apparaissent localement ainsi que des amas jaune-brun qui pourraient être constitués d'alunite.
En lame mince, la silicification importante de ces faciès altérés se traduit par des auras de quartz fibreux disposés en plages irrégulières autour des fantômes de phénocristaux. Une kaolinisation également intense affecte les plagioclases. Un diagramme de R X effectué sur une andésite complètement transformée n'a mis en évidence que du quartz et de la kaolinite.
Des minéralisations peuvent être associées à ces altérations hydrothermales : le gisement de cuivre de Sheikhdarabad, dans la prolongation méridionale du fossé d'Abak, en est le meilleur exemple (fig. 27).

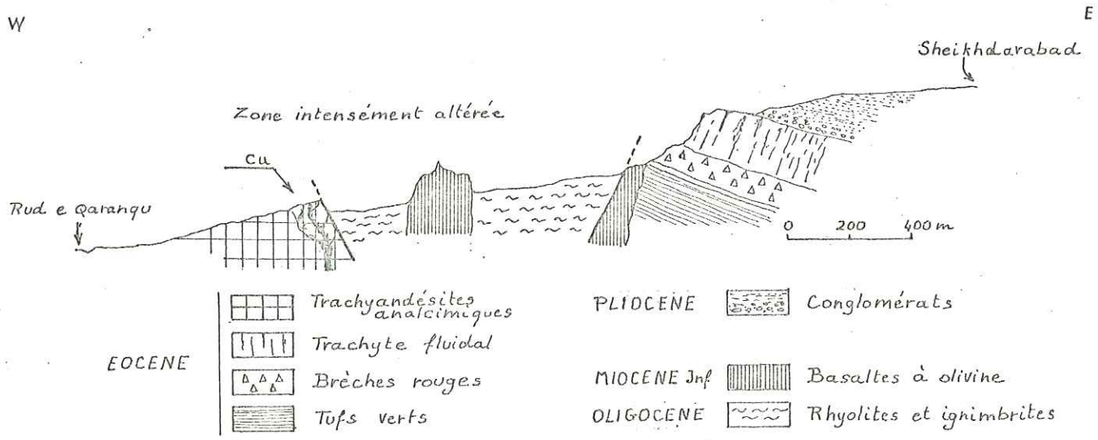


Figure 27 - Coupe schématique du gisement cuprifère de Sheikhdarabad.

Les trachyandésites analcimiques de l'Ensemble Supérieur de l'Eocène, intensément altérées, sont minéralisées en cuivre natif et en cuprite associés à de la calcite et à de la malachite. Ce cuivre, provenant sans doute de la réduction de la cuprite, fait l'objet d'une exploitation artisanale.
Par ailleurs, des filonnets de stibine recoupent un dôme rhyolitique vers le village d'Abak.

B - Etude pétrographique :

Les rhyolites fluidales forment un groupe homogène caractérisé par une composition minéralogique très constante, les différences ne portant que sur l'intensité de la dévitrification.

La distinction entre rhyolites porphyriques d'une part, granites et granophyres d'autre part est assez artificielle car nous observons un passage continu entre ces deux termes. Chaque fois que les minéraux forment des plages engrenées à contacts francs nous utilisons le terme "granite". Lorsque les différents minéraux s'entourent d'une zone plus ou moins importante micropegmatitique ou microgrenue, nous avons adopté celui de "granophyre". Les rhyolites se distinguent de ces derniers par la présence d'une mésostase vitreuse.

1° Les rhyolites fluidales (fig. 28) :

a) les phénocristaux :

Ils représentent 0 à 30 % du volume de la roche et sont par ordre d'abondance décroissante : le feldspath potassique, le quartz et la biotite.

Le feldspath potassique est de la sanidine ($\alpha = 10°$, confirmée par R X) qui se présente en cristaux limpides maclés Carlsbad et allongés dans la fluidalité. Peu ou pas corrodés, ils sont parfois affectés par la kaolinisation. Les cristaux contiennent des inclusions qui peuvent être, soit des minéraux (biotite, apatite), soit un verre brun parfois dévitrifié. Une autre génération de feldspath potassique due à la dévitrification sera décrite plus loin.

Le quartz, lorsqu'il est présent, forme des petits cristaux automorphes arrondis, de 1 mm de diamètre. Il contient souvent des auréoles de petites inclusions de verre isotrope. Celles-ci, de forme polygonale, (cristaux négatifs) montrent de fins cristallites et une bulle de retrait acquise lors du refroidissement du verre. L'allure subautomorphe des cristaux ainsi que la présence de ces inclusions confirment l'origine primaire de ces quartz (Clochiatti, 1974).

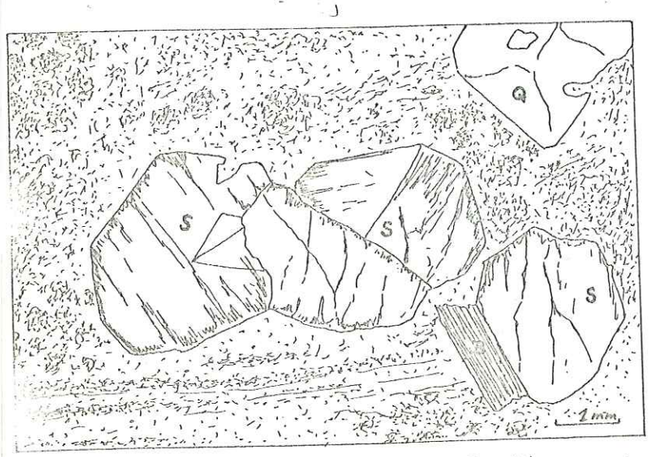
La taille et la fréquence de la biotite varient beaucoup. Elle se présente généralement sous forme de cristaux automorphes très pléochoïques (brun-pâle à brun-noir) toujours déstabilisés avec concentration d'oxydes dans les clivages. Certains phénocristaux sont parfois remplacés par un feutrage de petites biotites associées à des minéraux opaques.

Parmi les minéraux accessoires, on remarque quelques apatites et sphènes.

b) la mésostase et la dévitrification :

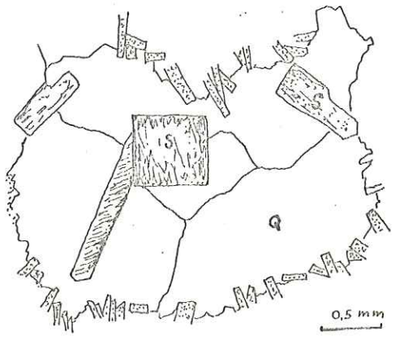
La dévitrification affecte la totalité de la mésostase de toutes les roches de ce groupe et peut être plus ou moins intense à l'intérieur d'une même extrusion. Les rhyolites du Qaflan-Kuh sont remarquables du point de vue de la dimension des cristaux de néoformation et de la diversité des structures. Mis à part un échantillon de pechstein où l'on peut observer des sphérolites de 1 cm et un petit dôme rhyolitique constitué de sphérolites jointifs trouvé près d'Ajami (route de Tabriz), ces roches ne présentent jamais de lithophyses ni de sphérolites de dimensions importantes. La fluidalité étant le seul caractère macroscopique bien visible, nous avons adopté le terme de rhyolite fluidale pour désigner l'ensemble de ces roches.
Les structures de dévitrification sont très variées et nous n'avons retenu que les quatre plus importantes :

- la plus courante consiste en une très fine association quartz-feldspath potassique appelée "snowflakes texture". Des plages de quartz irrégulières, millimétriques et engrenées contiennent de fines et nombreuses inclusions de feldspath potassique et de minéraux opaques (fig.28 e).
- de fines aiguilles de quartz et feldspath potassique disposées perpendiculairement à la fluidalité définissent la structure axiolitique (fig.28 c).
- ces aiguilles peuvent parfois se grouper en sphérolites dont la dimension, le plus souvent de l'ordre du 1/10 de mm, ne dépasse jamais 1 mm. Ces sphérolites peuvent parfois se grouper pour donner une structure orbiculaire (fig. 28 d). Le centre de ces orbicules est occupé par une plage de quartz limpide ou par une association très fine de petits cristaux de quartz. Cette dernière association à l'aspect de mosaïque pseudomorphose parfois complètement d'anciens feldspaths.

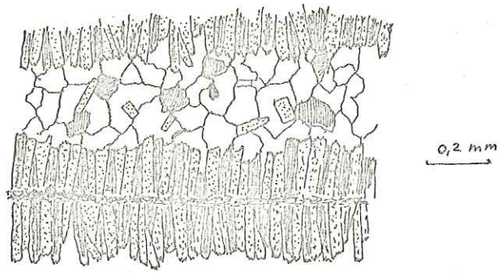


S : Sanidine , Q : Quartz , B : Biotite

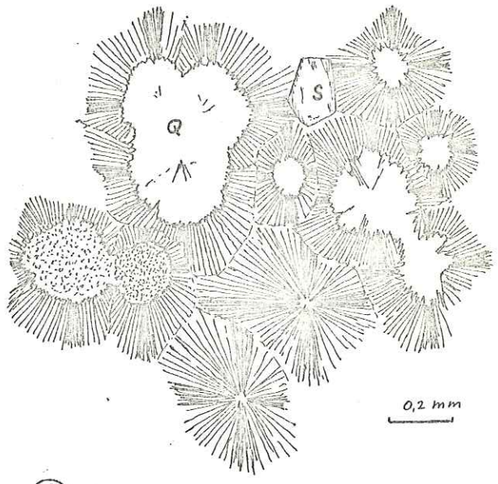
(a)



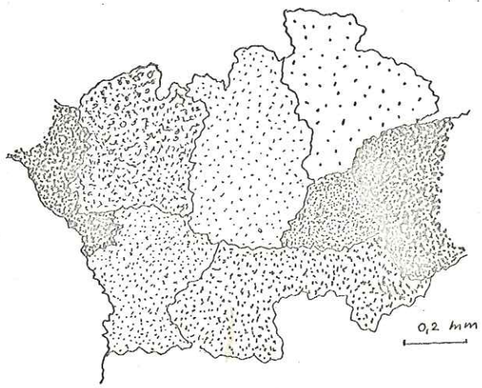
(b) Structure miarolitique



(c) Structure axiolitique



(d) Structure orbiculaire



(e) "Snow flakes texture"

Figure 28 - LES RHYOLITES FLUIDALES

- de grands quartz xénomorphes limpides contiennent des baguettes d'orthose, pouvant atteindre 1 mm, très souvent kaolinisées. C'est la structure miarolitique (fig. 28 b).

Disséminées dans toute la roche, la biotite et la tourmaline sont incluses en petites paillettes et parfois même en globules dans le quartz de recristallisation.

La taille des minéraux produits par la dévitrification ainsi que la présence de biotite, tourmaline et calcite secondaires indiquent que ces dômes ont été affectés par une autopneumatolyse. Nous pouvons donc associer cette dévitrification aux altérations hydrothermales qui accompagnent la mise en place des granites et granophyres du Plateau.

c) analyses chimiques :

(8) Dyke fluidal siliceux (Khatab)						(9) Rhyolite fluidale (Qaflan-Kuh)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	80,35	Q	5I,73	Q	5I,88	SiO_2	76,40	Q	50,66	Q	5I,33
Al_2O_3	9,95	Or	23,64	Or	36,50	Al_2O_3	I2,00	Or	32,2I	Or	35,75
Fe_2O_3	0,65	Ab	I8,62	Ab	7,00	Fe_2O_3	I,75	Ab	5,92	Cor	4,54
$Fe^{2+}O$	0,05	An	0,85	Cor	I,23	$Fe^{2+}O$	0,30	An	0,5I	Biot	4,65
Mg O	0,I0	Cor	I,69	Biot	0,70	Mg O	0,40	Cor	4,76	Ilm	0,20
Ca O	0,50	Ens	0,25	Ilm	0,26	Ca O	0,30	Ens	I,00	Mag	I,02
Na_2O	2,20	Hem	0,65	Mag	0,30	Na_2O	0,70	Mag	0,4I	Ap	0,36
K_2O	4,00	Ilm	0,2I	Ap	0,60	K_2O	5,45	Hem	I,47	Eau	I,28
TiO_2	0,I5	Rut	0,04	Eau	0,78	TiO_2	0,25	Ilm	0,47	-	-
P_2O_5	0,25	Ap	0,59	-	-	P_2O_5	0,I5	Ap	0,36	-	-
MnO	0,05	Eau	I,00	-	-	MnO	0,05	Eau	I,40	-	-
H_2O^+	0,75	-	-	-	-	H_2O^+	I,25	-	-	-	-
H_2O^-	0,25	-	-	-	-	H_2O^-	0,I5	-	-	-	-
	99,25		99,27		99,25		99,48		99,I6		99,I3
I , 3 , 1 , 3 RHYOLITE ALCALINE					CIPW-Lacroix	I , '3 , 1 , '2 RHYOLITE ALCALINE					
ALKALI RHYOLITE					Streckeisen	ALKALI RHYOLITE					

Tableau VI - Analyses chimiques des rhyolites fluidales oligocènes.

La norme affinée fait apparaître du corindon normatif ce qui implique un verre hyperalumineux qui sera facilement argilisé lors de la dévitrification.

Une grande partie ou la totalité du sodium entre dans la composition de la sanidine utilisée pour le calcul de la norme affinée. Les rhyolites fluidales sont donc des verres siliceux très riches en potassium.

2° Les rhyolites porphyriques et les dykes :

L'apparition de phénocristaux de plagioclase et la fluidalité moins marquée distinguent ces roches de celles du groupe précédent.

Les phénocristaux forment parfois jusqu'à 50 % du volume de la roche.

Le quartz, de taille millimétrique, est limpide, automorphe et possède des golfes de corrosion. Les inclusions qu'il contient sont vitreuses et polygonales ou fluides et de forme quelconque. Ces cristaux ont parfois été éclatés pendant l'épanchement.

La sanidine forme de grandes plages arrondies, souvent kaolinisées, où l'on peut parfois reconnaître des perthites disposées en longs rubans parallèles.

Le plagioclase (An 25-30) peut atteindre 6 mm et possède un zonage très net identique à celui observé dans les plagioclases des roches grenues. La dernière auréole d'albite n'existe cependant pas ici. Il contient de nombreuses inclusions : verre brun riche en oxydes, petites paillettes de biotite, apatite et parfois pyroxène. La pâte développe parfois à l'intérieur de ces cristaux de grands golfes de corrosion.

La biotite est très souvent altérée et se présente sous forme de petites paillettes transformées en chlorite, calcite et oxydes de fer.

Quelques reliques d'augite (α = 41°) sont conservées au milieu d'assemblages de calcite, antigorite, épidote, et oxydes qui représentent sans doute des enclaves de laves éocènes identiques à celles rencontrées dans les granophyres. Certains xénocristaux d'augite ont pu être inclus dans le plagioclase durant sa croissance.

La mésostase est toujours complètement dévitrifiée, soit en snowflakes, soit en sphérolites.

Remarque :

Les dykes possèdent une minéralogie analogue à celle des rhyolites porphyriques ou sont composés d'une pâte felsitique très fine à microgrenue sans phénocristaux visibles. Dans ce dernier cas, nous employons le terme de dyke aplitique.

Analyses chimiques :

(10) Dyke aplitique (Golujeh Eslam)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	73,50	Q	39,95	Q	40,23
Al_2O_3	13,80	Or	21,86	Or	33,05
Fe_2O_3	1,15	Ab	22,85	Ab 12,50)	An 38
FeO	0,05	An	8,20	An 7,64)	
MgO	0,10	Cor	2,35	Cor	1,95
CaO	1,85	Ens	0,25	Biot	0,58
Na_2O	2,70	Hem	1,15	Ilm	0,24
K_2O	3,70	Ilm	0,21	Mag	0,79
TiO_2	0,15	Rut	0,04	Ap	0,36
P_2O_5	0,15	Ap	0,36	Eau	2,01
MnO	0,05	Eau	2,20	-	-
H_2O^+	1,95	-	-	-	-
H_2O^-	0,25	-	-	-	-
	99,40		99,41		99,35
I, 3' , 2 , 3 RHYOLITE CALCO-ALCALINE					
RHYODACITE					

(11) Rhyolite porphyrique (route de Tabriz)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	73,50	Q	40,93	Q	41,42
Al_2O_3	13,00	Or	23,64	Or	34,26
Fe_2O_3	1,20	Ab	22,00	Ab 11,08)	An 20
FeO	0,15	An	3,73	An 2,79)	
MgO	0,35	Cor	3,03	Cor	2,50
CaO	0,95	Ens	0,87	Biot	3,60
Na_2O	2,60	Mag	0,36	Mag	0,30
K_2O	4,00	Hem	0,95	Ap	0,36
TiO_2	0,10	Ilm	0,19	Eau	2,99
P_2O_5	0,15	Ap	0,36	-	-
MnO	0,05	Eau	3,30	-	-
H_2O^+	2,40	-	-	-	-
H_2O^-	0,90	-	-	-	-
	99,35		99,36		99,30
I , 3 , (1) 2 , 3 RHYOLITE					CIPW-Lacroix
RHYOLITE					Streckeisen

Tableau VII - Analyses chimiques de rhyolites oligocènes.

Les teneurs en calcium et en sodium un peu plus élevées (présence de plagioclase) sont le seul caractère chimique qui permette de distinguer ces roches des rhyolites fluidales précédemment examinées.

3° Les granites et les granophyres (fig. 29) :

a) les granophyres :

Deux stades de cristallisation bien marqués distinguent ces roches subvolcaniques des granites proprement dits :

Le premier stade développe des cristaux tout à fait analogues à ceux des rhyolites porphyriques : quartz corrodé, sanidine (confirmée en R X), plagioclase zoné et biotite, mais leur abondance est souvent plus grande.
Le verre interstitiel a ensuite cristallisé de façon plus ou moins rapide : vers les bordures du massif, on voit tous les intermédiaires entre les structures de dévitrification felsitiques et les structures de recristallisation microgrenues. Le centre du massif est généralement caractérisé par une structure micropegmatitique (fig. 29b) : les phénocristaux s'entourent d'une auréole de quartz dans laquelle sont disséminés de fins vermicules de feldspath potassique.

La présence d'enclaves chloriteuses et de xénocristaux dénote parfois une assimilation des laves éocènes par le magma rhyolitique : des assemblages de lattes de plagioclase et de pyroxènes représentent des fragments de dolérites de l'Ensemble Moyen. Les minéraux ferromagnésiens de ces enclaves sont presque totalement transformés en calcite, chlorite et épidote. Des cristaux isolés de pyroxène et de labrador proviennent visiblement de telles enclaves assimilées par le granophyre.

b) les granites (fig. 29b et 29c) :

La structure de ces roches est grenue, mais on peut distinguer deux modes de cristallisation différents :

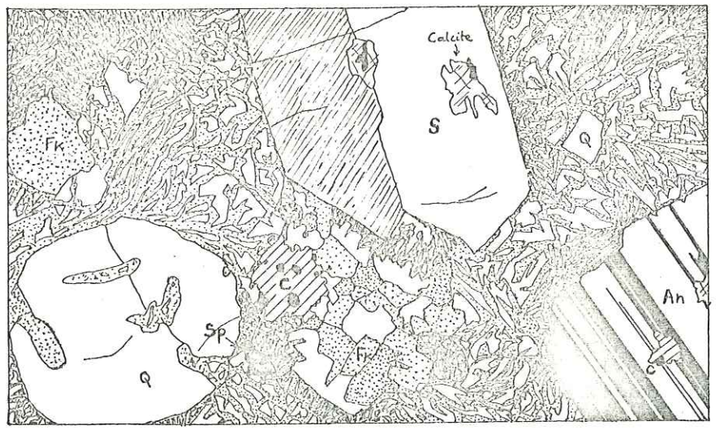
- la structure granitique franche : les phénocristaux de feldspath s'accroissent régulièrement, les minéraux ferromagnésiens sont assez abondants et le quartz forme des plages xénomorphes engrenées avec l'auréole albitique des plagioclases.
  Le feldspath potassique est souvent perthitique et montre différents stades d'accroissement soulignés par des inclusions. Le microcline est plus rare.

  Le plagioclase est représenté par des lattes très zonées, avec un coeur riche en anorthite (An 50) affecté par une corrosion en "patchy zoning" (voir p. 127), tandis que la plus grande partie du cristal (An 25-35) présente un zonage oscillant. L'auréole externe (An 10-15) syncristallise avec le quartz et la frange externe des cristaux de feldspath potassique.
  Cette courbe de zonage illustre une cristallisation en régime hydraté dans un milieu affecté par de brusques chûtes de pression (voir p. 129).
  La biotite est souvent en inclusion dans le plagioclase. De la pennine se développe dans ses clivages.
  La hornblende (α = 14-18°), en amas xénomorphes avec la biotite et possédant un pléochroïsme bleu-vert à brun-jaune, n'est abondante que dans certains faciès plus riches en minéraux ferromagnésiens et en plagioclase.

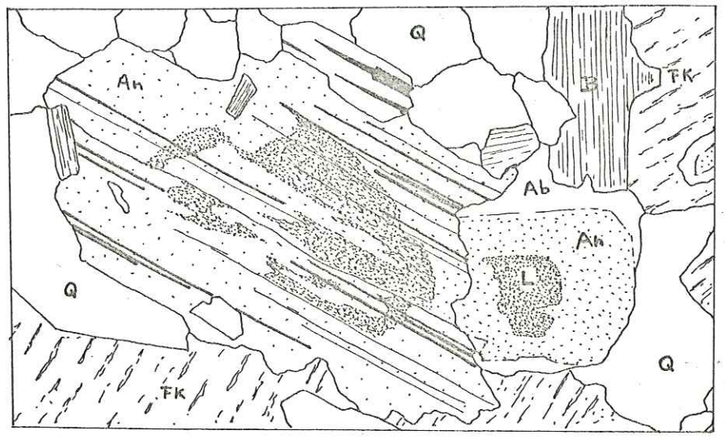
  Des prismes automorphes d'apatite, de la magnétite et de grandes plages de sphène sont disséminés dans ces roches grenues. La tourmaline, en petites baguettes, est rare.

- La structure pegmatitique : des faciès leucocrates grenus, assez abondants sur le Plateau, présentent une syncristallisation de quartz et de feldspath potassique avec un peu d'albite. Leur composition chimique doit donc se rapprocher de celle des rhyolites fluidales.

  La séparation des phénocristaux de plagioclase et de ferromagnésiens au fond de la chambre magmatique, déterminant les faciès riches en amphibole que nous venons de citer, est sans doute à l'origine d'un liquide de différenciation riche en silice et en potassium. Ce liquide cristallise ensuite de façon homogène en grandes plages engrenées (structure pegmatitique) ou bien forme la bordure aplitique ou fluidale de la plupart des massifs de granophyre.



a
Granophyre
LP X 80



b
Granite
LP X 80

c
Granite à amphibole et biotite
LP X 80

Ab: Albite, An: Andésine, Ap: Apatite, B: Biotite, Fk: Orthose, S: Sanidine
L: Labrador, Q: Quartz, Sp: Sphène, C: chlorite, Hb: Hornblende

Fig. 29 Les granites et granophyres du Plateau

BIUS JUSSIEU CADIST

c) analyses chimiques :

(12) Granophyre (Ajami)						(13) Granite (Rud-e-Qaranqu)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	65,25	Q	I8,70	Q	20,20	SiO_2	70,70	Q	29,7I	Q	30,80
Al_2O_3	I4,90	Or	29,55	Or	38,36	Al_2O_3	I4,00	Or	29,55	Or	39,60
Fe_2O_3	3,I5	Ab	30,46	Ab I8,I7)	An 26	Fe_2O_3	2,80	Ab	24,96	Ab II,96)	An 37
Fe_2O_3	0,55	An	9,73	An 6,38)		Fe_2O_3	0,35	An	8,I2	An 7,02)	
Mg O	I,35	Diop	0,94	Biot	8,94	Mg O	0,80	Cor	0,76	Biot	8,7I
Ca O	2,60	Ens	2,93	Aug	3,9I	Ca O	I,90	Ens	I,99	Ilm	0,52
Na_2O	3,60	Mag	0,63	Ilm	0,26	Na_2O	2,95	Hem	2,80	Mag	0,50
K_2O	5,00	Hem	2,7I	Mag	0,53	K_2O	5,00	Ilm	0,85	Ap	0,48
TiO_2	0,45	Ilm	0,85	Ap	0,73	TiO_2	0,55	Rut	0,I0	-	-
P_2O_5	0,30	Ap	0,7I	Eau	2,07	P_2O_5	0,20	Ap	0,47	-	-
MnO	0,05	Eau	2,50	-	-	MnO	0,05	Eau	0,45	-	-
H_2O^+	2,30	-	-	-	-	H_2O^+	0,40	-	-	-	-
H_2O^-	0,20	-	-	-	-	H_2O^-	0,05	-	-	-	-
	99,70		99,72		99,56		99,75		99,76		99,59
I' , 4 , 2 , 3 GRANITE MONZONITIQUE					CIPW-Lacroix	I,'4 , 2 , 3 GRANITE MONZONITIQUE					
GRANITE					Streckeisen	GRANITE					

Tableau VIII - Analyses chimiques de granites oligocènes.

L'analyse n° I3 représente un pôle granitique très courant dont la composition normative est d'ailleurs proche de celle de l'eutectique (30 % de quartz, 30 % de feldspath potassique et 30 % d'albite). L'analyse n° I2 représente un granophyre très riche en petites enclaves de laves éocènes métamorphisées : il en résulte un appauvrissement en silice et un enrichissement en calcium et en ferromagnésiens (présence de xénocristaux d'augite épidotisée dans la roche) par rapport au pôle granitique franc.

d) le métamorphisme de contact des granophyres :

Les massifs grenus subvolcaniques développent parfois dans les volcanites éocènes une auréole de métamorphisme de quelques dizaines de mètres (Ajami). Ces cornéennes vert-sombre sont traversées de petits filonnets de microgranite à tourmaline. Les enclaves de roches éocènes sont également métamorphisées. Deux paragenèses principales se rencontrent :

albite + épidote ± actinote + chlorite + sphène + calcite
(latite -andésites, dolérites)

quartz + albite + séricite + chlorite + calcite
(dacites, tufs acides)

Il s'agit donc d'un stade faible de métamorphisme thermique (cornéennes à albite-épidote).

4° Les laves oligocènes non rhyolitiques :

a) les andésites de la route d'Ardebil :

Ces roches très sombres et basiques sont uniquement constituées de petits cristaux de labrador et de quelques olivines iddingsitisées dans une mésostase très riche en oxydes de fer. A cause de leur faible extension dans la région étudiée, aucune analyse chimique globale n'a été effectuée mais les analyses partielles en fluorescence X permettent de rapprocher ces andésites des laves basiques oligo-miocènes de la région de Khatab.

b) les latites du Qezel Owzan :

Ces laves grises à texture porphyrique contiennent des labradors millimétriques, des phénocristaux d'augite parfois calcitisés, des biotites et quelques rares sanidines dans une mésostase, soit vitreuse fluidale, soit dévitrifiée et riche en feldspath potassique.

c) les rhyodacites de Qazlu :

De grands phénocristaux de labrador et de sanidine et quelques biotites (?) altérées baignent dans une mésostase fluidale, souvent dévitrifiée et riche en hématite.

d) analyses chimiques :

(I4) Latite (Qezel Owzan)						(I5) Rhyodacite (Sarchembala)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	57,45	Q	I0,78	Q	II,55	SiO_2	60,95	Q	I7,I3	Q	I9,9I
Al_2O_3	I5,80	Or	23,34	Or	26,54	Al_2O_3	I7,05	Or	2I,96	Or	25,98
Fe_2O_3	3,55	Ab	24,96	Ab I5,87)	An 48	Fe_2O_3	4,90	Ab	26,99	Ab I8,7I)	An 5I
FeO	I,95	An	I8,20	An I4,54)		FeO	0,I5	An	2I,I3	An I9,29)	
MgO	3,00	Diop	7,4I	Biot	II,85	MgO	0,80	Diop	I,08	Biot	8,7I
CaO	6,05	Ens	4,03	Aug	I4,48	CaO	5,40	Ens	I,50	Calc	I,75
Na_2O	2,95	Mag	4,87	Ilm	0,24	Na_2O	3,20	Hem	4,88	Ilm	I,08
K_2O	3,95	Hem	0,I9	Mag	0,I4	K_2O	3,70	Ilm	0,46	Mag	2,05
TiO_2	0,60	Ilm	I,I4	Ap	0,85	TiO_2	0,85	Sph	I,48	Ap	0,85
P_2O_5	0,35	Ap	0,83	Eau	3,20	P_2O_5	0,35	Ap	0,84	H_2O	2,80
MnO	0,I0	Eau	3,70	-	-	MnO	0,05	H_2O	3,20	-	-
H_2O^+	3,45	-	-	-	-	H_2O^+	2,40	-	-	-	-
H_2O^-	0,25	-	-	-	-	H_2O^-	0,80	-	-	-	-
	99,45		99,47		99,26		I00,60		I00,65		I0I,I3

II , 4 (5), '3, 3 DACITE	CIPW-Lacroix	I (II), 4, 3, 3' RHYOLITE CALCO-ALCALINE
LATITE	Streckeisen	RHYODACITE

Tableau IX - Analyses chimiques des laves oligocènes du N-E de la région.

La composition chimique des latites et des rhyodacites est assez semblable, mais les premières sont moins riches en silice et contiennent plus de magnésium. Le caractère légèrement sursaturé de ces roches (q = 4) ainsi que leur composition minéralogique permettraient peut-être d'y voir un équivalent effusif des granodiorites subvolcaniques qui affleurent au S-E de la région étudiée (R. G. Davies et al., I975).

IV - LA PERIODE "OLIGO-MIOCENE" ET MIOCENE INFERIEUR :

A- Etude volcanologique :

I° La région d'Abak-Khatab :

a) introduction :

Située à l'Ouest de Mianeh en bordure de la route de Téhéran-Tabriz, cette zone se prolonge vers le Sud par un graben qui s'ouvre largement sur la vallée du Qaranqu. L'important volcanisme qui s'y localise résulte de mouvements de distension lors de la phase tectonique de l'Oligocène inférieur. Nous avons déjà vu au chapitre II (p. 24) qu'en l'absence d'intercalations sédimentaires, il était difficile d'attribuer un âge précis à cette séquence volcanique. Il est cependant probable que cette zone très active a fonctionné à toutes les époques depuis l'Oligocène jusqu'au Pliocène. Le dernier témoin en est un petit neck de basalte traversant l'ultime remplissage pliocène du graben d'Abak ; par contre les premières émissions de basalte ne semblent que légèrement postérieures à la mise en place des rhyolites oligocènes. Et une bonne partie des tufs acides d'Abak est recouverte par la chaîne de volcans du Qaranqu d'âge miocène inférieur.

Une comparaison avec cette dernière permet de mettre en évidence des points communs :

- ce sont ici aussi les basaltes alcalins qui marquent le début de l'activité volcanique,
- l'alternance d'émissions acides et basiques est la règle.

Mais, à la différence du Qaranqu, ce sont les produits de chimisme acide qui prédominent. On peut remarquer également que les centres d'activité ne s'étant pas déplacés, il en résulte un édifice volcanique assez complexe dont une partie seulement a fait l'objet d'une cartographie détaillée (fig. 30).

b) Khatab :

L'ensemble acide :

Il se compose de nappes de ponces, de projections, de dômes et de dômes-coulées.

- Nappes de ponces : à l'entrée de la vallée du Shahri chay, un niveau blanc limité au Nord et à l'Ouest par une lame de rhyolite silicifiée, repose directement sur les laves de l'Ensemble Inférieur de l'Eocène. La cohésion assez faible de la roche, la présence de ponces filées, l'abondance de petits fragments de basalte et l'homogénéité d'ensemble la rendent très semblable à la nappe de ponces de Dalmeh (voir p. 104). Elle contient des blocs vitreux décimétriques qui contrastent avec les ponces et les débris vitroclastiques. L'examen microscopique révèle que ces blocs sont poncifiés de façon irrégulière.

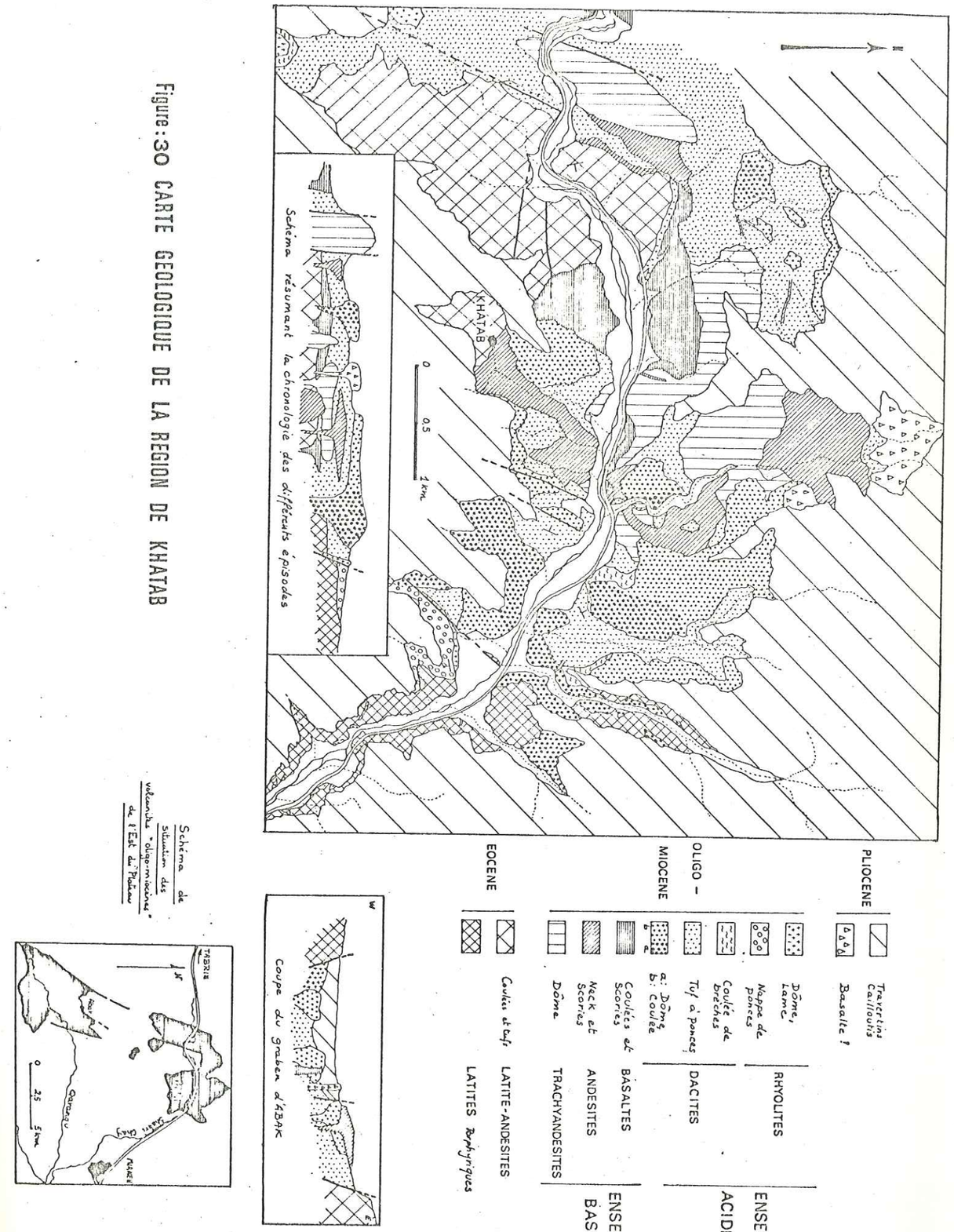


Figure:30 CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE KHATAB

. des chapelets de bulles minuscules, étirées, torsadées, plus ou moins coalescentes, soulignent la fluidalité de la roche et sont la marque d'une poncification commençante. Il est quelquefois possible de constater qu'elles sont remplies d'un liquide dans lequel se déplace une bulle (fig. 31 d).

. des cristaux de quartz et de plagioclase éclatés créent des zones de turbulence dans lesquelles la poncification très intense prend un aspect tourbillonnaire (fig. 31 c).

Ces blocs vitreux sont assez abondants dans la région de Khatab où ils peuvent parfois constituer de véritables coulées de brèches. Ils illustrent l'importance du rôle joué par la fluidalité dans l'évolution de la poncification. Ils indiquent également que celle-ci ne faisait que débuter lorsque se produisit l'éruption de caractère ignimbritique. Ceci peut s'expliquer, ainsi que la faible extension des coulées pyroclastiques, par l'important diaclasage affectant la région qui n'autorisait pas les surpressions gazeuses nécessaires à l'obtention de la "mousse ignimbritique".

- Tufs à ponces (fig. 31 b) : les manifestations explosives liées au volcanisme acide, ailleurs très limitées, prennent dans le contexte faillé de Khatab une grande importance. Les tufs clairs qui en résultent sont très bien stratifiés et bien reconnaissables dans le paysage. Les couches souvent très fines composées de lapilli, de ponces et de cendres granoclassés sont parfois riches en blocs fichés (fig. 31 a). Ce dernier caractère indique un mode de dépôt aérien. Intercalés dans ces passées litées, des niveaux métriques non granoclassés et homogènes présentent l'aspect de petites coulées de ponces.

L'emplacement d'un centre d'activité est souligné par des dépôts de piperno. La roche bien stratifiée est composée de fragments vitreux ou basaltiques granoclassés et alternant avec des galettes millimétriques à centimétriques vitreuses. Ces dernières, représentant des projections de magma encore visqueux, se sont moulées sur les lapilli. Certaines d'entre elles sont des microbombes d'obsidienne à coeur poncifié.

- Les dômes et les dômes-coulées sont très bien représentés au Nord-Est de Khatab et sont responsables de la morphologie tabulaire des reliefs.

Le dôme le plus important se situe non loin de la nappe de ponces décrite plus haut. Il forme une lame de 2 km de long orientée N 30 et offre une grande diversité de textures et de structures :

. la plus commune est vitreuse. Le verre noir est riche en petits cristaux d'amphibole, de biotite, de quartz et de plagioclase. Lorsqu'il commence à s'altérer, ce verre prend des teintes vertes ou rouges et les cristaux de plagioclase deviennent pulvérulents.

. la fluidalité apparaît localement et se traduit par des amandes blanchâtres qui miment des flammes. Le verre peut parfois prendre un aspect rubané dans lequel des zones riches en cristaux alternent avec d'autres vitreuses complètement aphyriques à l'exception de quelques cristaux brisés.

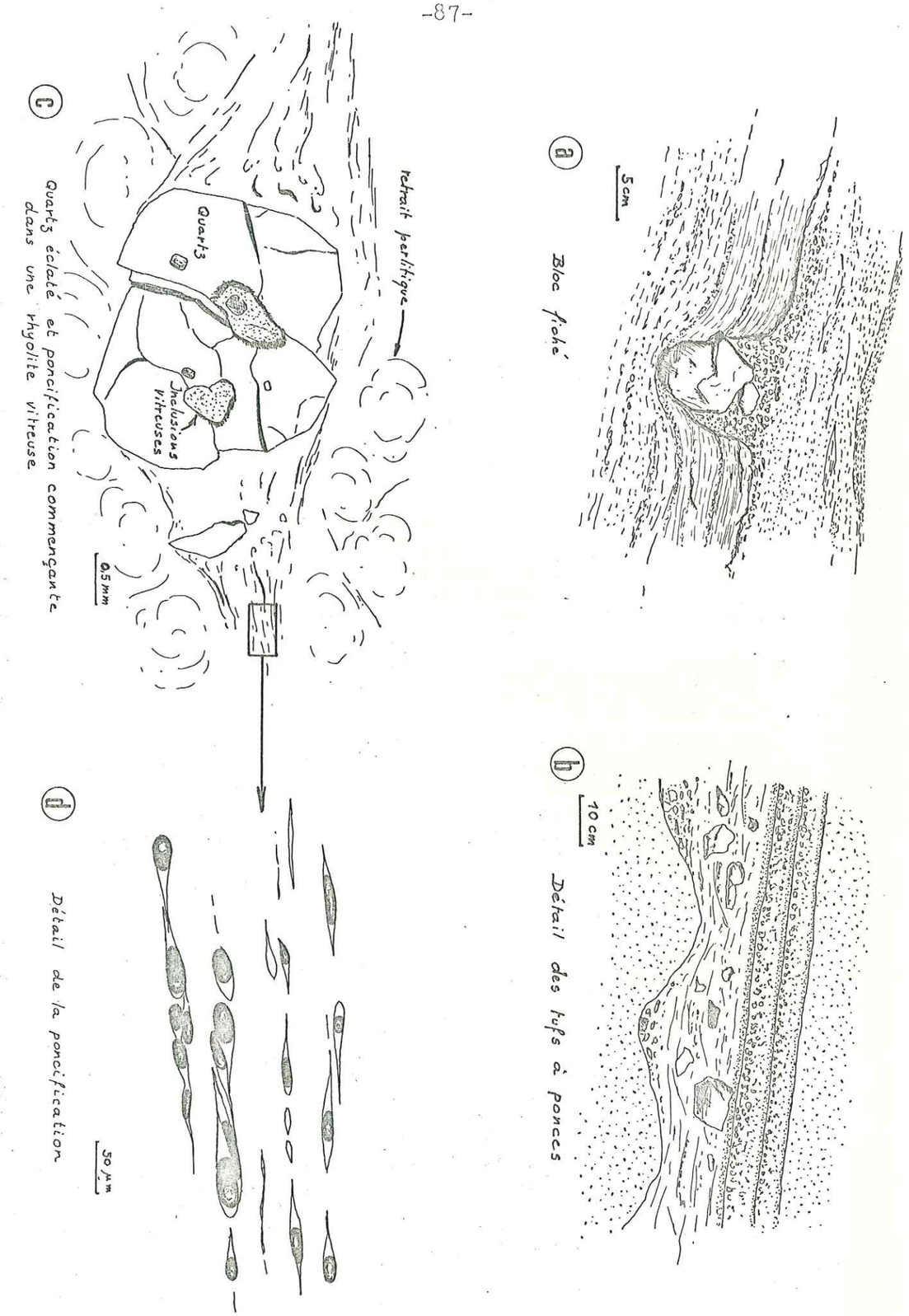


Fig 31 Ensemble acide de KHATAB

. la bordure orientale de ce dôme passe à une coulée qui a éclaté sur place sous la pression des gaz. Des fragments vitreux jointifs forment un puzzle cimenté par d'étroites zones grisées très finement bréchiques et fluidales. La bréchification s'intensifie et se traduit par le départ d'une coulée de brèche vers le Sud où les fragments du dôme initial se retrouvent isolés dans une matrice cendreuse blanche.

De l'autre côté de la vallée du Shahri Chay , un petit dôme elliptique traverse un ensemble de tufs à ponces et de brèches vitreuses. Il passe vers le Nord-Ouest à une coulée fluidale grise dont la base est formée d'un pechstein vitreux noir au-dessus de scories rougeâtres. La diminution du degré d'explosivité est ainsi particulièrement manifeste :

tufs acides et coulées de ponces --> brèche vitreuse --> scories --> effusion de la lave dégazée .

L'ensemble basique :

Les basaltes, toujours situés à la base de l'édifice, reposent au Nord de Khatab directement sur l'Ensemble Moyen de l'Eocène. Il s'agit le plus souvent de coulées très sombres assez altérées par les venues postérieures. L'émission simultanée de matériaux acides et basiques a pu être démontré le long de la route de Tabriz dans un petit centre éruptif où des scories basaltiques sont intimement mélangées à des ponces rhyolitiques.

Les andésites, roches sombres à aspect basaltique, composent des centres éruptifs où dominent des lapilli et des scories de couleur rouge. Il ne reste de la plupart de ces édifices que des necks isolés au milieu des tufs acides.

Un grand dôme-coulée de trachyandésite occupe le centre de la carte (fig.30). Il s'agit d'une roche fluidale gris-rose légèrement bulleuse dans laquelle on ne voit que quelques enclaves de basalte. Un dôme identique très allongé est situé dans la prolongation du graben d'Abak ; ses bordures sont autobréchifiées.

c) Abak :

Les basaltes initiaux n'apparaissent pas ici et ce sont les produits acides qui forment la plus grande partie du remplissage de ce graben. Une intense activité fumerollienne a transformé les roches à un point tel qu'il est difficile de distinguer une nappe de ponces d'un dôme rhyolitique.
C'est à quelques centaines de mètres à l'Ouest d'Abak que se situe le dôme de dacite qui fera l'objet d'une description pétrographique détaillée p.119 .
La roche est très porphyrique, les feldspaths et les quartz ronds y atteignent plusieurs millimètres. Non loin de là, des phénocristaux centimétriques de sanidine zonée apparaissent dans une roche blanche pulvérulente. Des extrusions de trachyandésite et des coulées d'andésite très semblables à celles de Khatab ainsi que des massifs de rhyodacite identiques à ceux du Qaranqu traversent ou recouvrent les produits rhyolitiques et dacitiques altérés.

2° La région de Seyedlar - Gugdaraq :

a) introduction :

Une bande de 30 km de long sur 5 de large borde le Plateau au Nord. Elle est interrompue à la hauteur de Gugdaraq par un graben dans lequel se sont accumulés les matériaux détritiques du Miocène et du Pliocène.

La fig.32 schématise et résume les différentes coupes que nous y avons effectuées. Trois grandes périodes éruptives successives peuvent être distinguées :

- les brèches et les dômes rhyodacitiques,
- les nappes de ponces,
- l'appareil de Seyedlar.

L'activité débute immédiatement après la mise en place des granites oligocènes car les dômes fluidaux de Gugdaraq les recoupent. Les restes de récifs bâtis autour de ces derniers indiquent que l'activité volcanique avait déjà débuté lorsque la mer miocène est arrivée dans le bassin de Gugdaraq.
Le fait marquant qui distingue cette zone de celle du Qaranqu ou de celle d'Abak-Khatab est l'absence de produits basiques. Seules quelques coulées de trachyandésite apparaissent au sommet de l'appareil de Seyedlar.

b) les brèches et les dômes :

De grandes extrusions de composition rhyodacitique émergent du Plateau à l'Ouest et au Sud-Est de Gugdaraq. La roche, toujours fluidale, le plus souvent aphyrique, contient quelquefois des petits phénocristaux dans une pâte rosée. L'orthose, le plagioclase et la biotite peuvent parfois s'agglomérer et donner une apparence de texture grenue. Ces dômes peuvent donner naissance à des coulées massives et très vitreuses à aspect de pechstein bariolé.

La mise en place de ces dômes peut s'accompagner de phénomènes explosifs qui se traduisent le plus souvent par une autobréchification de la lave. Ce mécanisme très courant à Gugdaraq, aboutit à l'extrusion de grandes masses bréchiques dans lesquelles les éléments vitreux fluidaux à contours anguleux sont de même nature que la lave qui les cimente.

Près de Qalehgard, un petit massif constitué uniquement de brèches traverse les granites du Plateau. Celles-ci, très hétérogènes, contiennent des fragments de laves éocènes et de dacites très arrondis cimentés par une pâte sombre. Le litage de ces brèches très net et régulier, fait un angle de 20° avec l'horizontale. La stratification est soulignée par des bancs à éléments dont la taille est comprise entre 1 et 10 cm alternant avec des passées où ils atteignent 50 cm. Des concentrations d'hématite se rencontrent localement. L'examen microscopique révèle une orientation des plus petits éléments et la présence de cristaux de plagioclase dans le fond vitreux. Le ciment pénètre certains blocs éclatés. L'allure arrondie des fragments et l'aspect stratifié de cette brèche nécessite une mise en place en deux temps :

- dans un premier temps, des explosions fragmentent le substratum. Il en résulte une masse très mobile où des éléments de socle sont en suspension

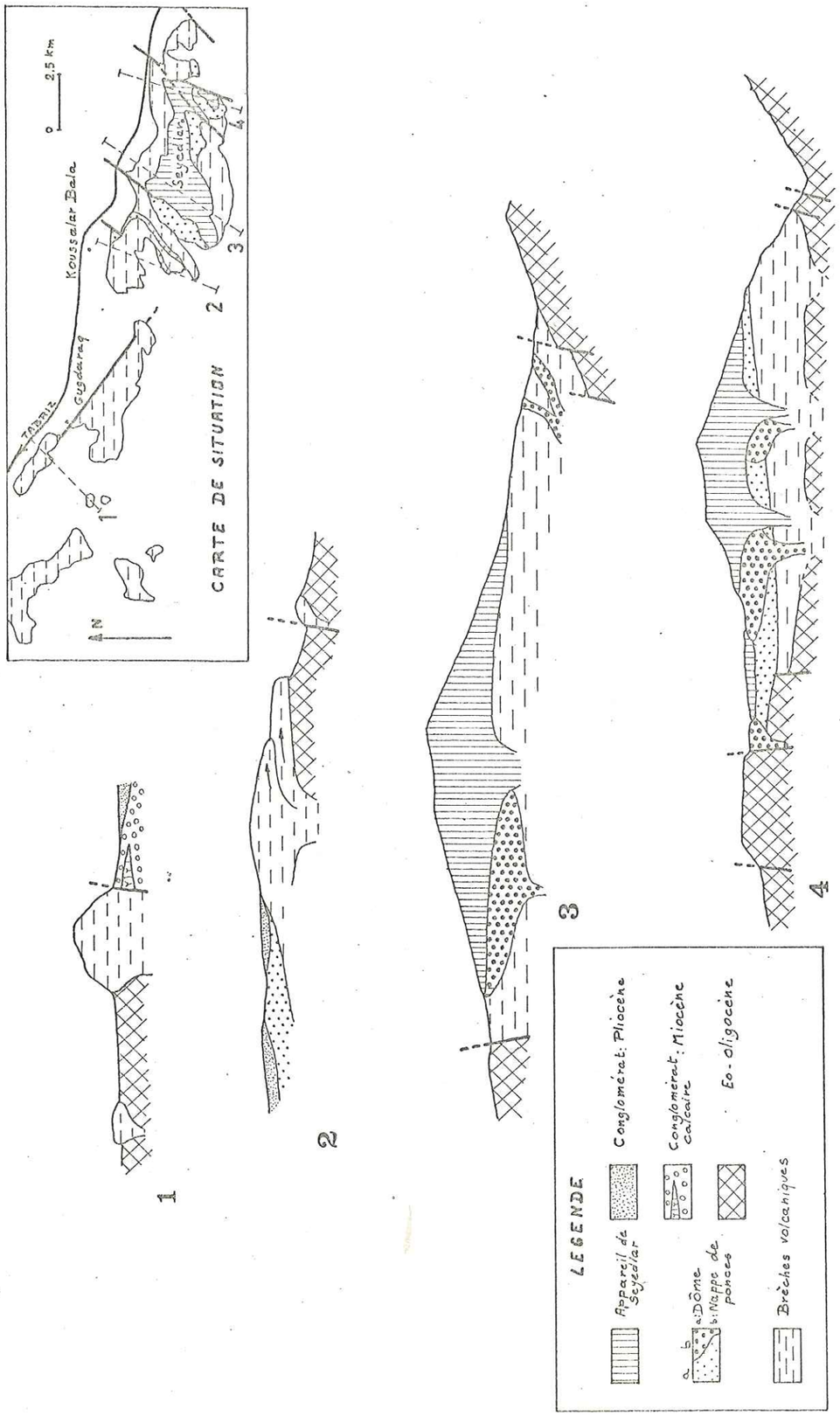


Figure 32 COUPES SERIEES DANS LA REGION DE SEYEDLAR

dans un gaz sous très forte pression. Ce phénomène connu sous le nom de "fluidization" (D. Reynolds, 1954) permet une interaction entre les éléments solides qui s'usent et prennent alors une forme arrondie pendant l'ascension de cette masse.

- dans un second temps, le magma remplace les gaz et de véritables coulées bréchiques à ciment de lave se mettent en place.

A la base de l'appareil de Seyedlar, des venues successives de lave acide provoquent également une bréchification de la roche encaissante accompagnée de lessivages. Des zones blanches pulvérulentes riches en kaolinite moulent des blocs ou des amandes vitreux.
Ces phénomènes très particuliers d'autobréchification traduisant une grande richesse en fluides du magma acide initial sont peut-être liés à une mise en place sous-marine ou du moins très littorale. L'existence de sédiments lacustres et marins dans cette région renforce d'ailleurs cette hypothèse.

c) les nappes de ponces :

Seconde étape de l'évolution de cette zone, elles couvrent les brèches inférieures et sont très semblables aux nappes de ponces du Qaranqu. De petites extrusions de lave très fluidale et blanche les traversent et font partie du même épisode. Elles peuvent parfois passer à des coulées prismées constituées d'une roche claire dans laquelle seuls quelques feldspaths sont reconnaissables.

d) l'appareil de Seyedlar :

Cet édifice volcanique repose, soit sur les brèches inférieures, soit sur les coulées de ponces ou directement sur le soubassement éocène qui est affecté ici par des failles N120 et N40. La meilleure coupe de cet appareil se situe entre Seyedlar et la route de Tabriz dans une petite vallée adjacente du Shahri Chay.

Les premières coulées, très vitreuses, alternent avec des passées bréchiques. Ces brèches d'explosion sont très bien litées et hétérogènes. Leur granulométrie assez fine indique un degré d'explosivité élevé. Des coulées autobréchifiées sont également intercalées dans cet ensemble. La partie supérieure de l'édifice est composée de coulées bulleuses et brunâtres de trachyandésite à biotite, amphibole et pyroxène. Les premières coulées sont séparées par d'épais niveaux de lapilli rouges (10 m) qui sont parfois riches en bombes. Vers le haut, les intercoulées, moins épaisses, montrent des scories et des tufs à cristaux de biotite et d'amphibole.

3° Volcanisme miocène inférieur du Qaranqu (fig.23) :

La majeure partie de l'activité volcanique miocène se situe sur la bordure nord du bassin sédimentaire. Une chaîne de volcans orientée E-W, de 65 km de long sur 10 km de large, s'étend entre Khajeh Mahmud et Qareh Ori. Cet alignement est interrompu par deux petits grabens pliocènes au niveau de Qareh Bolagh et du Qezel Owzan.

a) généralités :

Le caractère original de cette zone, illustré par la coupe de la vallée du Qaranqu (fig. 33), est matérialisé par l'alternance rythmique de volcanites acides et basiques. Le déplacement vers l'W des centres d'activité, mis en évidence par l'emboîtement des différents appareils, sera discuté plus en détail p. 108 .

Cette évolution spatiale s'accompagne d'un changement de dynamisme. Les premières émissions de l'ensemble basique sont sous-marines et littorales et ne forment qu'un faible pourcentage des laves de cette époque. De grands appareils aériens se mettent ensuite en place et constituent l'ossature de la chaîne volcanique. Les deux plus beaux exemples, Cheragh Mardan et Qareh Ziarat, se caractérisent par un dynamisme intermédiaire entre les types strombolien et hawaïen. Les brèches péléennes de Qal'eh Zahak, témoins d'une activité explosive prédominante, terminent cette évolution.

Les émissions acides sont représentées à l'Est de cette zone par des dômes et des dômes-coulées parfois accompagnés de tufs acides. Les nappes de ponces deviennent prédominantes dans la partie occidentale de la vallée du Qaranqu où elles s'intercalent à tous les niveaux de la séquence volcanique.

Ne pouvant détailler tous les appareils volcaniques nombreux et d'importance inégale, nous n'en avons décrit que quelques-uns, choisis parmi les plus représentatifs.

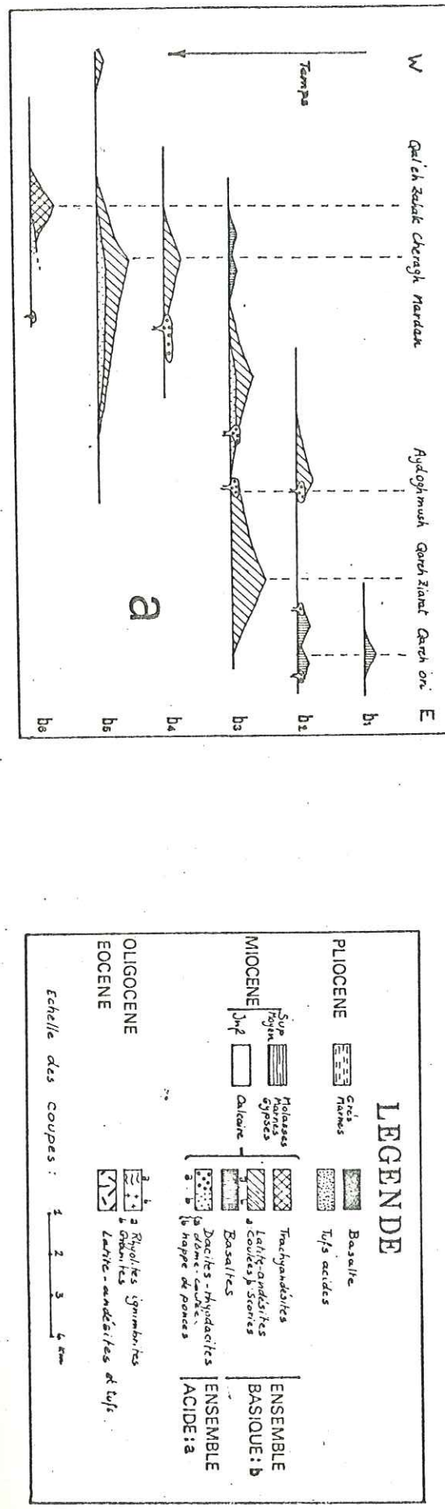
C'est ainsi que nous étudierons successivement :

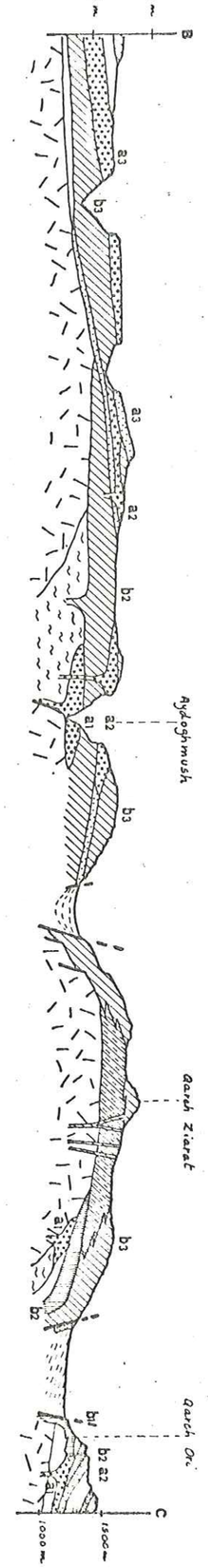
- les basaltes et hyaloclastites (Qareh Ori),
- les grands appareils andésitiques (Cheragh Mardan, Qareh Ziarat),
- les brèches (Qal'eh Zahak),
- les dômes et dômes-coulées (Qareh Ori, Aydoghmush),
- les nappes de ponces et les ignimbrites (Dalmeh, Qaranqu).

b) les basaltes et hyaloclastites (Qareh Ori) :

La zone volcanique étudiée ici se situe entre le village de Qareh Ori et le pont de Pol-e-Dokhtar le long de la vallée du Qezel Owzan. Interrompue par un graben pliocène, elle se poursuit à l'Ouest par l'appareil de Qareh Ziarat. La coupe de la route de Zanjan offre une succession de coulées, de pointements basaltiques et d'hyaloclastites accompagnant les calcaires récifaux de la base du Miocène. Le dôme de dacite et les coulées de ponces, similaires à ceux de la coupe du Qaranqu, seront décrits p. 99 .

Les basaltes apparaissent très souvent sous forme de necks de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de diamètre recoupant les calcaires et les marnes. La roche, très sombre, cassante et parfois prismée en éventail, montre de petites sections d'olivine verdâtre.





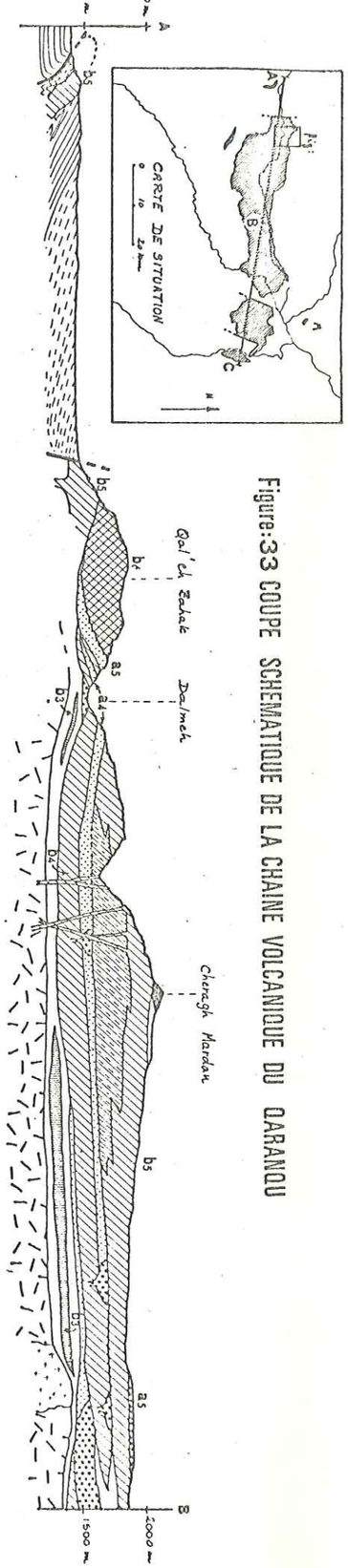
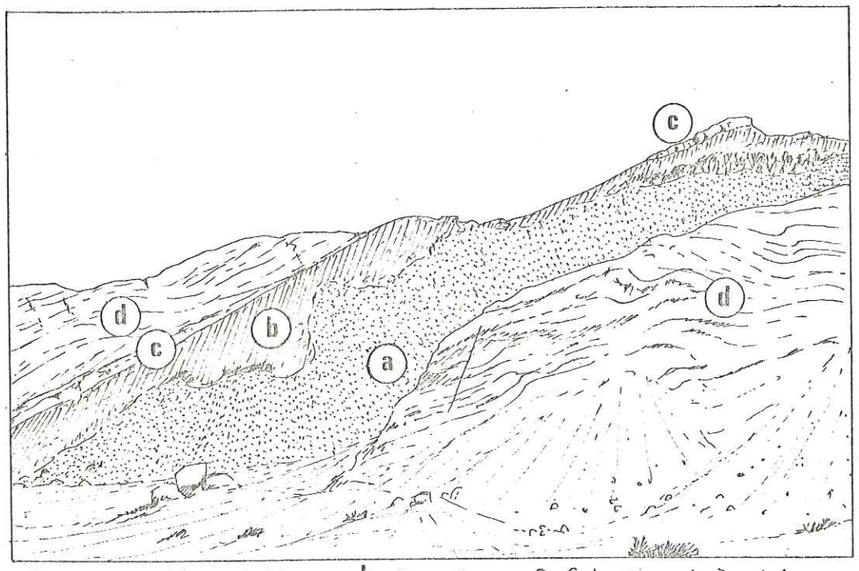
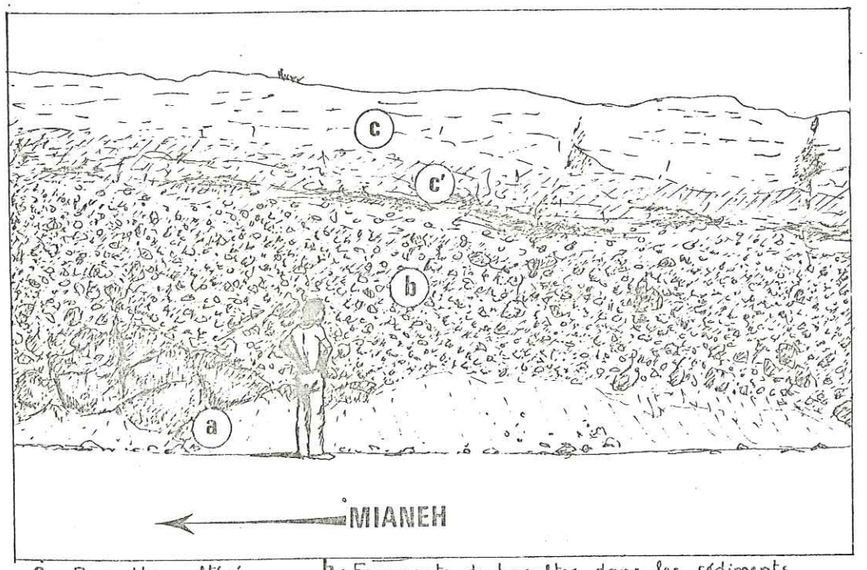


Figure:33 COUPE SCHEMATIQUE DE LA CHAINE VOLCANIQUE DU QARANQU



a : Dôme d'hyaloclastites b : Basalte c : Calcaire miocène inf.
d : Gypse (le dôme fait environ 50 m de hauteur)

Figure 35 - Hyaloclastites de Qareh Ori



a : Basalte altéré b : Fragments de basaltes dans les sédiments.
c : Calcaire grumeleux (Burdigalien) c' : Porcelanite

Figure 34 - Brèches basaltiques de Qareh Ori

Lorsque ces basaltes se mettent en place dans les sédiments, ils prennent un aspect bréchique (fig. 34). Les fragments centimétriques, irréguliers, verdâtres et bulleux sont emballés dans une argile rose où sont encore visibles des débris d'organismes. Dans ces zones, la stratification originelle des marnes est très perturbée. Il semble en effet que la lave en se bréchifiant ait provoqué un brassage important des sédiments. Ce dynamisme s'apparente à celui décrit pour les pépérites de Gergovie par R. Michel (1953).

En face de Qareh Ori, une coupe dans le talus de la route montre le passage entre une masse de basalte bréchique et des hyaloclastites. Ce niveau, puissant d'une vingtaine de mètres et peu stratifié, est composé de petits granules verdâtres (1 à 5 mm) et de fragments de basalte. L'examen de ces granules à la loupe binoculaire montre qu'ils sont vitreux et finement bulleux (verre hydraté ou palagonite).

La formation des hyaloclastites telle qu'elle a été décrite à Capelinhos et à Surtsey par Tazieff (74) nécessite la simultanéité des deux facteurs suivants :

- une lave encore suffisamment riche en gaz pour qu'une activité explosive se produise,

- la présence d'eau qui exagère la fragmentation du verre basaltique par l'action répétée d'explosions de vapeur.

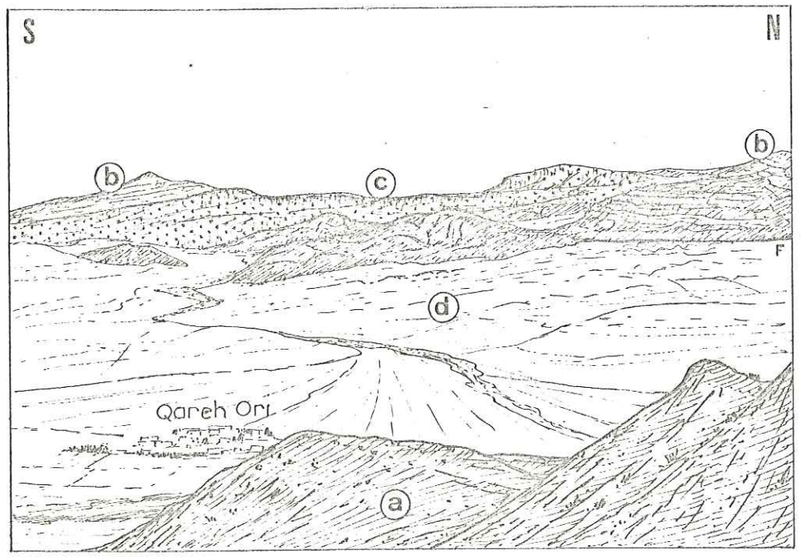
Des coulées sombres, puissantes de 1 à 2 m, reposent par l'intermédiaire de niveaux de projections sur les hyaloclastites et les sédiments du Miocène inférieur. Ces coulées provoquent parfois une cuisson des calcaires récifaux sous-jacents qui prennent alors une teinte rose sur une dizaine de centimètres.

Bien souvent, les caractères explosifs et effusifs sont étroitement associés. Un peu au Nord de Qareh Ori, un bombement dans les gypses montre un coeur d'hyaloclastites couvert d'un niveau de basalte massif (fig.35). A l'endroit où le basalte est en contact avec les sédiments, apparaît un mélange constitué de fragments de verre scoriacé, de calcaires et de marnes fossilifères, cimentés par de la calcite.

c) les grands appareils andésitiques :

Les volcans miocènes de Kuh-e-Qareh Ziarat (1860m) et de Kuh-e-Cheragh Mardan (2400m) représentent actuellement les points culminants de la chaîne volcanique miocène. La tectonique et l'érosion ont contribué à modifier leurs formes originelles. En conséquence, une grande partie de leurs coulées est cachée par les dépôts miocènes et pliocènes.

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU PARIS



a : Hyaloclastites b : Coulées andésitiques c : Agglomérats et dykes (coeur de l'édifice volcanique) d : Marnes pliocènes
(Longueur du panorama : 6 km)

Figure 36 - Le volcan miocène de Qareh Ziarat vu du SE.

L'édifice volcanique de Qareh Ziarat (50 km^2, fig. 36) est limité au SE par le graben de Qareh Ori et au Nord par celui de Qareh Bolagh. Bien qu'au voisinage des failles les coulées soient affectées par des flexures, la forme en bouclier surbaissé de cet édifice est encore nette. Sa partie inférieure repose au Nord, soit sur les laves et les tufs éocènes, soit sur les calcaires miocènes au voisinage d'un dôme rhyodacitique. Les premières coulées basaltiques, laminaires, identiques à celles de Qareh Ori, forment un niveau épais d'une cinquantaine de mètres. Un épisode de lahars très riches en blocs de basalte marque une discontinuité dans l'activité de l'appareil.

Celle-ci reprend avec l'épanchement de coulées plus épaisses issues d'une zone centrale où dominent les projections (fig. 36). Des fragments d'andésite centimétriques associés à des scories et cimentés par de la calcite et des zéolites composent un niveau rougeâtre dont l'épaisseur, atteignant 200 m au centre de l'appareil, décroît rapidement latéralement. Localement, ces agglomérats prennent une couleur jaune-verdâtre qui traduit l'action des fumerolles près des points d'émission. L'activité effusive est cependant prédominante comme en témoignent les grandes accumulations de coulées qui constituent les flancs de ce volcan, lui donnant sa forme en bouclier. Ces coulées kilométriques, d'une puissance de quelques mètres sont laminaires à leur partie inférieure et deviennent bulleuses à leur sommet. Des faciès autobréchifiés ont été rencontrés à l'entrée des gorges de l'Aydoghmush (scories de base et de sommet de coulée). Associé aux agglomérats, un réseau de dykes, dont l'orientation est N à N40, souligne le centre de cet appareil.

Le grand édifice de Cheragh Mardan (plus de 200 km^2) est situé à l'Ouest de la vallée du Qaranqu. L'érosion a puissamment contribué à modifier sa forme originelle en faisant disparaître toute la partie supérieure de l'édifice. Cependant un empilement de coulées (500 m d'épaisseur) est encore visible à l'Est du village de Maulu. Il repose en partie sur des basaltes et en partie sur un feuillet ignimbritique très étendu. Ces deux ensembles sont visibles à la faveur des vallées profondes qui entaillent ce volcan.

Les basaltes inférieurs, là aussi associés aux calcaires burdigaliens, sont souvent prismés. Des basculements à l'intérieur de l'édifice sont la marque de la liaison entre le volcanisme et la tectonique d'effondrement dans la zone très subsidente du Qaranqu.

Les latite-andésites porphyriques (grands cristaux rougis de plagioclase) forment de grandes coulées associées au coeur de l'appareil à des agglomérats injectés de sills et de dykes. Ces agglomérats affleurent actuellement selon une zone allongée NW - SE. Un puissant niveau de lapilli rouges associé à des tufs lités se trouve à leur base. Il est relayé vers le haut par des brèches stromboliennes contenant des scories et des blocs parfois métriques. L'altération fumerollienne liée à l'activité volcanique a développé une zone claire argilisée au centre de l'appareil.
Des lahars remanient la périphérie de ce volcan et passent latéralement à des conglomérats. Une coupe relevée en face du village de Dalmeh montre la superposition de deux lahars qui sont séparés par un niveau d'argiles grises et un paléosol rouge.

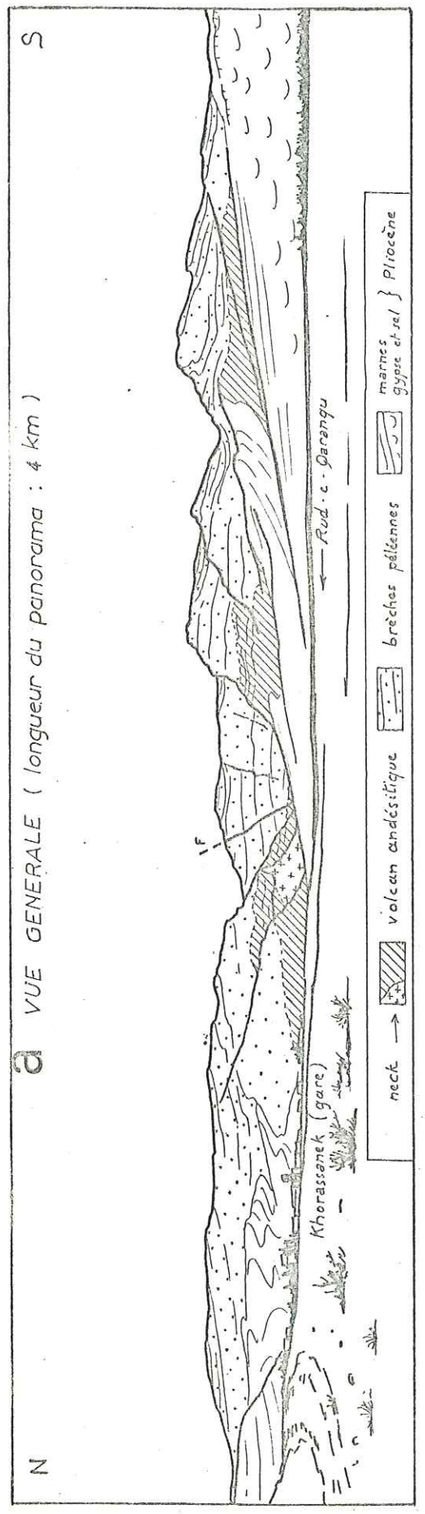
d) les brèches de Qal'eh Zahak (35 km^2) (fig. 37) :

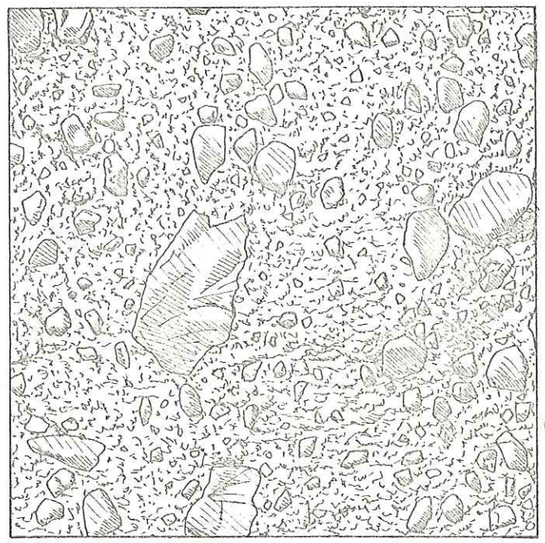
Cet édifice termine à l'Ouest la chaîne volcanique, brusquement interrompue au niveau de la gare de Khorassanek par une faille N-S. Il repose à l'Est sur la coulée de ponces de Dalmeh. Le Qaranqu le traverse en gorges profondes de 300 à 400 mètres. Les brèches péléennes qui le composent surmontent un petit appareil andésitique analogue à ceux que nous avons déjà décrits.

Cet édifice inférieur se caractérise par des coulées discontinues, verdâtres, massives, associées à des niveaux de scories rouges. Ces coulées sont intercalées dans un ensemble d'agglomérats dont la partie inférieure, polygénique, a un caractère strombolien : ils se composent de fragments de roches volcaniques basiques et de scories emballés par une matrice de fins fragments et de cristaux libres. Le caractère vulcanien de ces brèches s'affirme ensuite avec l'apparition de gros blocs craquelés à bordure vitreuse.

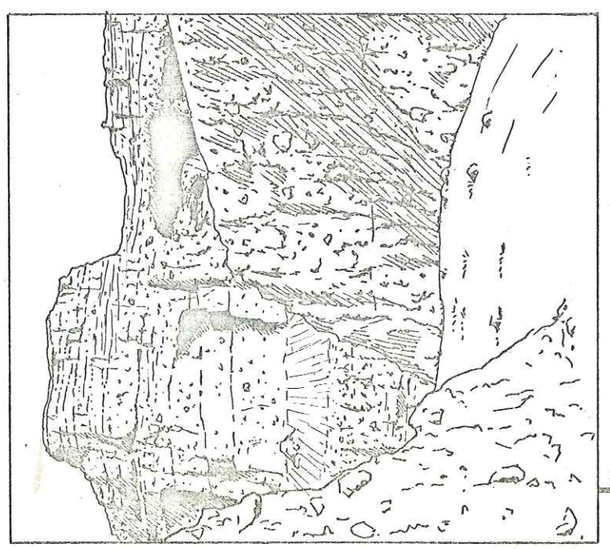
Les brèches péléennes (fig. 37b) :

L'appareil inférieur disparaît rapidement sous un puissant ensemble de brèches qui se différencient des précédentes par l'absence de stratification de détail. Seuls des joints soulignés par des épisodes de lahars et d'avalanches sèches divisent cette masse en bancs décamétriques. Les fragments (quelques cm à plusieurs m) anguleux sont tous formés d'une trachyandésite claire à amphibole. Il n'y a pas de granoclassement et le ciment ne se différencie des éléments que par une granulométrie beaucoup plus fine et par la présence de





c Détail des brèches péléennes



b Les brèches péléennes (hauteur de la falaise : 200m)

FIGURE 37 - LE VOLCAN DE QAL'EH ZAHAK

cristaux libres. Bien que cet appareil soit recoupé sur plus de 400 m de hauteur par les gorges du Qaranqu, nous n'avons pas trouvé de dykes qui auraient permis de localiser le centre de l'activité. Seules quelques rares coulées massives à nombreuses amphiboles apparaissent à la partie inférieure de cet ensemble à proximité de Dalmeh ainsi qu'un neck à l'Ouest de l'édifice.

Nous avons donc envisagé, pour expliquer la mise en place de ces brèches, une origine fissurale et un dynamisme péléen qui se seraient traduits par l'accumulation de nuées ardentes, reprises à leur partie supérieure par des lahars et des avalanches sèches.

e) les dômes et les dômes-coulées rhyodacitiques :

Ils forment une succession d'appareils plus ou moins importants intercalés entre les édifices basaltiques et andésitiques et dispersés tout au long de la zone volcanique du Qaranqu.

Le dôme de Qareh Ori :

Cet exemple, bien que d'une extension réduite, offre une belle illustration des relations qui existent entre les dômes et les produits pyroclastiques associés.

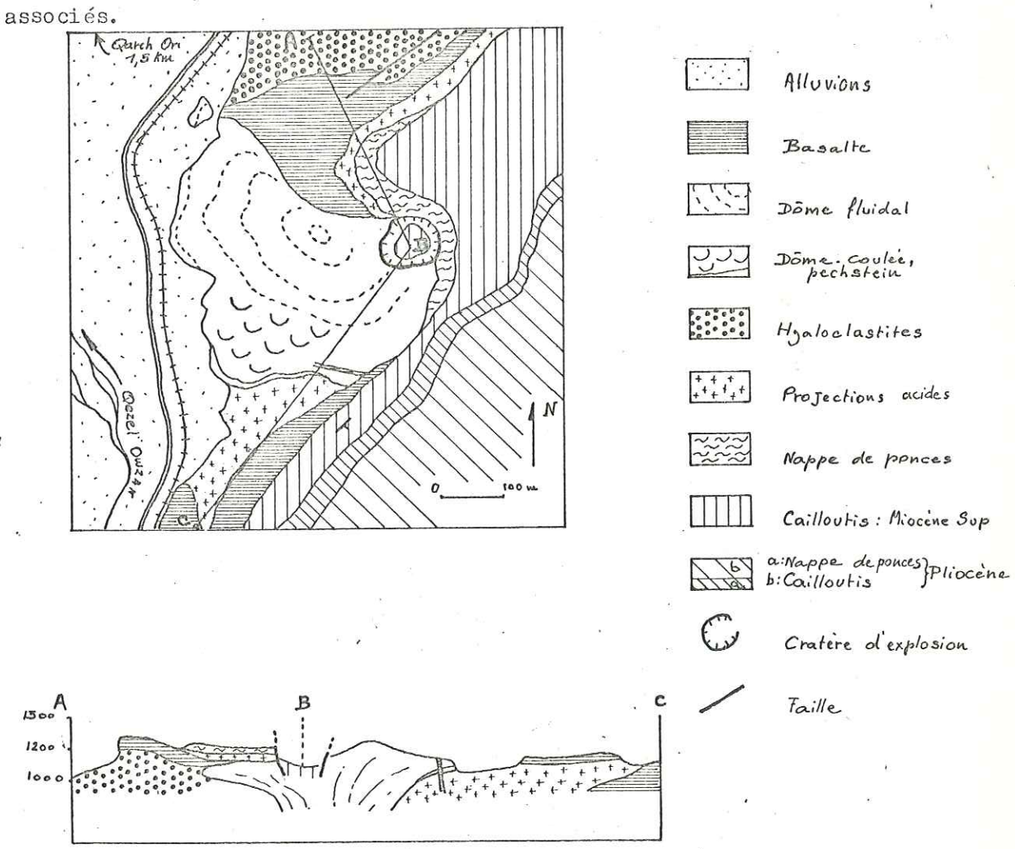
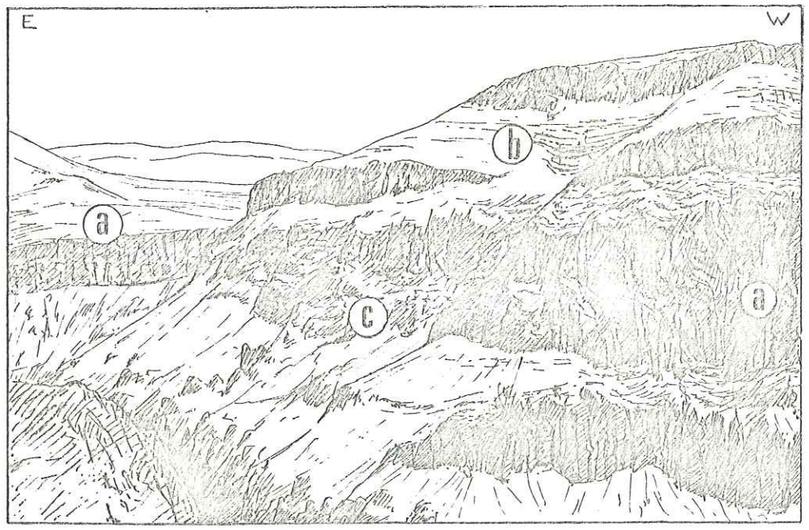
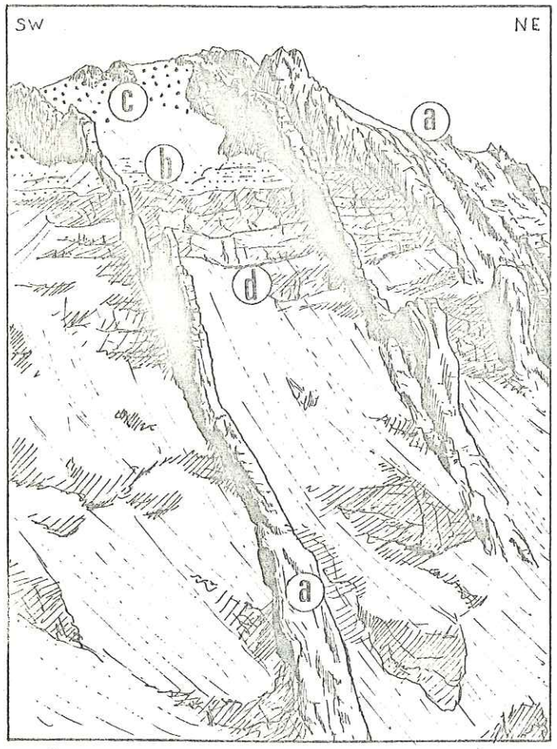


Figure 38 - Situation et coupe du dôme de Qareh Ori.

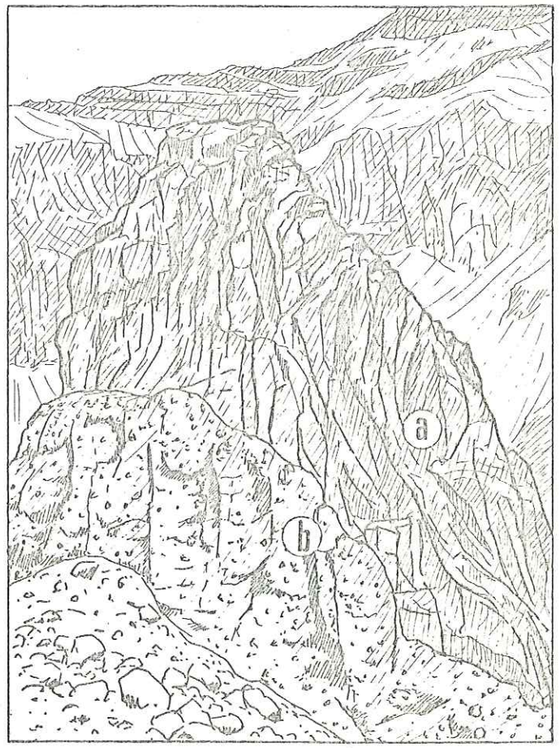
BIBLIOTHEQUE JUSSIEU THÈSES PARIS



a_Dômes et coulées (a), tufs à ponces (b) et brèches (c)
[hauteur de la falaise : 150 m]



b_Centre éruptif de Dorin : dykes (a), tufs à ponces (b), scories et bombes (c)
d : coulées de latite-andésites et scories
[hauteur de la falaise : 150 m]



c_Plug prismé (a) avec brèches de débourrage (b).
[hauteur de l'extrusion : 15 m]

Fig. 39 _ Les rhyodacites de la vallée de l'Aydoghmush

Le dôme atteint environ 400 m dans sa plus grande longueur et se compose d'une roche rose où la fluidalité subverticale est soulignée par des niveaux blanchâtres mimant des flammes. L'examen de la lame mince montre qu'il s'agit de passées très dévitrifiées à tridymite. Localement apparaissent des zones où des fragments de lave anguleux sont ressoudés par un ciment blanc argilisé. Ce dôme passe sur sa bordure sud à une coulée courte, vacuolaire qui repose sur un pechstein noir à sphérolites allongés.

Des projections blanches bien stratifiées, contenant de petits fragments de verre et de basalte, précèdent la mise en place de ce dôme. Leur partie basale, plus grossière, contient des blocs vitreux décimétriques.

Un cratère circulaire, de 50 m de diamètre, découpe l'extrémité NE de ce dôme. La coupe de ses flancs montre une coulée de ponces surmontant un niveau de projections. La coulée, puissante d'une dizaine de mètres, contient de nombreuses ponces argilisées dans une matrice brune. Des cristaux de biotite et d'amphibole se retrouvent à la fois dans les ponces et dans le ciment. Cette coulée se développe largement vers le Nord mais disparaît au Sud du dôme. Sa liaison avec le cratère semble probable : nous aurions là l'exemple d'un point de sortie des matériaux pyroclastiques souvent associés aux extrusions acides.

Le centre éruptif de la vallée de l'Aydoghmush (fig. 39) :

Au NE de Dorin, à l'endroit où la vallée de l'Aydoghmush fait un coude, une coupe de 200 m est visible dans un appareil rhyodacitique. Un ensemble de dômes et de dykes associés à des projections alimente des coulées épaisses vers l'Est de la gorge. Elles reposent sur des andésites sombres correspondant à l'épisode inférieur de Qareh Ziarat.

Dans les dômes, la roche rose violacé possède une fluidalité verticale très marquée qui lui donne un aspect feuilleté en "écorce de pin". Les bordures des extrusions et des dykes sont très souvent vitreuses. Des épisodes explosifs préliminaires provoquent le dépôt de tufs à ponces stratifiés ainsi que de scories et de bombes à coeur scoriacé et à cortex fluidal.

A l'aplomb de Sheikhdarabad (fig. 39 c), un plug prismé dacitique apparaît au fond de la gorge, gainé par un manchon de brèches très polygéniques et non stratifiées. Celles-ci se caractérisent par des fragments d'andésite, de dacite et des lentilles d'obsidienne emballés dans une matrice ponceuse. La simple autobréchification d'un dôme ne peut expliquer ni le caractère polygénique de la brèche ni la présence des "flammes" vitreuses. Une explosion préliminaire fragmentant le substratum et préparant la montée du plug est plus probable. Les lentilles d'obsidienne seraient alors des fragments de magma dacitique incorporés dans cette brèche de débourrage.

Des coulées courtes (quelques centaines de mètres), décamétriques, à prismation verticale, reposant sur un pechstein de base, sont alimentées par ce point d'émission. Elles sont intercalées avec des niveaux de projections blanches riches en ponces et avec des brèches. La roche rose à fluidalité horizontale est parfois bulleuse. De la tridymite blanche tapisse ces bulles et souligne les plans d'écoulement de la lave. Les minéraux visibles à l'oeil

nu sont relativement rares (quelques biotites, amphiboles et plagioclases).

Certains dykes sont riches en enclaves basiques. Le contact entre les enclaves et le fond fluidal est festonné : des golfes irréguliers de pâte rosée pénètrent dans les fragments d'andésite à olivine en y développant une auréole grisâtre. Tout se passe comme si l'enclave était encore pâteuse lors de son incorporation par le magma acide ce qui semble impliquer une contemporéanité des émissions rhyodacitiques et andésitiques en certains points (fig.40).

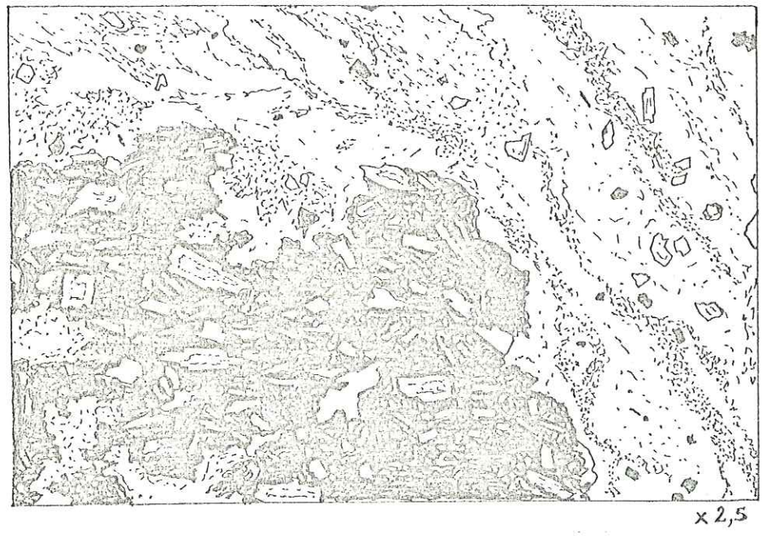


Figure 40 - Enclave d'andésite dans une rhyodacite.

f) les nappes de ponces et les ignimbrites (Dalmeh, Qaranqu) :

Avant d'aborder ce paragraphe, il convient de définir les termes que nous utiliserons. L'emploi du mot "ignimbrite" nécessite une définition volcanologique, pétrographique et implique un dynamisme particulier. C'est la raison pour laquelle nous alternerons les descriptions de terrain et microscopiques.

D'un point de vue volcanologique, une ignimbrite est une masse d'ejectas volcaniques possédant une homogénéité d'ensemble, une épaisseur notable (plusieurs m à plusieurs centaines de m) et une extension horizontale importante (1 à plusieurs centaines de km). Son origine est très souvent fissurale (P. Bordet et al, 1963). D'un point de vue pétrographique, une ignimbrite est une cinérite homogène non classée, comportant les indices d'une soudure des éléments. Cette soudure ne doit pas être due à des phénomènes diagénétiques ou secondaires (M. Boucarut, 1971).

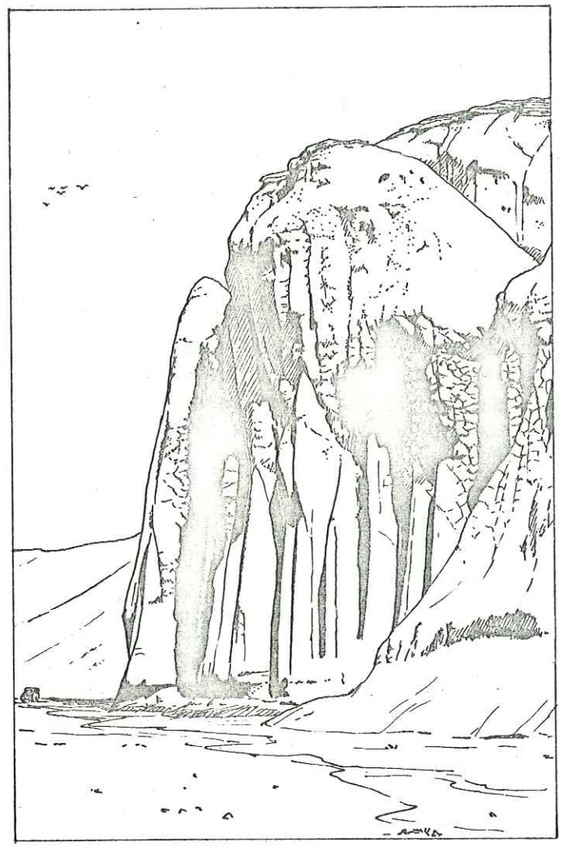


Figure 41 - La nappe de ponces de Dalmeh

(Hauteur de la falaise : 50m)

Nous verrons dans ce paragraphe que les tufs à ponces du Miocène répondent à la définition volcanologique de l'ignimbrite. Mais l'absence de soudure entre les éléments nous a souvent amenés à employer le terme plus descriptif de nappe de ponces pour les désigner, terme qui implique également un dynamisme ignimbritique.

1. La nappe de ponces de Dalmeh (fig. 41) :

Vers le village de Dalmeh, une formation blanche, homogène, variant entre 30 et 80 m de puissance, repose sur les latite-andésites de Cheragh Mardan. Sa partie supérieure est ravinée par des alluvions torrentielles qui sont recouvertes par les coulées et les brèches de Qal'eh Zahak. S'il s'avérait exact que c'est bien la même nappe qui ressort plus à l'Ouest, près du village de Khajeh Mahmud, son extension minimale serait de 30 km². L'érosion y dégage parfois des falaises verticales sans stratification visible qui rappellent les célèbres "tufs" de Cappadoce. Des ponces filées centimétriques et des petits galets noirs d'andésite (1 à 5 cm) ressortent dans une matrice friable rosée. Une curieuse prismation horizontale provoque par endroit l'apparition de polygones bien visibles.

Etude pétrographique (fig.42a) :

Les ponces sont formées d'un verre incolore et contiennent des canaux 20 à 30 fois plus longs que larges. La densité et la dimension de ces canaux sont très variables. Dans les fragments les plus évolués, les coupes perpendiculaires à l'allongement montrent une grande densité de bulles rondes dont certaines sont polylobées. Cet état précède l'éclatement des ponces et l'inversion de phase (P. Bordet et al, 1963). Tous ces caractères soulignent l'hétérogénéité de la poncification qui a vraisemblablement eu lieu le long des plans de fluidalité d'un magma en cours d'ascension. L'éclatement s'est fait selon certaines zones préférentielles plus poncifiées et a permis l'individualisation des ponces.

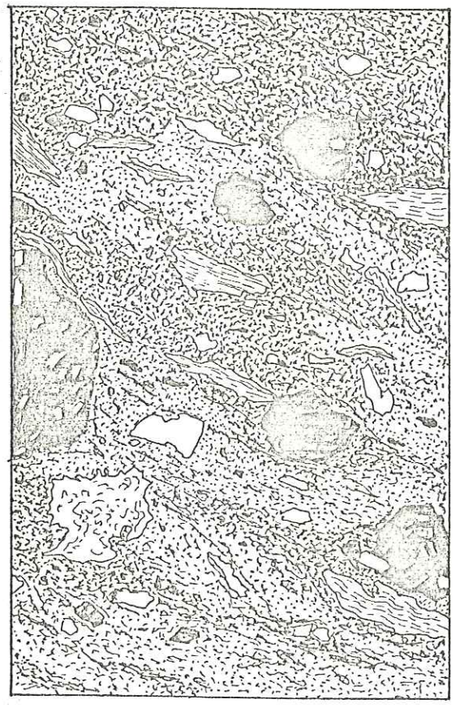
Parmi les enclaves, des fragments andésitiques très oxydés à plagioclase et pyroxène voisinent avec des éléments recristallisés en grandes plages quartzo-feldspathiques contenant des quartz corrodés et des épidotes.

Quelques biotites associées à des plagioclases brisés très zonés constituent les cristaux les plus fréquents. On peut noter la présence de quelques rares quartz limpides.

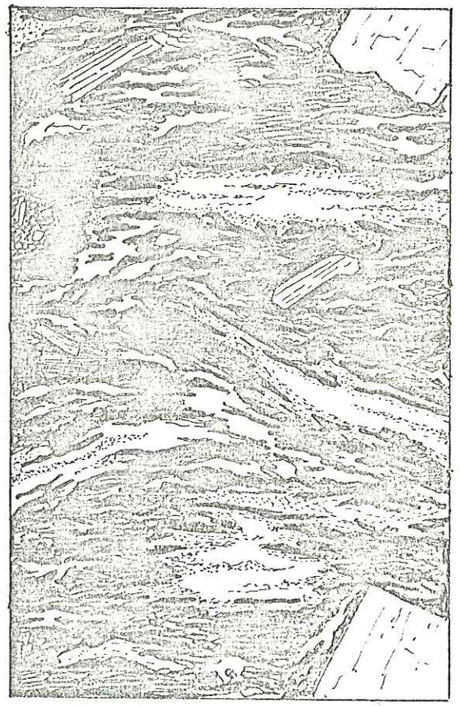
Le fond est discontinu et constitué d'échardes dont la forme en L ou en I indique l'origine par éclatement des canaux des ponces. Elles apparaissent vitreuses dans un fond très fin brunâtre. Les échardes ne sont pas déformées ; ceci implique que lors de la mise en place de la nappe, ces fragments n'étaient pas suffisamment chauds pour se souder.

D'un point de vue pétrographique nous ne pouvons donc pas employer le terme "ignimbrite" pour désigner ce dépôt. Il s'agit plutôt d'une nappe de ponces. Selon les auteurs anglo-saxons, il faudrait employer le terme "ash" ou "pumice-flow" mais non celui de "welded tuff".

a Nappe de ponces de Dalmeh x 35 (LN)



b Vitrophyre de Kesjin x 7 (LN)



c Ignimbrite du Qaranqu (faciès à flammes) x 15 (LN)

Fig.42 Etude pétrographique des nappes de ponces et ignimbrites

BIUS JUSSIEU CADIST

2. L'ignimbrite de la vallée de Qaranqu :

Affleurant dans la partie moyenne de la gorge du Rud-e-Qaranqu, ce niveau de 50 à 100 m d'épaisseur, parfois divisé en deux feuillets, s'étend sur au moins 150 km^2 de superficie. Grossièrement affecté par une prismation verticale, il recouvre des andésites sombres ou des calcaires burdigaliens et est surmonté par les agglomérats et les coulées de l'appareil de Cheragh Mardan.

La roche est très compacte et sa dureté l'oppose à la nappe de ponces de Dalmeh. Les ponces centimétriques, blanches ou jaunâtres, sont fréquemment argilisées et donnent à la roche un aspect vacuolaire. Les fragments d'andésite ne sont abondants que dans le feuillet inférieur tandis que les fragments de roche acide (rhyodacite fluidale), très nombreux, confèrent parfois à l'ignimbrite un aspect de brèche ou de grès grossier. Le "ciment", de couleur rose pâle, semble homogène et continu. Quelques faciès locaux (Kesjin) présentent des flammes claires de 0,1 à 3 cm. Au Sud-Est du village de Kesjin, un niveau vitreux noir à flammes pourrait représenter le vitrophyre de base de l'ignimbrite mais ses relations avec cette dernière n'ont pas pu être précisées à cause des émissions volcaniques postérieures.

L'étude pétrographique permet de distinguer des ponces à canaux, des enclaves et des cristaux, identiques à ceux de la nappe de ponces de Dalmeh. Mais le fond, très fin, est complètement isotrope en lumière polarisée et ne présente que peu d'échardes bien visibles. Les flammes occasionnelles (fig. 42 c) apparaissent comme des zones vitreuses fluidales effilochées, bordées par un cortex axiolitique et baignant dans une pâte où l'on peut reconnaître des échardes : ces fragments vitreux ne sont aplatis que dans certaines zones allongées au sein de la roche.

Dans le vitrophyre de Kesjin (fig. 42 b), des enclaves de laves basiques et des cristaux d'amphibole, de biotite et de plagioclase zoné, baignent dans une pâte riche en flammes vitreuses claires dans un verre brunâtre (pour la composition de ces verres, voir p. 123). Il s'agit, soit de la partie basale soudée d'une ignimbrite, soit d'un faciès de convergence, tel qu'un pechstein à texture fluidale et riche en enclaves (dans ce dernier cas, les pseudo-flammes seraient dues à l'hétérogénéité de la mésostase vitreuse).

g) relations entre les différents appareils volcaniques :

La coupe schématique de la fig. 33 résume l'évolution de l'activité volcanique du Miocène inférieur, à la fois dans l'espace et dans le temps. Les basaltes alcalins marquent généralement le début du volcanisme burdigalien en un point donné mais sont nettement moins abondants que les andésites et latite-andésites. La succession des émissions est très rapide et a du se produire dans un temps relativement bref : ainsi les tufs acides de l'Aydoghmush ou de Qareh Ori n'ont pas été érodés avant l'émission des laves basiques immédiatement postérieures. Le seul épisode d'érosion important se localise avant la mise en place des trachyandésites de Qal'eh Zahak.

L'alternance régulière des latite-andésites avec les rhyodacites est le trait le plus marquant de la zone volcanique du Qaranqu : elle permet de retrouver

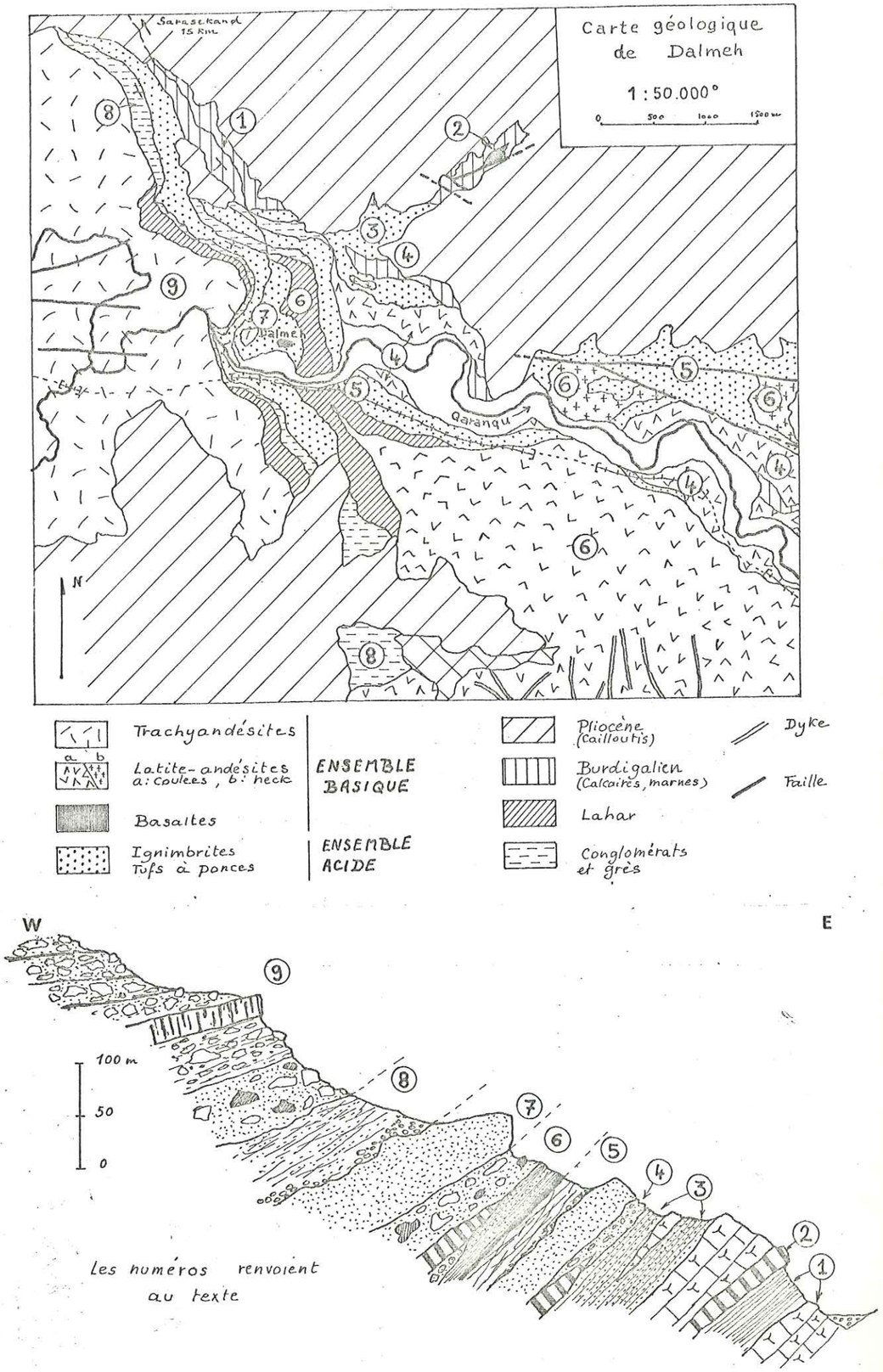


Figure 43 CARTE ET COUPE DE LA REGION DE DALMEH

6 "niveaux-repères basiques" (produits d'émission des volcans basaltiques, andésitiques et trachyandésitiques) intercalés avec 5 "niveaux-repères acides" (coulées et ignimbrites de composition rhyodacitique ou dacitique) tout au long des 65 km de la coupe de la fig.33 . L'emboîtement des différents édifices "acides" et "basiques" met ainsi en évidence le déplacement de l'activité volcanique de l'Est vers l'Ouest au cours du Burdigalien (fig.33a). Cette activité se termine par l'émission des brèches péléennes, à composition trachyandésitique, de Kuh-e-Qal'eh Zahak.

La région de Dalmeh, située à la périphérie des grands centres éruptifs (Cheragh Mardan), fournit le meilleur exemple de la succession des épisodes volcaniques du Miocène inférieur en un point donné (fig.43). Sur 500 m d'épaisseur, on observe la coupe suivante le long d'un affluent de rive gauche du Rud-e-Qaranqu :

1- Calcaires coralliens et marnes grises à microfaune d'âge burdigalien.
2- Coulée sous-marine de basalte à olivine intercalée dans les calcaires récifaux.
3- Tufs à ponces clairs, bien stratifiés : en fait, deux épisodes de retombée aérienne de ces produits d'explosion sont séparés par une petite transgression marine.
4- Sédiments gréseux correspondant à des dépôts détritiques à la périphérie de l'appareil inférieur de Cheragh Mardan : en effet, un peu plus à l'Est ces grès sont associés à une coulée sombre, laminaire et riche en pyroxène qui représente l'émission la plus éloignée vers l'Ouest d'un édifice andésitique important de la vallée moyenne du Qaranqu.
5- Affleurements les plus occidentaux de la grande nappe ignimbritique du Qaranqu, ici réduite à 25 m d'épaisseur. Au-dessus, des sédiments clairs gréseux et argileux dénotent une érosion de la partie supérieure du feuillet ignimbritique.
6- Niveau de tufs brun-rose à lapilli surmonté d'un lahar de 20 m d'épaisseur. Une ou deux coulées de latite-andésite porphyrique, associées à des scories, sont intercalées dans cet ensemble qui représente la périphérie du grand édifice supérieur de Charagh Mardan.
7- Nappe de ponces de Dalmeh (80 m d'épaisseur).
8- Alluvions et grès clairs à ponces ravinant cette nappe de ponces.
9- Appareil de Qal'eh Zahak : lahar surmonté d'une brèche d'explosion bien stratifiée, à éléments polygéniques et à ponces ; au-dessus, coulée massive à amphibole suivie de l'épisode de brèches péléennes.

B - Etude minéralogique et pétrographique :

Les roches volcaniques "oligo-miocènes" (Abak-Khatab, Seyedlar) et burdigaliennes (Qaranqu) sont étudiées ensemble car leurs caractères pétrographiques sont très semblables.

I° Les basaltes alcalins à olivine (fig. 44) :

Les structures de ces laves sont assez variables :

- dans la structure microlitique porphyrique, des phénocristaux millimétriques d'olivine, de pyroxène et de plagioclase sont englobés dans une mésostase riche en petits cristaux de pyroxène et en microlites de plagioclase (fig.44b).
- dans la structure doléritique intersertale, très courante, des phénocristaux d'olivine sont entourés de lattes de plagioclase.
- dans la structure doléritique poecilitique, de grandes plages de pyroxène englobent les cristaux de plagioclase (fig.44a).

Dans ces deux derniers cas, les espaces libres entre les cristaux sont souvent occupés par de l'analcime.

OLIVINE (Hassankandi)			
d Å	hkl	d Å	hkl
3,88	021	2,17	211
3,506	111	1,957	042
3,493	120	1,755	222
2,775	130	1,696	241
2,521	131	1,645	061
2,468	112	1,626	133
2,358	041	1,577	043
2,276	122		
d[130] = 2,775 Fo=4233,91-1494,59.d[130] Fo = 83,8 %			

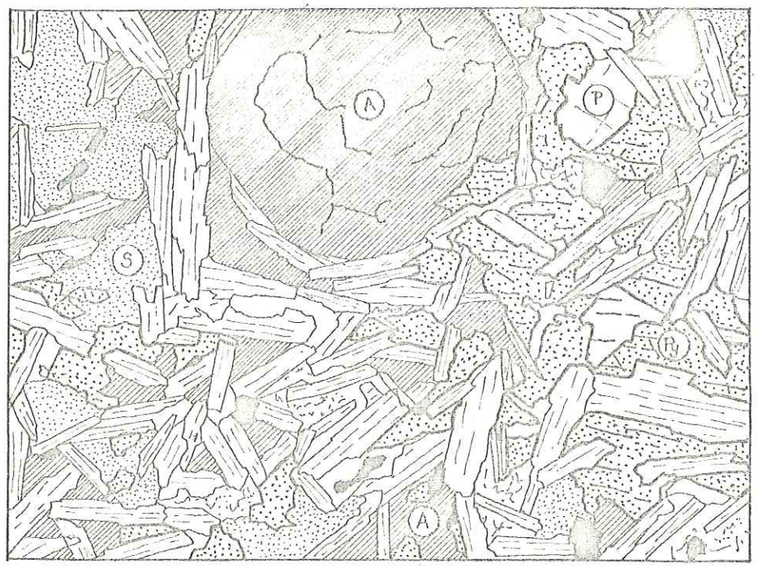
L'olivine (B^+), en phénocristaux pouvant atteindre une taille millimétrique, est très magnésienne : son pourcentage en forstérite est presque de 90 % (tableau X). Les cristaux ne sont pas corrodés et ne possèdent pas d'auréole de pyroxène. Ils sont parfois totalement pseudomorphosés en serpentine vert-pâle ou jaune, plus rarement en iddingsite ou en assemblage phlogopite ± chlorite ± calcite. L'olivine est souvent contenue en inclusion dans le pyroxène ou le plagioclase.

Tableau X - Détermination en diffraction X de la teneur en forstérite des olivines des basaltes alcalins.

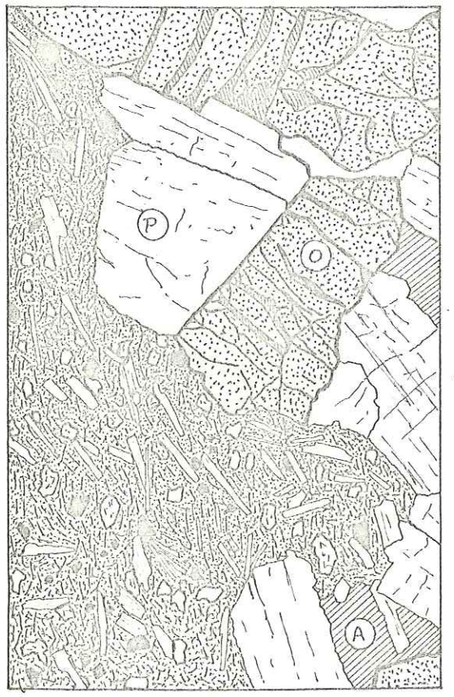
L'orthopyroxène (fig.44c) est un minéral très rare dans les basaltes. Il n'a été mis en évidence que dans certaines coulées de Khatab. Il s'agit de reliques de cristaux au milieu d'une plage de serpentine et de clinopyroxène. Ses caractéristiques optiques (extinction droite, $2V^+ = 120°$) en font une enstatite selon la classification de Hess (1952).

Le clinopyroxène forme des cristaux souvent automorphes (jusqu'à 5 mm), incolores à légèrement verdâtres et présentant parfois la macle en sablier. Son zonage est caractéristique. Il s'agit d'un augite dont l'angle 2 V, positif, varie entre 60° (55 à 70°) au centre et 40° à la périphérie du cristal. Cette auréole externe est parfois riche en inclusions : oxydes, petites lattes de plagioclase. L'augite forme souvent des amas avec le plagioclase et s'altère rarement en chlorite et calcite.

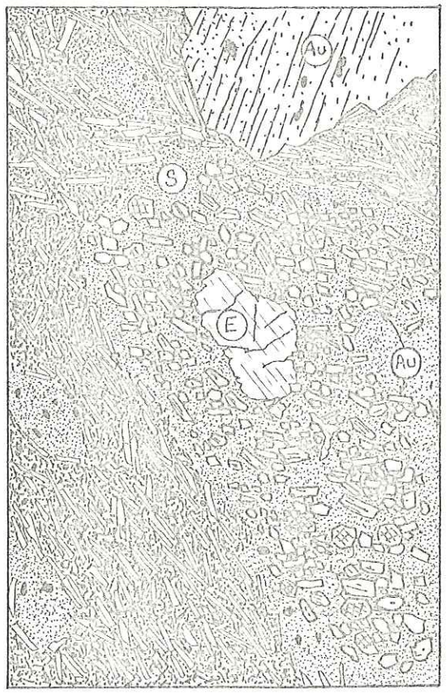
Les phénocristaux de plagioclase (1 à 2 mm) présentent un zonage normal, de An 70 au coeur jusqu'à An 30 à la périphérie. Une auréole riche en anorthite (An > 60) indique que ce plagioclase a cristallisé dans des conditions anhydres (voir p.127). Les microlites sont légèrement zonés et varient entre An 55 et 60. La corrosion donne parfois aux cristaux de plagioclase l'aspect d'une éponge.



a Basalte de Qarch-Ori (LN)



b Basalte de Gunadghadi (LN)



c Basalte de Khatab (LN)

A: Analcime, Au: Augite, E: Enstatite, O: Olivine, P: Plagioclase, S: Serpentine

Fig 44 - Les basaltes alcalins à olivine (×35)

L'analcime (déterminée en diffraction X), contrairement à celle des trachyandésites terminales de l'Eocène, est un minéral de fin de cristallisation qui occupe les vides laissés par les cristaux d'olivine, de pyroxène et de plagioclase. Elle peut être cependant automorphe (2 mm) et englober de petits cristaux de plagioclase (fig. 44a). Mais, le plus souvent, elle se présente en plages xénomorphes (jusqu'à 5 mm dans le basalte d'Hassankandi), parfois légèrement argilisées (fig. 44b).

Des granules de magnétite sont disséminés dans toute la roche. Chlorite et calcite remplissent souvent les bulles des laves basaltiques. Des xénocristaux de quartz, dans un neck de basalte traversant les rhyolites d'Abak, présentent une auréole réactionnelle de chlorite et de petits pyroxènes.

(16) Basalte (Khatab)					(17) Basalte (Hassankandi)				
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	Analyse		Norme CIPW		Norme affinée
SiO_2	46,45	Or	3,34	Q 0,94	SiO_2	48,25	Or	5,91	Or 8,01
Al_2O_3	16,55	Ab	25,78	Or 3,35	Al_2O_3	16,55	Ab	32,76	Ab 17,81 } An 53
Fe_2O_3	5,80	An	29,69	Ab 24,91 } An 54	Fe_2O_3	4,85	An	22,45	An 20,18
FeO	3,00	Diop	9,44	An 28,75	FeO	4,30	Neph	2,42	Analc 14,69
MgO	8,05	Ens	12,61	Aug 15,57	MgO	7,75	Diop	10,93	Aug 20,52
CaO	9,55	For	2,21	Serp 14,15	CaO	8,25	Hed	1,04	Mg Ol 9,31
Na_2O	3,05	Mag	6,38	Ilm 2,50	Na_2O	4,40	For	9,97	Ilm 2,28
K_2O	0,55	Hem	1,40	Mag 5,10	K_2O	1,00	Fay	1,20	Mag 4,67
TiO_2	1,35	Ilm	2,58	Ap 2,30	TiO_2	1,25	Mag	7,03	Ap 1,21
P_2O_5	0,95	Ap	2,25	Eau 2,00	P_2O_5	0,50	Ilm	2,37	Eau 0,28
MnO	0,20	Eau	4,05	- -	MnO	0,15	Ap	1,18	- -
H_2O^+	2,60	-	-	- -	H_2O^+	2,10	Eau	2,25	- -
H_2O^-	1,45	-	-	- -	H_2O^-	0,15	-	-	- -
	99,55		99,73	99,57		99,50		99,53	99,02
(II) III, 5, '4, (4) 5 BASALTE (tendance andésitique)				CIPW-Lacroix	(II) III, 5, 3, 4' BASALTE (tendance andésitique)				
BASALTE alcalin				Streckeisen	BASANITE				

(18) Basalte (Qareh Ori)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	48,60	Or	4,14	Q	2,03
Al_2O_3	16,80	Ab	28,35	Or	4,38
Fe_2O_3	5,65	An	28,74	Ab 27,13 } An 50	
$Fe^{2}O^{3}$	3,60	Diop	11,14	An 27,50 }	
Mg O	7,60	Hed	0,04	Aug	18,74
Ca O	8,95	Ens	12,30	Mg Ol	9,50
Na_2O	3,35	Fs	0,05	Ilm	2,36
K_2O	0,70	For	1,03	Mag	4,85
TiO_2	1,30	Mag	8,19	Ap	0,48
P_2O_5	0,20	Ilm	2,47	Eau	2,16
MnO	0,15	Ap	0,47	-	-
H_2O^+	2,00	Eau	2,30	-	-
H_2O^-	0,30	-	-	-	-
	99,20		99,21		99,13
II (III), 5, 4, (4) 5 ANDESITE (tendance basaltique)					CIPW Lacroix
BASALTE alcalin					Streckeisen

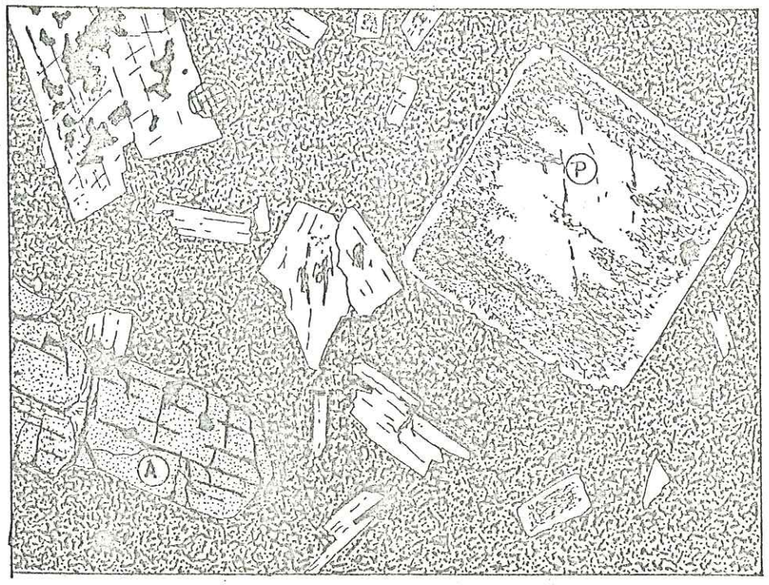
Tableau XI - Analyses chimiques des basaltes alcalins "oligo-miocène" (n° 16) et burdigaliens (n° 17 et 18).

Il y a très peu de différences entre les analyses n° 16 et 18, mis à part une plus grande richesse en silice pour la seconde ("andésite" dans la classification CIPW). On peut ranger ces deux roches dans la catégorie des basaltes alcalins à hypersthène normatif. La teneur plus élevée en alcalins de l'analyse n° 17 s'explique par sa grande richesse en analcime : cette roche rentre dans le groupe des basaltes alcalins à néphéline normative.

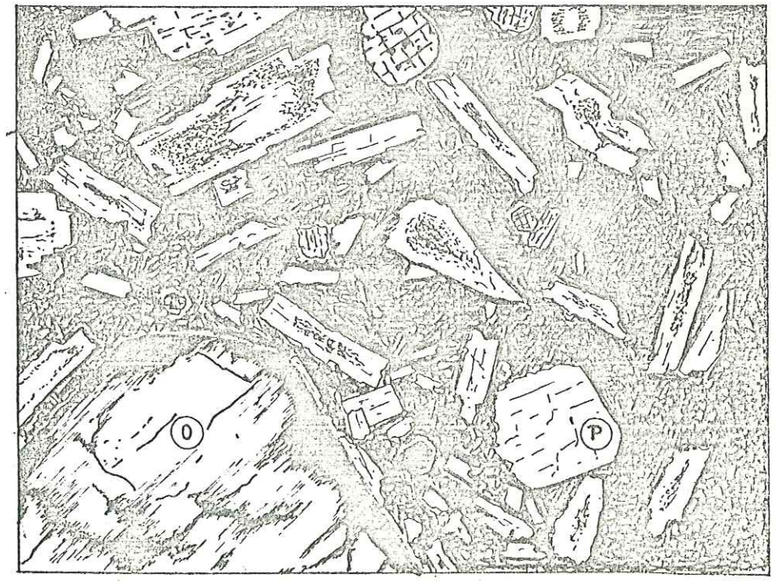
2° Les latite-andésites et andésites (fig. 45) :

Ce groupe se distingue du précédent par une moins grande abondance de l'olivine. La composition minéralogique est ici dominée par la présence de nombreux phénocristaux de plagioclase et d'augite. La structure la plus courante est microlitique porphyrique.

Les lattes de plagioclase (An 40-50) peuvent atteindre 7 mm. Certains cristaux présentent un zonage entre An 70 et An 10 avec une auréole riche en anorthite. Une couronne opaque de résorption affecte la périphérie de nombreux cristaux : elle est constituée d'une multitude de petits trous de corrosion remplis par un verre riche en oxydes ou par un plagioclase acide. L'étude du zonage et de la corrosion sera détaillée p. 127 .



a - Latite-andésite porphyrique ×30 (LN)



b - Andésite à olivine ×30 (LN)

A: Augite , P: Plagioclase , O: Olivine

Fig 45 LES LATITE-ANDESITES

L'augite (1 à 5 mm) est identique à celle des basaltes alcalins et contient de nombreuses inclusions (olivine, plagioclase, oxydes).

L'olivine (jusqu'à 2 mm) est moins abondante que dans les basaltes. Son altération fréquente en iddingsite ainsi que ses caractères optiques (B^-) indiquent qu'elle est également moins riche en magnésium.

La mésostase microlitique contient de nombreux oxydes et des minéraux d'altération comme la calcite. On y décèle parfois de la tridymite (Cheragh Mardan).

Les amygdales que l'on trouve dans certaines coulées (Qara Tavaraq) sont allongées dans le sens d'écoulement de la lave et leur taille peut atteindre 10 cm. Le remplissage de ces bulles est plus ou moins complet et montre, de l'extérieur vers l'intérieur : calcédoine, quartz (parfois améthyste), calcite et zéolites (stilbite et heulandite déterminées en diffraction X). Des concentrations de silice (jaspe, lussatite) caractérisent les coulées les moins basiques (Cheragh Mardan, Mah Kun).

(19) Latite-andésite (Kesjin)						(20) Andésite (Qareh Ziarat)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	50,95	Qz	3,42	Qz	5,74	SiO_2	51,85	Qz	5,41	Qz	5,38
Al_2O_3	18,10	Or	8,57	Or	11,45	Al_2O_3	20,15	Or	5,61	Or	6,33
Fe_2O_3	7,25	Ab	30,46	Ab	27,30 } An 51	Fe_2O_3	7,20	Ab	32,58	Ab	31,03 } An 53
$Fe^{2}O^{3}$	2,20	An	28,95	An	28,08 }	$Fe^{2}O^{3}$	0,50	An	34,89	An	34,47 }
Mg O	4,90	Diop	4,47	Aug	8,33	Mg O	2,50	Diop	4,93	Aug	10,06
Ca O	7,65	Ens	10,13	Mg Ol	7,04	Ca O	9,20	Ens	3,94	Ol	3,34
Na_2O	3,60	Mag	4,39	Ilm	2,12	Na_2O	3,85	Hem	7,20	Ilm	1,90
K_2O	1,45	Hem	4,22	Mag	6,71	K_2O	0,95	Ilm	1,27	Mag	4,09
TiO_2	1,10	Ilm	2,09	Ap	1,21	TiO_2	1,00	Sph	0,81	Ap	1,21
P_2O_5	0,50	Ap	1,18	Eau	2,30	P_2O_5	0,50	Ap	1,18	Eau	1,94
MnO	0,15	Eau	2,45	-	-	MnO	0,10	Eau	2,10	-	-
H_2O^+	1,80	-	-	-	-	H_2O^+	1,50	-	-	-	-
H_2O^-	0,65	-	-	-	-	H_2O^-	0,60	-	-	-	-
	100,30		100,33		100,28		99,90		99,93		99,75
II, 5, 3', 4 ANDESITE				CIPW Lacroix		II, '5, (3) 4, 4 (5) ANDESITE					
LATITE-ANDESITE				Streckeisen		ANDESITE					

(21) Latite-andésite (Qal'eh Zahak)						(22) Latite (Abak)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	53,50	Q	5,92	Q	6,84	SiO_2	55,00	Q	5,95	Q	4,60
Al_2O_3	18,35	Or	10,34	Or	14,34	Al_2O_3	16,80	Or	16,84	Or	25,98
Fe_2O_3	5,60	Ab	29,19	Ab	24,73 } An 50	Fe_2O_3	5,70	Ab	31,73	Ab	23,49 } An 52
$Fe^{2}O^{3}$	2,35	An	29,41	An	24,10 }	$Fe^{2}O^{3}$	0,70	An	20,59	An	17,74 }
Mg O	4,25	Diop	6,41	Aug	15,92	Mg O	3,00	Diop	10,18	Aug	18,97
Ca O	8,05	Ens	7,61	Mg Chlor	7,44	Ca O	7,05	Ens	2,75	Serp	1,01
Na_2O	3,45	Mag	4,88	Ilm	1,98	Na_2O	3,75	Hem	5,70	Ilm	1,98
K_2O	1,75	Hem	2,24	Mag	3,59	K_2O	2,85	Ilm	1,69	Goeth	2,41
TiO_2	1,10	Ilm	2,09	Ap	0,85	TiO_2	1,08	Sph	0,46	Ap	0,24
P_2O_5	0,35	Ap	0,83	Eau	0,12	P_2O_5	0,10	Ap	0,24	Eau	1,79
MnO	0,15	Eau	1,20	-	-	MnO	0,10	Eau	2,25	-	-
H_2O^+	0,70	-	-	-	-	H_2O^+	1,70	-	-	-	-
H_2O^-	0,50	-	-	-	-	H_2O^-	0,55	-	-	-	-
	100,10		100,12		99,91		98,38		98,39		98,21
II, '5, 3', 4 ANDESITE				CIPW Lacroix		II, '5, 3, '4 ANDESITE					
LATITE-ANDESITE				Streckeisen		LATITE					

Tableau XII - Analyses chimiques des latite -andésites et latites du Miocène inférieur.

Dans la classification de Streckeisen, ces andésites riches en potassium (sauf pour l'analyse n° 20) tendent vers un pôle latitique. L'altération marquée de certaines laves (analyse n° 22) nous a amenés à faire apparaître des minéraux tels que serpentine, chlorite magnésienne ou goethite dans la norme affinée.

D'une manière générale, ces roches se distinguent des basaltes par leur plus grande richesse en silice et en potassium et par une baisse de leurs teneurs en magnésium. Cependant, le plagioclase calculé dans la norme affinée possède un taux équivalent en anorthite (An 50 à An 54) ce qui reflète la constance des teneurs en calcium et en sodium.

3° Les trachyandésites :

Elles forment la partie supérieure de l'appareil de Seyedlar et la plus grande partie de celui de Qal'eh Zahak. Quelques dômes de trachyandésite s'observent également vers Pol-e-Dokhtar et dans la zone volcanique "oligo-miocène" de Khatab.
Ces roches se distinguent des précédentes par la rareté de l'olivine et l'apparition d'amphibole, de rare biotite et de tridymite.

Sciences de la Terre BIUS Jussieu CADIST

Le plagioclase (andésine), formant des phénocristaux très abondants de 1 à 3 mm, est moins riche en anorthite que celui des andésites et des basaltes. La corrosion et le zonage qui affectent ces cristaux présentent les mêmes caractères que dans les plagioclases des autres laves basiques (voir p.127). Des inclusions d'olivine et de pyroxène ont souvent été observées.

La hornblende ($2\ V^- = 80°$) se présente généralement en fines paillettes vertes ou brunâtres. Elle peut montrer deux stades d'accroissement soulignés par une zone d'inclusions. Jamais contenue dans le plagioclase, elle s'entoure fréquemment d'une bordure d'opaques. Dans les brèches de Qal'eh Zahak, la hornblende brune, en cristaux centimétriques associés à de nombreux oxydes de fer, peut se trouver en abondance à l'intérieur d'enclaves homoeogènes d'apparence grenue.

La biotite est assez rare et toujours déstabilisée en oxydes.

L'augite ($2\ V^+ = 60°$) est identique à celles déjà décrites dans les andésites, latite-andésites et basaltes.

L'olivine n'apparaît que sous forme de cristaux iddingsitisés.

Quelques xénocristaux de quartz présentant des traces d'éclatement sont entourés d'une auréole réactionnelle. L'apatite, rougie par des inclusions ferrugineuses, et le sphène sont localement abondants.

La mésostase est microlitique vitreuse. Les microlites zonés (An 50) sont associés à de nombreux minéraux opaques. La tridymite tapisse parfois les cavités et les bulles de la roche (Qal'eh Zahak).

(23) Latite-andésite (Qal'eh Zahak)						(24) Pechstein (Seyedlar)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	58,45	Q	10,02	Q	11,12	SiO_2	61,05	Q	16,47	Q	19,55
Al_2O_3	18,60	Or	15,57	Or	21,97	Al_2O_3	16,05	Or	10,64	Or	1,49
Fe_2O_3	6,00	Ab	37,99	Ab 31,65	An 40	Fe_2O_3	4,55	Ab	36,39	Ab 35,82	An 32
FeO	0,55	An	22,66	An 21,53		FeO	0,75	An	19,18	An 16,42	
MgO	1,50	Diop	0,32	Ol	3,22	MgO	2,80	Diop	0,80	Hb	5,47
CaO	5,60	Ens	3,60	Hb	2,56	CaO	4,60	Ens	6,60	Biot	16,10
Na_2O	4,50	Hem	6,00	Ilm	1,68	Na_2O	4,30	Mag	0,71	Serp	1,58
K_2O	2,65	Ilm	1,37	Mag	4,08	K_2O	1,80	Hem	4,06	Ilm	0,18
TiO_2	0,90	Sph	0,39	Ap	1,81	TiO_2	0,70	Ilm	1,33	Ap	0,97
P_2O_5	0,75	Ap	1,68	Eau	1,46	P_2O_5	0,40	Ap	0,95	Eau	2,55
MnO	0,10	Eau	1,70	-	-	MnO	0,10	Eau	3,35	-	-
H_2O^+	0,85	-	-	-	-	H_2O^+	3,05	-	-	-	-
H_2O^-	0,85	-	-	-	-	H_2O^-	0,30	-	-	-	-
	101,30		101,20		101,08		100,45		100,47		100,13
(I) II, (4) 5, 3, 4 TRACHY-ANDESITE						(I) II, 4,3, 4 DACITE				CIPW Lacroix	
LATITE-ANDESITE						QUARTZ-ANDESITE				Streckeisen	

(25) Trachyandésite (Pol-e-Dokhtar)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	59,35	Qz	10,80	Qz	11,13
Al_2O_3	17,60	Or	10,05	Or	11,82
Fe_2O_3	4,25	Ab	42,31	Ab 38,56	An 32
FeO	0,90	An	20,56	An 17,72	
MgO	1,95	Diop	4,24	Hb	14,18
CaO	5,90	Ens	2,89	Biot	0,60
Na_2O	5,00	Mag	1,36	Ilm	1,00
K_2O	1,70	Hem	3,31	Mag	2,09
TiO_2	0,70	Ilm	1,33	Ap	1,21
P_2O_5	0,50	Ap	1,18	Eau	1,98
MnO	0,15	Eau	2,40	-	-
H_2O^+	2,40	-	-	-	-
H_2O^-	tr	-	-	-	-
	100,40		100,43		100,29
(I) II, 4 (5), '3, 4' DACITE				CIPW Lacroix	
LATITE-ANDESITE				Streckeisen	

Tableau XIII -Analyses chimiques des trachyandésites miocènes.

Ces roches possèdent des compositions chimiques assez hétérogènes, mais se distinguent des précédentes latite-andésites par leur plus grande richesse en silice comme par leur composition minéralogique différente (présence de hornblende). Nous avons donc choisi le terme de trachyandésite, bien qu'il ne s'applique vraiment qu'aux roches volcaniques de Qal'eh Zahak, pour désigner cet ensemble qui fait le lien entre les latite-andésites et les dacites.

4° Les roches volcaniques acides : rhyodacites et dacites :

Ce sont des faciès porphyriques où la mésostase vitreuse est très importante. Leur composition minéralogique est caractérisée par l'association : hornblende verte, biotite et plagioclase et par l'absence de quartz primaire et de sanidine sauf dans les dacites "oligo-miocènes" d'Abak-Khatab.

L'étude pétrographique des ignimbrites et nappes de ponces de même composition chimique ayant été effectuée p. 104, nous ne présenterons ici que la description des faciès laviques.

a) étude minéralogique :

Le plagioclase (oligoclase ou andésine) forme des phénocristaux millimétriques ou se groupe en amas complexes. La zonation et la corrosion qui l'affectent seront étudiés p.129. Une zone centrale (An 60-70), contenant des

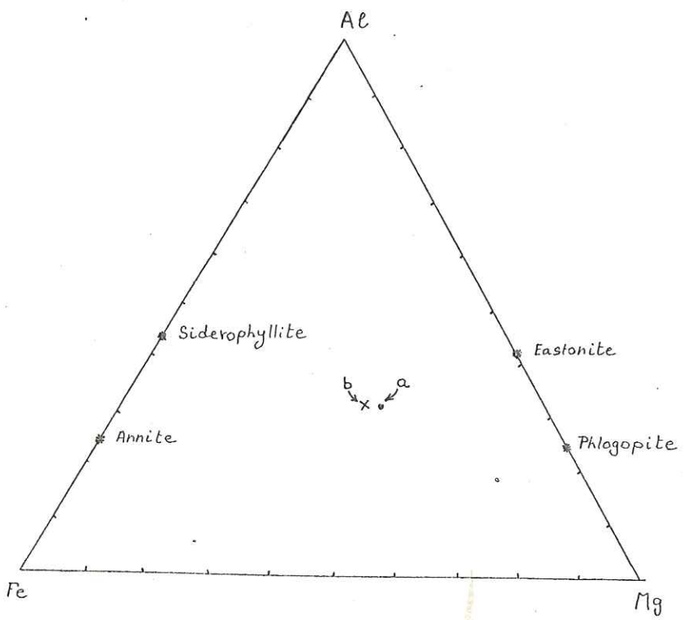
globules d'amphibole et de biotite en inclusions, est entourée par une large zone périphérique (An 30-40) qui représente la majeure partie du cristal.

Le quartz, en grands cristaux automorphes corrodés et parfois éclatés riches en inclusions vitreuses (cristaux négatifs), ne se rencontre que dans les dacites de la zone d'Abak-Khatab(fig. 46).

La biotite se présente en grandes paillettes souvent tordues dans la fluidalité ou en association avec l'amphibole et le labrador. Ce dernier groupement est caractéristique des dacites d'Abak (fig. 46 e) mais la biotite est également associée avec le labrador dans des enclaves homoeogènes du vitrophyre de Kesjin (fig. 48a).

Dacite d'Abak (a)						Vitrophyre de Kesjin (b)					
SiO_2	38,06	Si	5,79	Z=8		SiO_2	39,20	Si	5,78	Z=8	
Al_2O_3	12,69	Al^{IV}	2,21			Al_2O_3	13,29	Al^{IV}	2,22		
Fe_2O_3T	17,69	Al^{VI}	0,10	R'''=2,56		Fe_2O_3T	17,57	Al^{VI}	0,04	R'''=2,59	
$Mn\,O$	-	Fe^{3+}	1,95			$Mn\,O$	0,17	Fe^{3+}	2,02		
$Mg\,O$	12,77	Ti	0,51			$Mg\,O$	13,56	Ti	0,53		
$Ca\,O$	0,40	Mg	3,01	R''=3,01		$Ca\,O$	0,19	Mg	2,91	R''=2,91	
Na_2O	0,57	K	1,74			Na_2O	0,40	K	1,77		
K_2O	9,16	Ca	0,03	1,88		K_2O	9,19	Ca	0,06	1,99	
TiO_2	4,65	Na	0,11			TiO_2	4,62	Na	0,16		
	95,99						98,19				

Tableau XIV - Analyses à la microsonde des biotites des laves acides miocènes.



Les analyses à la microsonde sur des cristaux de biotite automorphes ou en association poecilitique avec d'autres minéraux ont donné des résultats analogues : la biotite des dacites miocènes se rapproche du pôle magnésien (eastonite-phlogopite).

Figure 47 - Position des biotites analysées dans le diagramme triangulaire Fe-Al-Mg (en proportions atomiques).

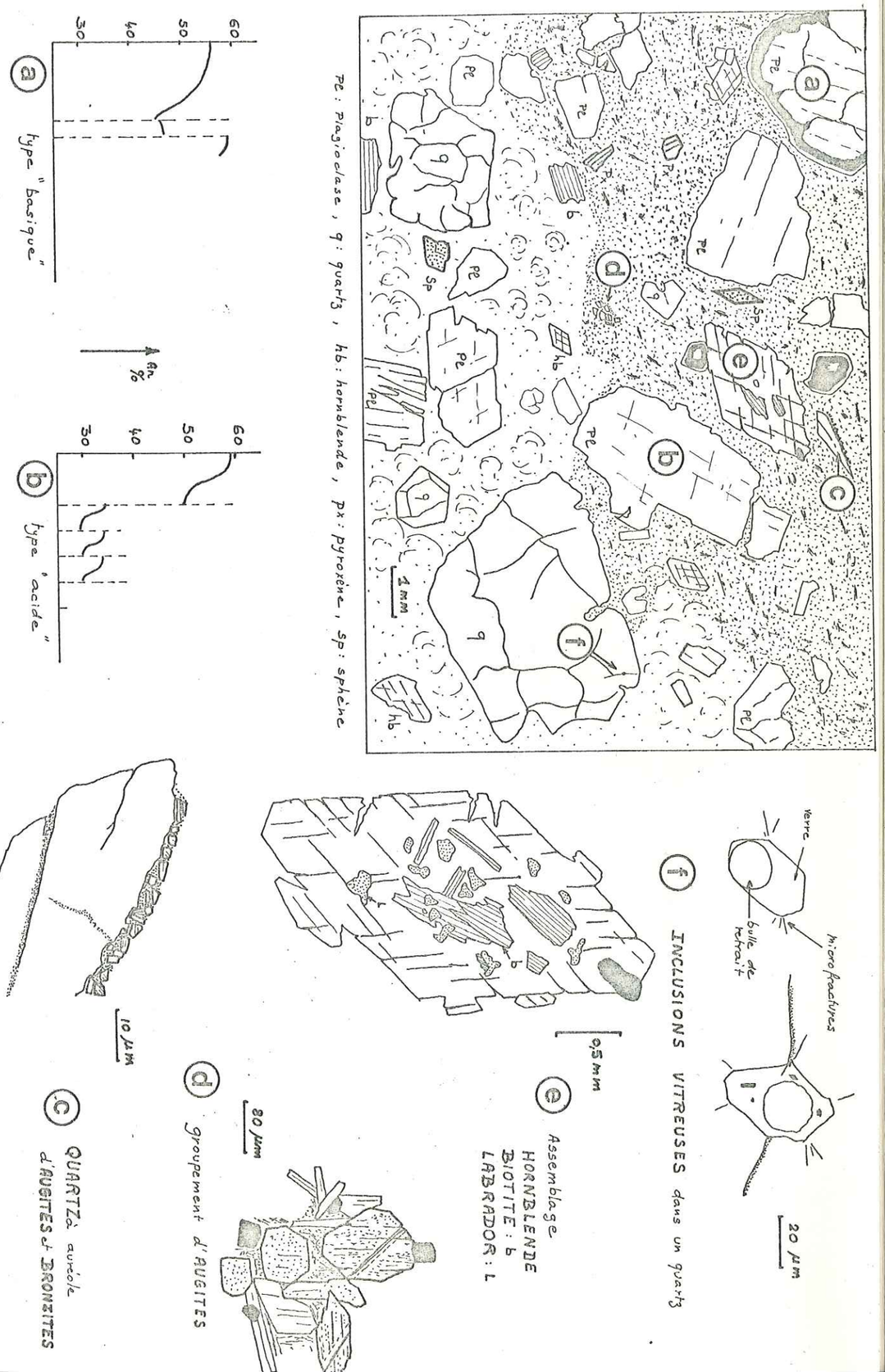


Fig 46 Les DACITES d'ABAK

La hornblende, de couleur verte et en cristaux automorphes, est très abondante. Des mesures systématiques à la platine universelle ont permis d'isoler deux familles :

- la première hornblende verte ($\alpha = 16°$, $2V^- = 84°$) est associée à la biotite et au plagioclase avec lesquels elle a cristallisé simultanément, bien que la biotite soit légèrement plus précoce que les deux autres (fig.46e). Cette association, présente dans les dacites d'Abak, a déjà été signalée par Demant (1971) dans les dacites de Sardaigne.

- la hornblende verte la plus courante ($2V^- = 70°$) se présente en petits cristaux (1/10 mm) dans la mésostase vitreuse. Postérieure à la première hornblende, elle était en équilibre avec le verre au moment de la mise en place des laves acides.

Vitrophyre de Kesjin (x)					Dacite d'Abak (y)				
SiO_2	51,12	Si	7,25	Z=8	SiO_2	50,08	Si	7,02	Z=8
Al_2O_3	4,99	Al^{IV}	0,75		Al_2O_3	6,36	Al^{IV}	0,98	
Fe_2O_{3T}	12,66	Al^{VI}	0,07		Fe_2O_{3T}	14,00	Al^{VI}	0,04	
MgO	14,22	Ti	0,12	X+Y=	MgO	13,59	Ti	0,11	X+Y=
CaO	11,12	Fe^{3+}	1,35	4,63	CaO	13,03	Fe^{3+}	1,46	4,50
Na_2O	1,18	Fe^{2+}	-		Na_2O	0,90	Fe^{2+}	-	
K_2O	0,59	Mg	3,02		K_2O	0,62	Mg	2,85	
TiO_2	1,12	Mn	0,07		TiO_2	1,11	Mn	0,04	
MnO	0,58	Ca	1,70	W=2	MnO	0,37	Ca	1,95	W=2
		Na	0,30				Na	0,05	
	97,58	Na	0,02	A=0,12		100,06	Na	0,18	A=0,28
		K	0,10				K	0,10	

Tableau XV - Analyses à la microsonde des hornblendes des laves acides miocènes.

L'étude des amphiboles peut apporter des indications sur le chimisme, la température et la pression du magma à partir duquel elles ont cristallisé (Westercamp, 1972) :

- la teneur en Al de l'amphibole croît et celles en Si et en Ca décroissent dans un magma de plus en plus basique,

- plus la température est élevée, plus l'amphibole se rapproche du pôle tschermakite,

- plus la pression est élevée, plus la proportion d'Al^{VI} est importante dans la formule structurale.

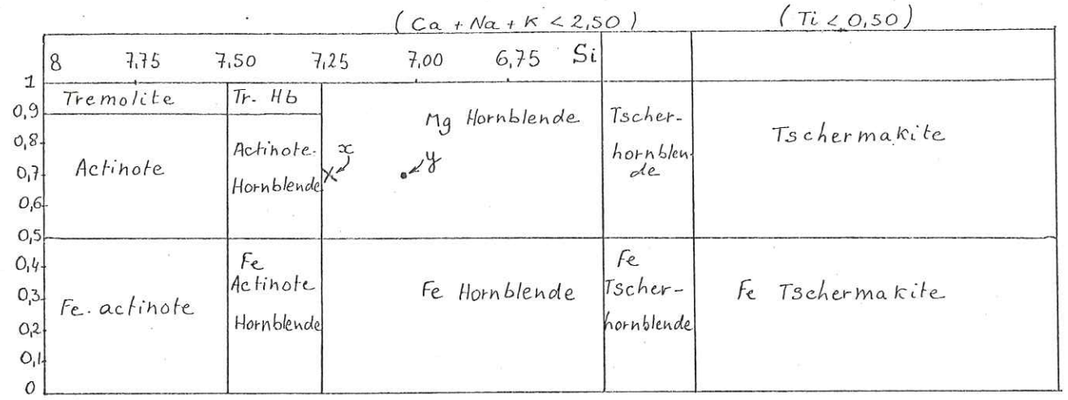


Tableau XVI - Place des hornblendes analysées dans la classification des amphiboles calciques et subcalciques de Leake (1971).

Les deux hornblendes vertes analysées, (x) et (y), sont des hornblendes magnésiennes mais (x) se rapproche du pôle actinote.
L'analyse (y), représentant la hornblende des assemblages biotite-labrador-amphibole, montre un enrichissement en Al^{++}, Al^{+++} et en tschermakite ainsi qu'un appauvrissement en Si par rapport à la hornblende banale postérieure (x). Ceci indique un magma plus basique ainsi qu'une température et une pression plus élevées lors de la cristallisation de (y). Une chute de pression et de température et une acidité croissante du magma permettraient ensuite la cristallisation de (x). Cette hypothèse est confirmée par l'étude du zonage du plagioclase (voir p. 129).

b) étude de la mésostase :

La mésostase vitreuse ou dévitrifiée est très abondante dans les dacites et rhyodacites.

- Dans les dacites de la zone d'Abak-Khatab, dômes-coulées de lave appauvrie en gaz par l'émission antérieure de tufs acides , le fond vitreux, de couleur noire ou grise, donne à la roche un aspect d'obsidienne porphyrique.

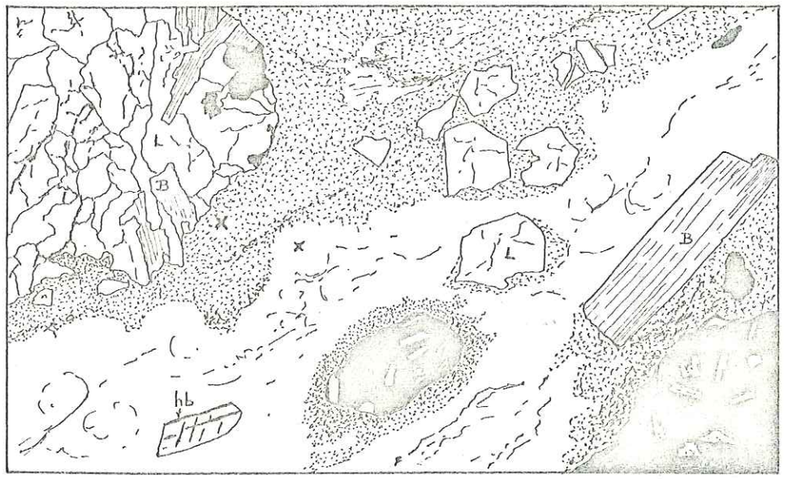
- Certaines coulées de rhyodacite de Seyedlar sont vitreuses ainsi que les pechsteins à sphérolites allongés, de bordure de dyke ou de base de coulée, de la zone du Qaranqu.

- Mais la plupart des dômes et dômes-coulées de dacite et de rhyodacite présentent une texture fluidale dévitrifiée ou microlitique fluidale. Très souvent, des zones blanchâtres et finement bulleuses, présentant parfois l'apparence de "flammes en galettes", soulignent la fluidalité à l'intérieur de la roche de teinte gris-rose ou rougeâtre. Ces zones sont très riches en tridymite (détermination en diffraction X).

Quatre analyses de verre ont été effectuées à la microsonde dans deux roches porphyriques vitreuses (fig. 48).

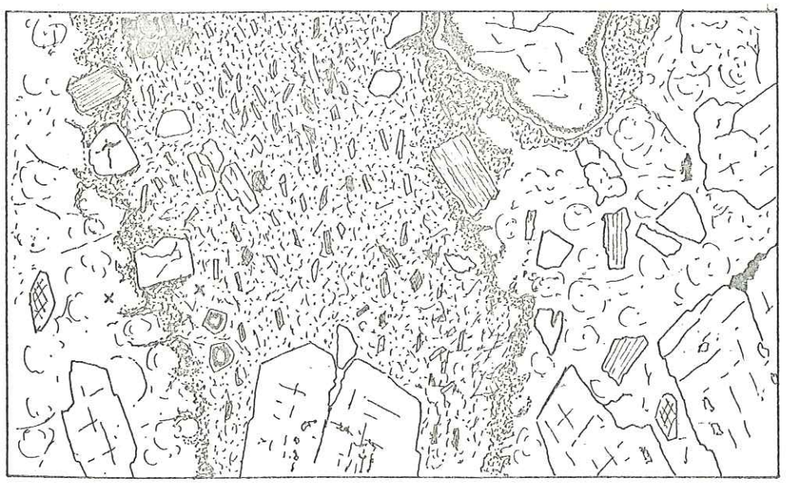
- la première est une dacite d'Abak qui présente un aspect de bandaïte (voir p. 124).

- la seconde (vitrophyre de Kesjin, p. 106) montre des zones vitreuses brunâtres (26 d) qui entourent les enclaves et les phénocristaux et dont la composition chimique est assez semblable à celle du verre clair (26 c) qui forme les pseudo-flammes de cette roche.



ⓐ Verre clair (26c) et verre brun (26d) dans le vitrophyre de Kesjin
B: Biotite, Hb: Hornblende, L: Labrador LN. X 35

(x) emplacement des analyses à la microsonde



ⓑ Verre clair (26a) et verre sombre (26b) dans les dacites d'Abak LN X 35

Fig 48 Le verre des rhyodacites et dacites

La différence principale résulte de la répartition hétérogène du sodium et du potassium bien que la teneur totale en alcalins reste à peu près identique d'un verre à l'autre.

Le chimisme rhyolitique de ces verres (à l'exception de l'analyse 26 b) est dû à la cristallisation primaire des minéraux ferromagnésiens et du plagioclase qui ont épuisé presque tout le calcium, le fer et le magnésium du magma.

Analyse du verre acide d'une dacite (Abak)											
(26 a) Verre clair						(26 b) Verre sombre					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	75,47	Q	34,43	Q	34,37	SiO_2	71,54	Q	27,94	Q	29,35
Al_2O_3	12,14	Or	20,62	Or	31,38	Al_2O_3	15,23	Or	6,97	Or	6,89
Fe_2O_3 T	0,24	Ab	39,52	Ab	30,67	Fe_2O_3 T	0,35	Ab	48,06	Ab 47,61	An 20
MgO	0,05	An	1,04	Biot	0,58	MgO	0,12	An	12,58	An 12,11	
CaO	0,21	Cor	0,30	-	-	CaO	2,94	Woll	0,49	Biot	0,93
Na_2O	4,67	Ens	0,12	-	-	Na_2O	5,68	Diop	0,64	Calc	0,72
K_2O	3,49	Mag	0,07	-	-	K_2O	1,18	Mag	0,07	-	-
TiO_2	0,02	Hem	0,15	-	-	TiO_2	0,03	Hem	0,25	-	-
-	-	Ilm	0,04	-	-	-	-	Ilm	0,06	-	-
	96,29		96,29		97,00		97,07		97,07		97,61
I, (3) 4, 1, '4 RHYOLITE ALCALINE						I, 4, 2, (4)5 RHYOLITE					CIPW Lacroix
ALKALI RHYOLITE						LEUCODACITE					Streckeisen

Analyse du verre acide du vitrophyre de Kesjin											
(26 c) Verre clair						(26 d) Verre brunâtre					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	74,96	Q	43,31	Q	43,84	SiO_2	74,63	Q	45,13	Q	45,62
Al_2O_3	12,35	Or	15,30	Or	22,72	Al_2O_3	15,34	Or	29,25	Or	41,64
Fe_2O_3 T	0,18	Ab	28,35	Ab 21,90	An 13	Fe_2O_3 T	1,04	Ab	12,27	An	4,08
MgO	0,36	An	3,97	An 3,20		MgO	0,07	An	4,66	Cor	5,53
CaO	0,80	Cor	2,58	Cor	2,16	CaO	0,94	Cor	5,89	Biot	0,81
Na_2O	3,35	Ens	0,90	Mg Chlor	1,16	Na_2O	1,45	Ens	0,17	Mag	0,80
K_2O	2,59	Hem	0,10	Ilm	0,18	K_2O	4,95	Mag	0,42	-	-
TiO_2	0,10	Ilm	0,17	-	-	TiO_2	0,01	Hem	0,61	-	-
-	-	Rut	0,02	-	-	-	-	Ilm	0,02	-	-
	94,69		94,69		95,16		98,43		98,43		98,48
I, 3, (1) 2, '4 RHYOLITE					CIPW Lacroix	I, 3, '2, 2 RHYOLITE					
RHYODACITE					Streckeisen	ALKALI RHYOLITE					

Tableau XVII - Analyses de verre dans les laves acides miocènes.

c) phénomènes de mélange et xénocristaux :

Des phénomènes de mélange entre laves de composition différente ont pu être mis en évidence dans certains faciès.

- Des enclaves encore pâteuses d'andésite peuvent être incorporées dans le magma acide en cours d'ascension (fig. 40). Les xénocristaux de labrador et de pyroxène (tableau XVII) présents dans ces rhyodacites à enclaves (dyke du Rud-e-Aydoghmush, vitrophyre de Kesjin) proviennent manifestement des fragments d'andésite.

- Certains faciès de Mah Kuh consistent en une lave andésitique (lattes de labrador, augite et quelques olivines) traversée par des zones vitreuses millimétriques. Ce verre acide, poncifié au voisinage des cristaux, contient de petites enclaves à structure doléritique et à minéralogie très particulière : lattes (1 mm) de plagioclase zoné (An 70-45) entourant des augites verdâtres (α = 44°, 2 V^+ = 56-58°) et de petites olivines iddingsitisées ; grandes baguettes (4 mm) d'orthopyroxène (limite hypersthène-bronzite, 2 V^- = 68-88°) ; rares cristaux d'amphibole verte à la périphérie des phénocristaux de plagioclase.

- Les dacites d'Abak (fig. 46 et 48 b) illustrent sans doute un mélange magmatique plus élaboré. Ces roches présentent un faciès de bandaïte avec alternance de zones claires et plus sombres :

  les zones claires, de composition rhyolitique ou rhyodacitique, contiennent des minéraux de type "acide" (quartz corrodé, andésine, biotite, hornblende) dans un verre perlitique de composition rhyolitique alcaline (analyse 26 a) ;

  les zones plus sombres présentent des plagioclases de type "basique" (voir p. 129), des augites (tableau XVII) et des orthopyroxènes de type bronzite (tableau XIX), dans un verre à composition plutôt dacitique (analyse 26 b). Les fragments de quartz présents dans ces zones sont entourés d'une auréole réactionnelle (fig. 46 c) d'augite et de bronzite (analysées à la microsonde).

Vitrophyre de Kesjin (b)					Dacite d'Abak (a)				
SiO_2	51,23	Si	1,88	Z=1,97	SiO_2	51,50	Si	1,89	Z=2,02
Al_2O_3	2,19	Al	0,09		Al_2O_3	2,97	Al	0,13	
Fe_2O_3 T	11,14	Fe	0,30		Fe_2O_3 T	8,92	Fe	0,25	
MnO	0,04	Mg	0,80		MnO	-	Mg	0,97	
MgO	14,64	Ca	0,75	W+X+Y =	MgO	17,68	Ca	0,65	W+X+Y =
CaO	19,04	Na	0,03	1,91	CaO	16,59	Na	0,03	1,92
Na_2O	0,44	K	0,01		Na_2O	0,47	K	0,01	
K_2O	0,16	Ti	0,02		K_2O	0,17	Ti	0,01	
TiO_2	0,88				TiO_2	0,50			
	99,76					98,80			

Tableau XVII - Analyses de xénocristaux d'augite dans les laves acides. (formule structurale basée sur 6 oxygènes)

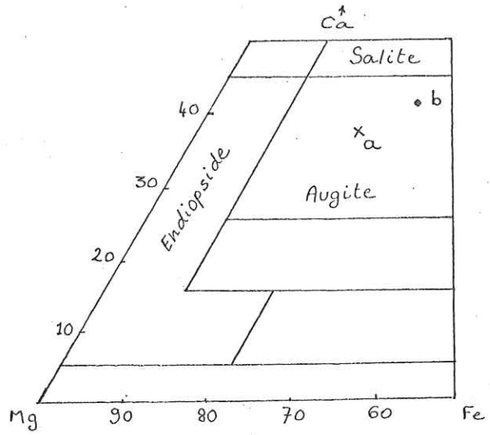


Figure 49 - Place des augites analysées dans la classification de Hess (1951).

Dacite d'Abak				
SiO_2	57,29	Si	1,99	Z= 2
Al_2O_3	1,24	Al	0,01	
Fe_2O_3 T	13,45	Al	0,03	
MgO	26,20	Fe	0,35	W+X+Y=
CaO	1,13	Mg	1,36	1,80
Na_2O	0,10	Ca	0,04	
K_2O	0,16	Na	0,01	
TiO_2	0,18	K	0,01	
	99,75			

Tableau XIX - Analyse d'un orthopyroxène. (formule structurale basée sur 6 oxygènes)

Une amphibole de la série édénite-pargasite (α = 25°, $2V^+$ = 130°), conservée en relique dans une hornblende verte, ainsi que des assemblages de quartz engrené ont été rencontrés dans une dacite de Khatab. Ces xénocristaux ont-ils été arrachés à des roches non volcaniques lors de l'ascension du magma acide ou représentent-ils des résidus de la fusion partielle d'un matériel crustal ?

Ils sont trop peu abondants pour que leur origine soit déterminée avec précision.

d) analyse chimique :

L'étalement des teneurs en silice observé dans les laves acides résulte principalement de la plus ou moins grande abondance de phénocristaux dans les roches analysées : ainsi la dacite d'Abak (analyse n° 26), riche en phénocristaux de plagioclase basique, présente des teneurs élevées en calcium et en aluminium et faibles en silice tandis que ses teneurs en alcalins et en magnésium sont celles d'une rhyolite.

Une seule analyse (n° 29) représente les importants volumes de laves acides et d'ignimbrites de la zone miocène du Qaranqu. De nombreuses analyses partielles en fluorescence X montrent cependant (chap. VI) que ce groupe se divise en roches pauvres en calcium (rhyodacites) et en laves plus porphyriques et enrichies en Ca (dacites).

(26) Dacite (Abak)						(27) Dacite (Khatab)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	60,85	Q	18,33	Q	22,03	SiO_2	65,80	Q	22,78	Q	25,30
Al_2O_3	16,05	Or	19,46	Or	20,86	Al_2O_3	15,55	Or	15,36	Or	9,78
Fe_2O_3	4,30	Ab	26,99	Ab 20,39)	An 46	Fe_2O_3	4,05	Ab	35,96	Ab 33,24)	An 29
FeO	0,25	An	19,60	An 17,72)		FeO	0,15	An	14,49	An 13,35)	
MgO	0,95	Diop	4,75	Biot	10,45	MgO	1,40	Cor	0,43	Biot	15,45
CaO	6,00	Ens	0,20	Calc	2,92	CaO	3,25	Ens	3,49	Hb	0,43
Na_2O	3,20	Hem	4,32	Ilm	0,66	Na_2O	4,25	Hem	4,05	Ilm	0,28
K_2O	3,30	Ilm	0,99	Mag	1,31	K_2O	2,60	Ilm	0,42	Ap	0,60
TiO_2	0,70	Sph	0,49	Ap	1,33	TiO_2	0,65	Rut	0,42	Eau	2,19
P_2O_5	0,55	Ap	1,34	Eau	3,86	P_2O_5	0,25	Ap	0,59	-	-
MnO	0,20	Eau	4,30	-	-	MnO	0,05	Eau	2,70	-	-
H_2O^+	2,90	-	-	-	-	H_2O^+	2,50	-	-	-	-
H_2O^-	1,40	-	-	-	-	H_2O^-	0,20	-	-	-	-
	100,65		100,77		101,53		100,45		100,71		100,62
(I) II, 4, 3, 3' DACITE					CIPW Lacroix	I (II), 4, 2(3), 4 RHYOLITE CALCO-ALCALINE					
RHYODACITE / DACITE					Streckeisen	DACITE					

(28) Rhyodacite (pechstein de Seyedlar)						(29) Rhyodacite (Rud-e-Aydoghmush)					
Analyse		Norme CIPW		Norme affinée		Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
SiO_2	69,90	Q	29,32	Q	30,13	SiO_2	70,90	Q	29,15	Q	29,64
Al_2O_3	13,75	Or	19,80	Or	27,84	Al_2O_3	14,25	Or	21,86	Or	30,73
Fe_2O_3	1,10	Ab	35,54	Ab 27,30)	An 11	Fe_2O_3	1,75	Ab	34,27	Ab 25,00)	An 22
FeO	0,15	An	5,81	An 3,51)		FeO	0,45	An	7,95	An 7,02)	
MgO	0,55	Cor	1,09	Cor	1,09	MgO	0,40	Cor	0,67	Biot	4,18
CaO	1,50	Ens	1,37	Biot	2,08	CaO	1,80	Ens	1,00	Ilm	0,72
Na_2O	4,20	Mag	0,09	Hb	2,44	Na_2O	4,05	Mag	0,16	Mag	0,62
K_2O	3,35	Hem	1,04	Ilm	0,28	K_2O	3,70	Hem	1,64	Ap	0,36
TiO_2	0,25	Ilm	0,47	Ap	0,60	TiO_2	0,50	Ilm	0,95	Eau	1,18
P_2O_5	0,25	Ap	0,59	Eau	5,21	P_2O_5	0,15	Ap	0,36	-	-
MnO	0,10	Eau	5,45	-	-	MnO	0,05	Eau	1,45	-	-
H_2O^+	5,00	-	-	-	-	H_2O^+	1,15	-	-	-	-
H_2O^-	0,45	-	-	-	-	H_2O^-	0,30	-	-	-	-
	100,55		100,46		100,56		99,45		99,46		99,45
I, '4, '2, (3)4 RHYOLITE CALCO-ALCALINE						I, 4, 2, 3-4 RHYOLITE CALCO-ALCALINE					
RHYODACITE						RHYODACITE					

Tableau XX - Analyses chimiques des laves acides "oligo-miocènes" et miocènes.

5° Comparaison entre ensembles basique et acide : étude du plagioclase :

L'ensemble "basique" regroupe les basaltes, les latite-andésites et les trachyandésites tandis que l'ensemble "acide" comprend les rhyodacites et les dacites. Ces deux types de roches volcaniques possèdent des histoires magmatiques différentes comme le montre la comparaison de leurs phénocristaux de plagioclase.

a) le plagioclase de l'ensemble basique (fig. 50) :

Il est toujours zoné et très souvent corrodé.

La corrosion peut revêtir trois aspects. Elle se manifeste soit :

- par une usure des angles du cristal qui lui donne une forme arrondie (a) ;
- par le développement à l'intérieur de celui-ci et selon une auréole périphérique d'une véritable éponge dans laquelle des ilôts du plagioclase initial sont entourés par un réseau très fin d'un plagioclase moins riche en anorthite ou de verre (b) ;
- par l'apparition de plages à contours diffus (c) dont le taux en anorthite est légèrement inférieur à celui du centre du cristal ("patchy zoning").

Les corrosions de type (a) et (b) résultent de la destruction totale du réseau cristallin tandis que le "patchy zoning" (c) correspond à un départ progressif du calcium sans destruction de la structure du cristal.

Le zonage a été étudié grâce à des mesures à la platine universelle sur des sections adéquates :

le coeur, parfois affecté par une corrosion de type (c), possède un taux d'anorthite variant entre An 50 et An 65. Il est entouré par une auréole moins basique présentant une corrosion de type (b). La dernière zone, étroite et limpide, est très riche en anorthite (jusqu'à An 70) ce qui est un caractère constant des plagioclases de l'ensemble basique.

Cette disposition peut parfois se répéter deux fois à l'intérieur du cristal.

La dernière auréole montre de fines inclusions tubulaires de verre disposées perpendiculairement aux faces du cristal qui représentent, soit des lacunes de cristallisation, soit une corrosion par la pâte (fig.50d).

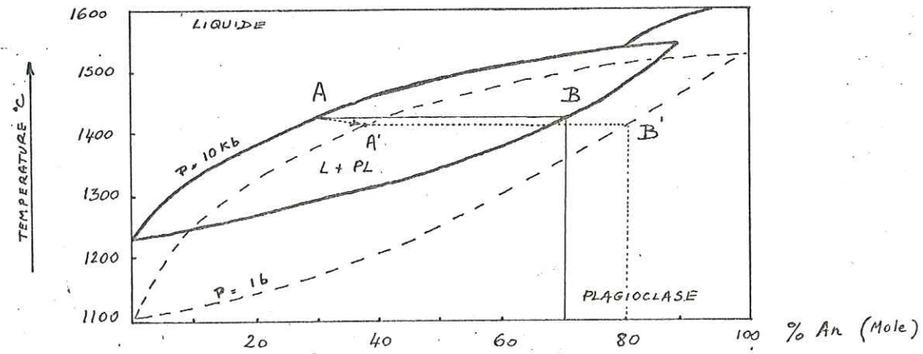


Figure 51 - Courbe de fusion des plagioclases en régime anhydre (Yoder, 1969).

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

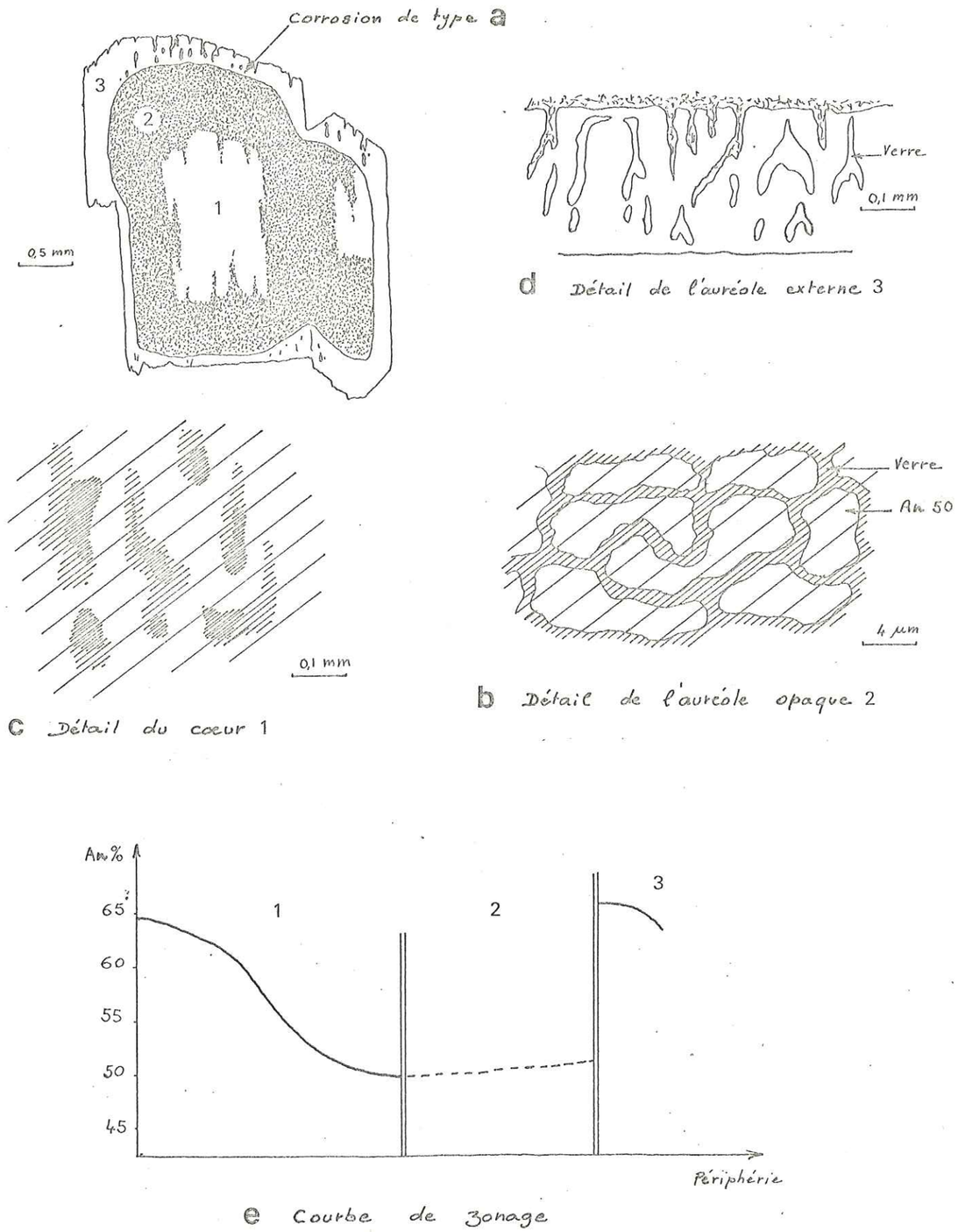


Fig. 50 PLAGIOCLASE DE L'ENSEMBLE BASIQUE

L'examen des courbes expérimentales de fusion d'un plagioclase (fig. 51) permet d'expliquer la hausse brutale de la teneur en anorthite dans l'auréole externe du labrador : en effet, en conditions anhydres ou sous-saturées en eau, un liquide de composition A donne un plagioclase An 70 à 10 kbar (B). Si la pression tombe brusquement à 1 kbar, c'est un plagioclase An 80 qui cristallisera (B'). En dehors des chutes de pression, la cristallisation est gouvernée par la baisse de température du magma : la composition du plagioclase reste alors sur la courbe du liquidus et le zonage est normal. La frange importante de corrosion peut s'expliquer par des gradients de concentration très élevés à l'interface cristal-liquide (voir paragraphe suivant).

En conclusion, le plagioclase de l'ensemble basique a cristallisé dans des conditions anhydres ou sous-saturées en eau. Sa croissance a d'abord été gouvernée par des baisses de températures du magma avant une chute assez brutale de pression (au moment de l'éruption ?) qui explique l'auréole externe plus riche en anorthite.

b) le plagioclase de l'ensemble acide (fig. 52 , 53 et 54) :

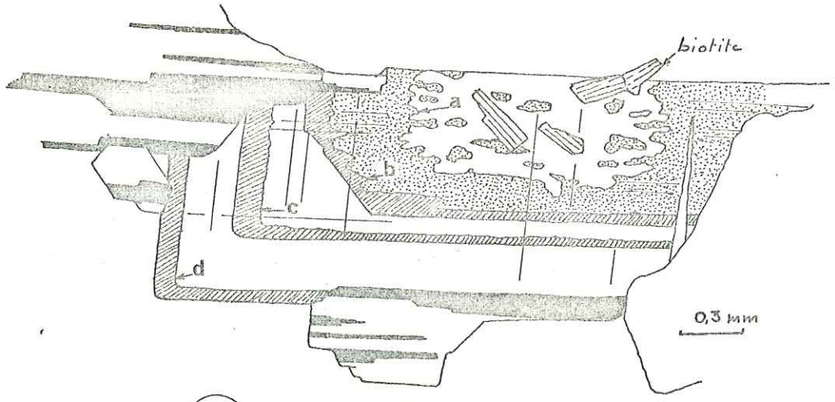
Sa courbe de zonage, très différente de celle du plagioclase de l'ensemble basique, présente deux zones distinctes : la zone centrale, à composition de labrador et souvent affectée par une corrosion en "patchy zoning", montre un passage brusque avec la large zone périphérique à composition d'andésine (fig. 52 b). Cette partie du cristal est caractérisée par une suite de petites oscillations rythmiques qui ne traduisent pas de grandes variations dans la teneur en anorthite : il s'agit d'un zonage de type oscillant, parfois accompagné d'un liseré de corrosion quand la différence de chimisme est plus marquée (fig. 53 b).

Le passage brutal de la zone centrale riche en An à un plagioclase plus acide peut s'expliquer par une baisse de pression en régime hydraté, tendance inverse de celle du régime anhydre (fig. 52 c).

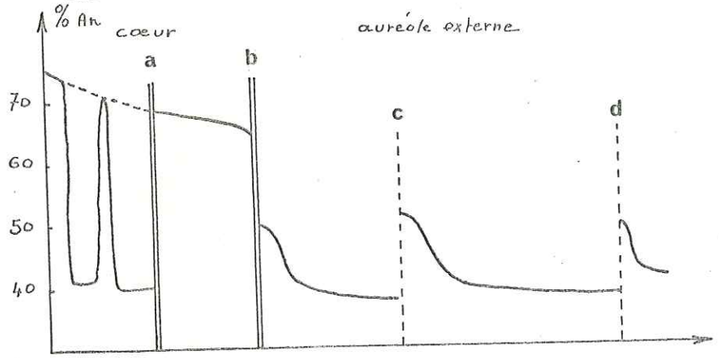
Par contre, le zonage oscillant de la zone périphérique du cristal résulte d'une cristallisation gouvernée par les gradients de concentration lorsque la chaleur perdue par le magma est égale à celle libérée par la cristallisation du plagioclase. Ainsi, à température constante, la croissance du cristal est contrôlée par la composition du bain silicaté à l'interface liquide-cristal (Pringle et al., 1974). La fig. 53 c illustre l'histoire d'une oscillation : la croissance rapide (1 et 2) du plagioclase provoque un appauvrissement en Si, Al et Ca du liquide de l'interface et il se crée dans ce dernier des gradients de concentration pour ces différents éléments. En même temps, la teneur en An du plagioclase décroît jusqu'à ce que le système soit à nouveau en équilibre (3). Lorsque les gradients sont détruits, le cycle recommence (4) mais lorsqu'ils sont trop élevés, les éléments du plagioclase nouvellement formé ont tendance à revenir dans le liquide de l'interface et il y a résorption (5).

L'étude à la microsonde nous a permis de visualiser la répartition du Na et du Ca à l'intérieur d'un cristal zoné de l'ensemble acide et de vérifier les

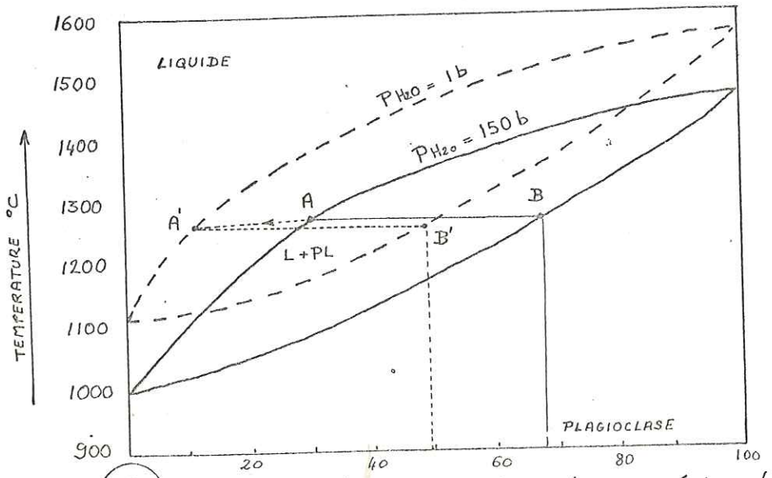
Fig: 52 PLAGIOCLASE DE L'ENSEMBLE ACIDE



(a) Section perpendiculaire à pg1 [100]

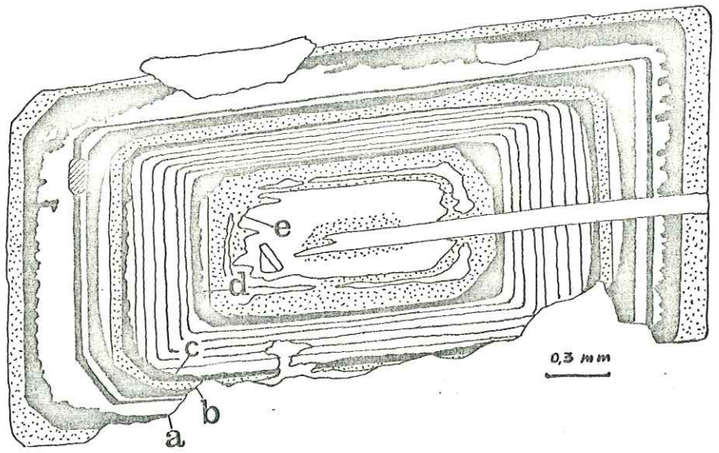


(b) Courbe de zonage

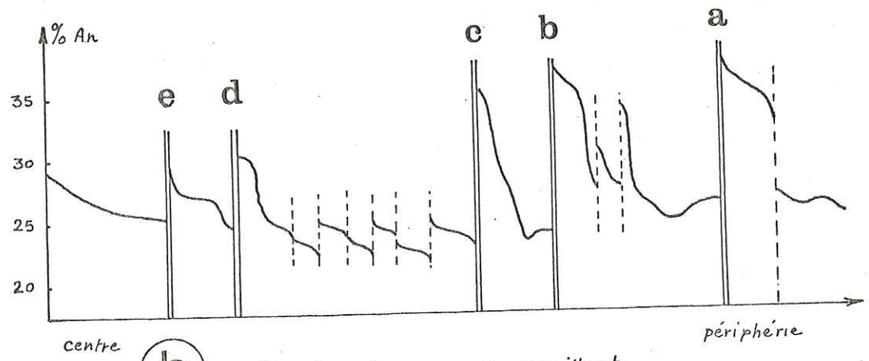


(c) Courbe de fusion des plagioclases, régime hydraté (YODER 69)

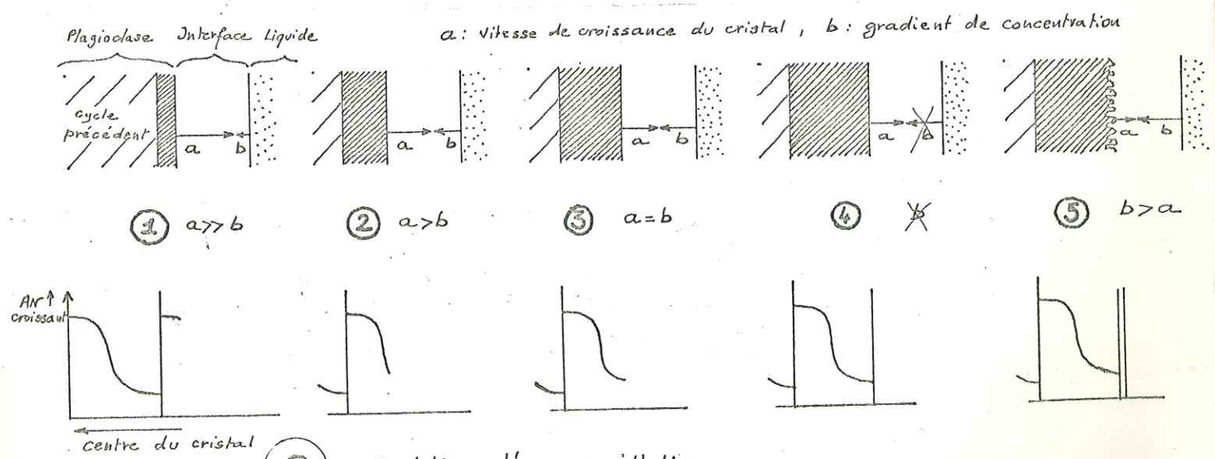
Fig: 53 PLAGIOCLASE DE L ENSEMBLE ACIDE



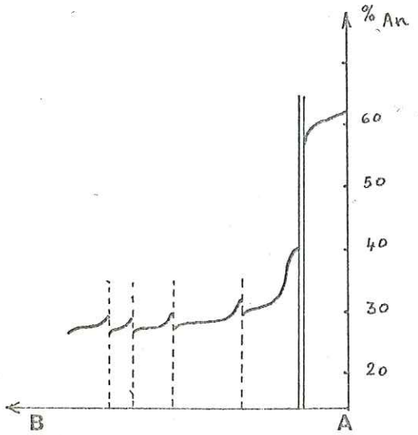
(a) Section perpendiculaire à pg1 [100]



(b) Courbe de zonage oscillant

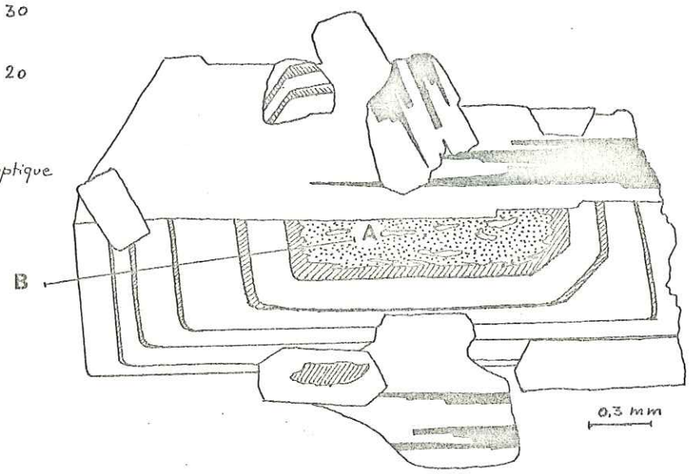


(c) Evolution d'une oscillation

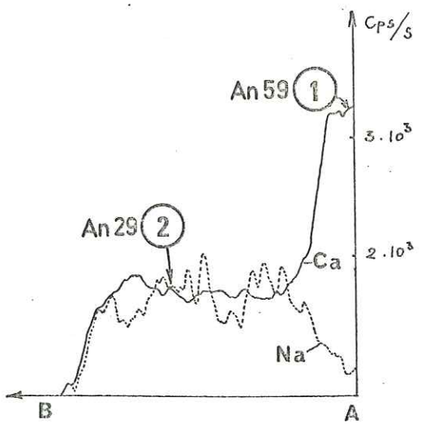


Courbe de zonage méthode optique

Fig: 54 Comparaison entre les courbes de zonage obtenues au microscope et à la microsonde



Section perpendiculaire à pg1 [100]



courbe de zonage microsonde

		Coups par seconde	R	CaO %
Ca	1	33019	$3,6.10^{-4}$	11,82
	2	16982	$3,6.10^{-4}$	6,05

		Coups par seconde	R	Na_2O %
Na	1	901	$5,3.10^{-3}$	4,71
	2	1271	$5,3.10^{-3}$	6,68

résultats obtenus par la méthode optique (fig. 54). Le zonage oscillant de la périphérie du plagioclase, portant sur des variations trop faibles du taux en anorthite, n'apparaît pas lors d'un balayage du cristal. Les irrégularités secondaires de la courbe du Na sont dues à la grande mobilité de cet élément, ce qui le rend difficile à doser par cette méthode.

c) conclusions (fig 55 et 56) :

Tandis que les teneurs en silice augmentent régulièrement des basaltes alcalins aux rhyodacites, l'étude minéralogique montre une coupure importante entre les laves de l'ensemble basique (basaltes, latite-andésites, trachyandésites) et celles de l'ensemble acide (dacites et rhyodacites).

Dans l'ensemble basique, la minéralogie est de type alcalin : l'olivine est présente dans toutes les laves de ce groupe sans auréole réactionnelle, l'orthopyroxène, à l'exception d'un basalte de Khatab, est toujours absent et l'analcime apparaît dans les termes les plus basiques. La courbe de zonage du plagioclase indique des conditions sous-saturées en eau ou anhydres.

L'apparition d'amphibole et de biotite dans les trachyandésites terminales peut alors sembler paradoxale, mais il faut remarquer que ces deux minéraux hydratés ne se présentent jamais, comme l'olivine ou le pyroxène, en inclusion dans le plagioclase. L'apparition de conditions hydratées dans le magma semble donc assez tardive et liée à la cristallisation finale de tridymite, peut-être sous l'influence du magma acide de composition rhyodacitique.

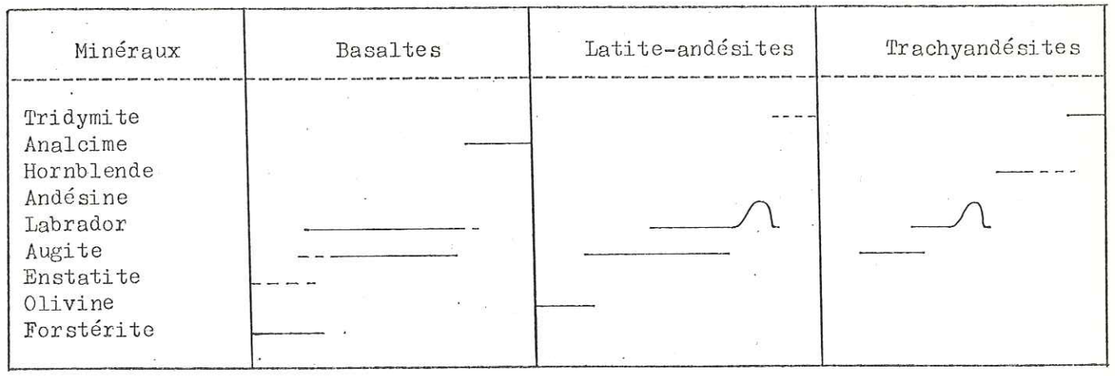


Figure 55 - Evolution de la cristallisation dans l'ensemble basique.

Dans l'ensemble acide, la courbe de zonage du plagioclase indique des conditions de cristallisation hydratées pour les premiers minéraux formés avant une baisse brutale de pression suivie par une longue période où température et pression demeurent relativement constantes.

On peut donc imaginer un premier réservoir dans lequel syncristallisent labrador, hornblende et biotite magnésiennes. La baisse de pression traduirait ensuite la mise en place d'une chambre magmatique superficielle où cristallisent oligoclase-andésine et hornblende moins magnésienne, le quartz n'apparaissant que dans certains faciès (zone d'Abak-Khatab).

Des mélanges dans les chambres magmatiques superficielles entre laves de l'ensemble basique et de l'ensemble acide se traduisent par l'apparition de xénocristaux (plagioclase de type anhydre et augite) et par la cristallisation d'un orthopyroxène (bronzite). Ces phénomènes indiquent la contemporanéité des émissions de deux types magmatiques bien différents et probablement indépendants (chap. VI, p. 217).

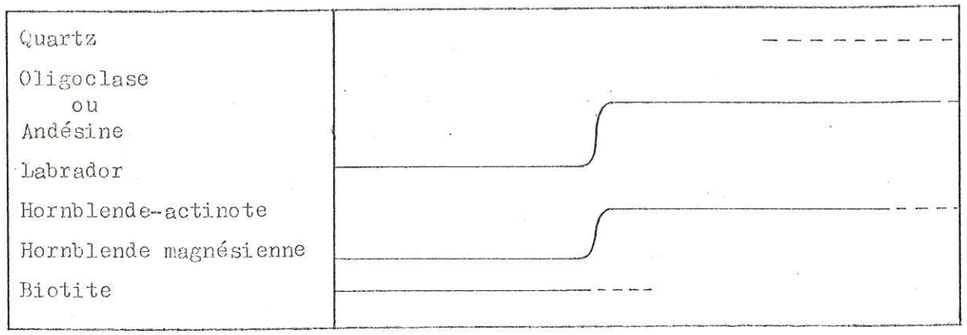


Figure 56 -Evolution de la cristallisation dans l'ensemble acide.

V - PERIODE PLIOCENE :

Après l'importante phase volcanique d'âge Aquitanien-Burdigalien, toute activité éruptive cesse jusqu'à la fin du Miocène. Au début du Pliocène, des tufs acides témoignent d'une reprise locale de l'activité volcanique avant l'émission de basaltes à la faveur de quelques grandes fractures.

A - Les tufs acides :

Ce niveau de 10 à 15 m d'épaisseur se localise à la partie inférieure des conglomérats fluviatiles qui marquent dans la région la base de la série pliocène.

Au Sud-Est de Pol-e-Dokhtar, le long de l'ancienne route de Téhéran, on peut observer quelques bancs clairs formés d'une roche brun-rose riche en fragments centimétriques de ponce et contenant quelques petits fragments de basalte. Ses caractères sont identiques à ceux des coulées de ponces du volcanisme miocène.

Plus au Sud, vers Qareh Ori, ce niveau est constitué d'une accumulation de petites ponces arrondies, sans stratification visible, mais qui présente les caractères d'une retombée aérienne.

Au Sud-Est et au Nord-Ouest du volcan miocène de Kuh-e-Qareh Ziarat, ces tufs à ponces sont très remaniés et intercalés avec des cailloutis. Ils forment un niveau d'épaisseur métrique très redressé (pendage de 40 °) le long des grandes failles N 20 de la partie sud du Qaflan Kuh.

L'étude pétrographique montre une grande richesse en ponces filées, de taille millimétrique à centimétrique. Les cristaux présents sont des plagioclases riches en An (An 50 ?) et zonés, des biotites verdâtres, quelques amphiboles vertes et oligoclases. De rares fragments de basalte à iddingsite et augite se trouvent dans ces tufs à ponces dont le ciment est souvent riche en calcite (remaniement postérieur).

En résumé, une petite éruption de caractère ignimbritique (coulée de ponces) avec des retombées de ponces associées s'est produite au Sud du Qaflan-Kuh au début du Pliocène (fig. 57). Les failles bordières du graben pliocène de Qareh Ori ont dû jouer un rôle actif dans la localisation de cette éruption. Les produits émis ont été plus ou moins remaniés par les épandages fluviatiles postérieurs à leur dépôt.

Une reconnaissance géologique dans le Bozqush avec M. Lotfi et M. Sabzehi, du G. S. I., nous a permis de retrouver ces tufs acides remaniés le long de la bordure nord de cette chaîne. Ils étaient associés à une coulée de basalte et, un peu plus haut dans la série pliocène, avec un niveau massif d'ignimbrite de 40 m d'épaisseur. Nous n'avons malheureusement pas de données sur la composition chimique de ces roches acides.

Les niveaux de cinérite intercalés à la partie supérieure de la série plio-quaternaire du bassin de Sareskand témoignent des premiers épisodes explosifs du massif volcanique du Sahand (P. Bordet, 1971).

B - Les basaltes :

Une dizaine d'affleurements de basaltes, d'âge pliocène ou supposé tel, ont été découverts dans la région étudiée (fig. 57).

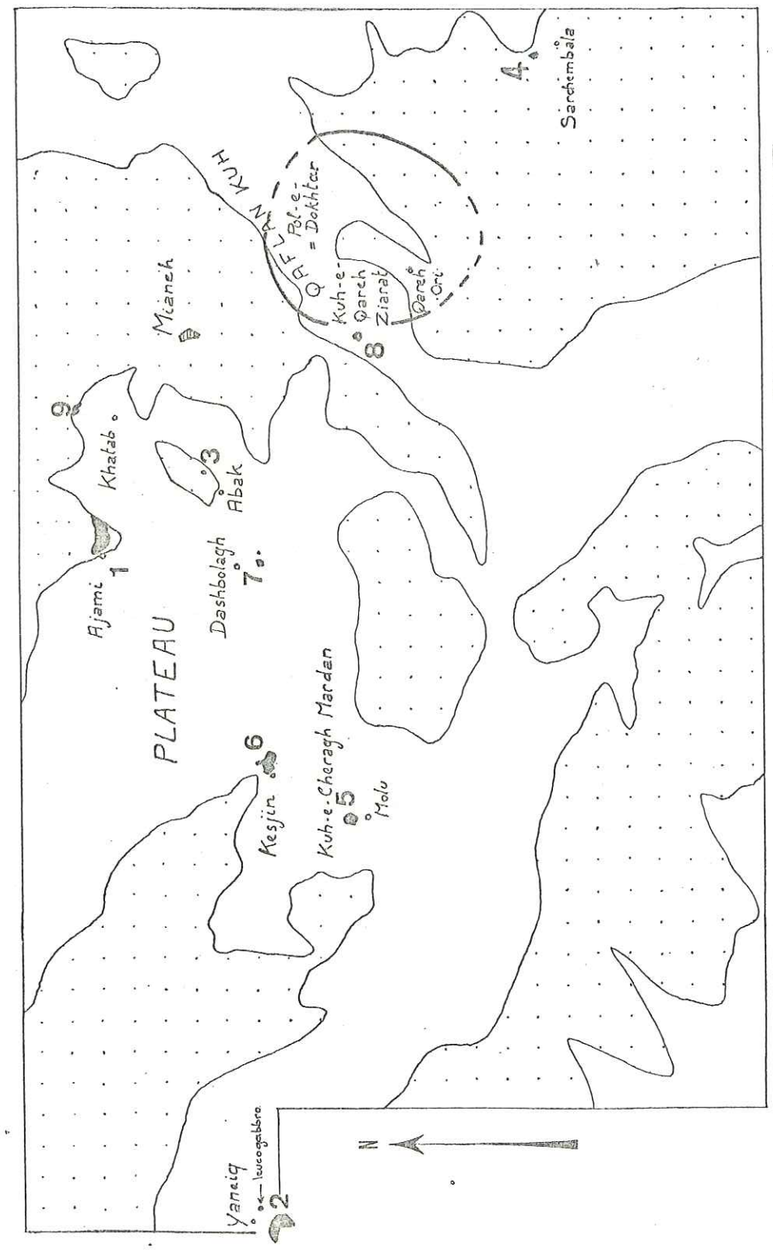


Figure 57 - Situation du volcanisme pliocène de la région de Mianeh
(les numéros renvoient au texte)

(1) Le meilleur exemple en est fourni par la coulée d'Ajami, en bordure de la grande route de Tabriz à Téhéran. Il s'agit en fait de deux coulées superposées dont l'épaisseur totale peut dépasser 50 m et dont l'extension visible est d'environ 2,5 km. Le pendage de la coulée supérieure est de 15° vers le Nord-Ouest et sa surface chaotique évoque celle d'une cheire hérissée de quelques tumuli. Ces basaltes sont intercalés dans une série de cailloutis pliocènes remplissant un petit graben individualisé dès l'Oligocène. Un paléosol rougeâtre souligne la base de la coulée inférieure tandis que des bombes en fuseau permettent de localiser le point d'émission vers l'Est. Il n'existe pas de prismation bien marquée et seul l'aspect laminaire de la base de la coulée apparaît nettement.

La roche est très sombre et massive avec quelques cristaux millimétriques d'olivine visibles à l'oeil nu. En lame mince, les olivines, souvent automorphes et plus ou moins corrodés, baignent dans une pâte microlitique formée de lattes de labrador et de cristaux d'augite.

(2) Une autre coulée basaltique d'extension kilométrique se trouve à la limite occidentale de la région étudiée, vers le village de Yaneiq. Elle forme un plateau à 2 000 m d'altitude qui recouvre les marnes gypsifères miocènes plus ou moins plissées et possède un pendage de 25° vers le Sud-Ouest.

La roche sombre, massive et bulleuse montre à l'oeil nu une texture doléritique. En lame mince, les nombreuses olivines (forstérite en diffraction X), de taille semi-millimétrique et iddingsitisées sur leurs bordures, sont prises dans un fond doléritique formé de cristaux trapus de labrador entre lesquels ont cristallisé de petites augites.

A 1 km à l'Est de cette coulée basaltique, nous avons observé avec P. Bordet (été 1973) une petite intrusion d'aspect granodioritique, d'environ 200 m de diamètre, qui traverse les marnes gypsifères miocènes. La bordure du massif est formée d'une roche claire aphanitique tandis que son centre est constitué d'une roche grenue verdâtre. La lame mince y montre des labradors (An 65) très zonés, en grandes lattes engrenées, associés à de l'augite poecilitique, parfois totalement ouralitisée en petites aiguilles d'actinote, à de l'iddingsite et à de la magnétite en grands cristaux corrodés. Des plages de quartz apparaissent entre les cristaux de plagioclase tandis que la calcite est assez abondante.

Le faciès de bordure présente au contraire une texture lavique avec phénocrisde labrador et d'augite, ces derniers presqu'entièrement transformés en nids d'amphibole vert-jaune, dans une mésostase très finement cristallisée de plagioclase et d'actinote.

La bordure de cette intrusion subvolcanique peut être interprétée, soit comme une "chilled margin", soit plus probablement comme une première montée de magma. La seconde venue aurait cristallisé plus lentement en métamorphisant sa chape volcanique et aurait subi elle-même un certain autométamorphisme (présence d'actinote et de calcite).

La géochimie (chap. VI, p. 219) met en évidence la liaison de ces "leucogabbros" avec les basaltes voisins dont ils représenteraient un faciès à tendance cumulative. D'après les analyses partielles en fluorescence X, leur composition chimique se rapprocherait de celle des tholéiites, ce qui s'explique minéralogiquement (présence de quartz, rareté de l'olivine).

(3) Dans un graben au Nord d'Abak, un petit neck basaltique traverse les cailloutis pliocènes.

(4) Tout à fait au Sud-Est de la région étudiée, à proximité du village de Sarchembala, un pointement basaltique à prismation horizontale apparaît en bordure du bassin pliocène de la plaine de Zanjan. La roche, très sombre, présente en lame mince de nombreuses olivines, automorphes et très fraîches, dans un fond de microlites de plagioclase et de petits phénocristaux d'augite.

Nous avons également attribué un âge pliocène à certains basaltes du Plateau, à cause de leur position stratigraphique terminale et de leur similitude pétrographique avec les roches examinées ci-dessus.

(5) Ainsi, le sommet de Kuh-e-Cheragh Mardan (2 165m), au dessus du village de Molu, est formé d'un pointement de basalte vacuolaire d'aspect doléritique qui recouvre les latite-andésites et les calcaires du Burdigalien. En lame mince, de grands phénocristaux de labrador (An 68), zonés ou finement corrodés, sont associés à des cristaux millimétriques d'olivine iddingsitisée et d'augite dans une mésostase interstitielle vitreuse ou très finement cristallisée.

(6) De l'autre côté de la gorge du Rud-e-Qaranqu, au village de Kesjin, une coulée de basalte bulleux, d'aspect doléritique, recouvre les ignimbrites du Miocène. Sa composition minéralogique est identique à celle du basalte de Kuh-e-Cheragh Mardan.

(7) Plus en aval de la vallée du Qaranqu, vers le village de Dashbolagh, une petite coulée de basalte microlitique, très sombre et massif, est associée à un neck prismé traversant les rhyolites porphyriques, également prismées, de l'Oligocène. Ces basaltes présentent en lame mince quelques grandes olivines (2-3 mm), très fraîches, et quelques phénocristaux de labrador et d'augite dans un fond très finement cristallisé de labrador, augite, magnétite et serpentine.

(8) Peut-être les basaltes doléritiques et bulleux, riches en grandes olivines, que l'on trouve au sommet de Kuh-e-Qareh Ziarat sont-ils à rapprocher de ceux de Cheragh Mardan.

(9) L'âge pliocène d'une coulée autobréchifiée recouvrant au Nord les laves oligo-miocènes de Khatab est plus hypothétique. En effet, les analyses partielles en fluorescence X montrent que la composition chimique de cette roche se rapproche autant de celle des basaltes pliocènes que de celle des andésites oligo-miocènes. En lame mince, de grandes olivines iddingsitisées et de nombreuses augites baignent dans une mésostase microlitique dont l'orientation a été perturbée par une seconde venue lorsque la lave était déjà cristallisé. Il en résulte un découpage de toute la coulée en petits blocs jointifs.

Analyse chimique :

Les 15 analyses partielles effectuées en fluorescence X mettent en évidence l'homogénéité de la composition chimique des basaltes pliocènes (chap. VI, fig. 96). Une seule analyse chimique globale a été réalisée dans le basalte d'Ajami qui apparaît, dans la classification CIPW-Lacroix, comme un basalte alcalin à néphéline normative. Ce léger déficit en silice a été compensé dans la norme affiné e par la fabrication de 9 % d'analcime ce qui entraîne une sous-saturation apparente dans la classification de Streckeisen (téphrite à olivine ou basanite). Nous attribuerons à ces roches, identiques aux basaltes de l'Oligo-Miocène, le nom de basalte alcalin à olivine.

(30)	Basalte (Ajami)				
	Analyse		Norme CIPW		Norme affinée	
	SiO_2	48,00	Or	5,32	Or	5,68
	Al_2O_3	16,30	Ab	29,51	Ab 19,25 } An 55	
	Fe_2O_3	4,60	An	25,21	An 23,49 }	
	$Fe^{2}O$	4,40	Neph	0,98	Anal	8,83
	Mg O	8,70	Diop	12,93	Aug	23,62
	Ca O	9,40	Hed	1,38	Mg Ol	10,39
	Na_2O	3,70	For	10,98	Ilm	2,06
	K_2O	0,90	Fay	1,49	Mag	4,15
	TiO_2	1,15	Mag	6,67	Ap	1,21
	P_2O_5	0,50	Ilm	2,18	Eau	0,85
	MnO	0,15	Ap	1,18	-	-
	H_2O^+	1,50	Eau	1,80	-	-
	H_2O^-	0,30	-	-	-	-
		99,60		99,63		99,53
CIPW-Lacroix	III, 5, 3', 4(5) BASALTE					
Streckeisen	BASANITE					

Tableau XXI - Analyse chimique d'un basalte pliocène.

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

Chapitre IV - M E T A M O R P H I S M E

I - LE METAMORPHISME D'ANABOLAGHI

II - LE METAMORPHISME THERMIQUE M

III - LE METAMORPHISME HYDROTHERMAL m

En dehors du métamorphisme ancien du socle d'Anabolaghi, deux phases majeures d'âge tertiaire ont été distinguées :

- Phase M : métamorphisme thermique d'âge sans doute éocène terminal ;
- Phase m : métamorphisme hydrothermal oligocène inférieur.

Le métamorphisme de contact lié à la mise en place des granophyres, considéré comme un phénomène annexe du magmatisme oligocène, n'a pas été étudié ici (cf. chap. III, p. 80).

I - LE METAMORPHISME D'ANABOLAGHI :

Le socle d'Anabolaghi, réputé d'âge précambrien, est situé à l'extrême Sud-Ouest de la région cartographiée (chap. II, p. 10), (fig. 58). A l'Ouest des migmatites de Takan, qui ne sont pas étudiées ici, apparaît une puissante série d'amphibolites avec intercalations de gneiss et de cipolins.

A - Les amphibolites :

Deux phases successives de métamorphisme ont pu y être distinguées :

- une première phase où se développent des minéraux sans orientation particulière ; nous avons observé les paragenèses suivantes :

  Diopside + hornblende verte + plagioclase très riche en An, maclé Péricline + sphène + épidote + quartz, dans une roche présentant un litage antérieur au métamorphisme,
  Hornblende bleu-vert + pistacite + diopside + andésine + sphène, probablement dans une ancienne roche volcanique, un peu plus haut dans la série.
  D'anciens gabbros, très sombres et massifs, sont transformés en un assemblage de Hornblende bleu-vert + pistacite.
  Des amphibolites à almandin sont également fréquentes et semblent représenter d'anciennes volcanites basiques.

  La syncristallisation de diopside et de hornblende avec l'épidote est caractéristique des stades faible et moyen du faciès amphibolite de haute pression (type Barrow).

- une deuxième phase se traduit par l'apparition d'une schistosité et le développement de la paragenèse suivante :

  Trémolite + épidote + calcite + quartz.

B - Les cipolins :

Figure 59 - Grenat (G) et hédenbergite (H) dans un marbre d'Anabolaghi.
(C : calcite, S : sphène, F : feldspath potassique détritique, q : quartz)

En relation avec la première phase de métamorphisme statique, des minéraux différents se développent suivant la lithologie initiale. On trouve des lits épidotisés, d'anciens lits gréseux à : quartz + microcline + diopside + pistacite ; et des lits carbonatés à : calcite + hédenbergite + grenat (fig. 59).

Des boudinages et des plis d'entraînement apparaissent postérieurement dans les cipolins.

C - Les gneiss :

Anciennes roches détritiques à feldspath potassique hérité, ils présentent des recristallisations de quartz + microline et montrent parfois un début de migmatisation.

D - Les ultrabasites :

Ces roches ne semblent avoir subi que la seconde phase de métamorphisme :

- Les péridotites sont totalement serpentinisées ou transformées en faciès à talc + actinote, dont les cristaux peuvent atteindre plusieurs centimètres.
  Une harzburgite présente encore des restes de bronzite non altérée dans un fond d'antigorite + ripidolite + calcite.

En résumé, l'épaisse séquence de volcanites basiques à intercalations sédimentaires d'Anabolaghi a subi un métamorphisme statique de haute pression sous le faciès amphibolite, pouvant aller jusqu'à un début de migmatisation dans les gneiss associés. Des intrusions ultrabasiques se seraient ensuite mises en place avant une phase métamorphique de faciès schistes verts, sans doute liée à des mouvements tectoniques.

Ces conclusions, qui reposent sur l'étude d'un secteur très restreint, demanderaient à être vérifiées par un travail plus complet sur les roches métamorphiques de la région de Takab, plus au Sud. De même, il est impossible de proposer ici un âge pour les deux phases de métamorphisme distinguées, bien qu'elles soient probablement antérieures au Paléozoïque Supérieur.

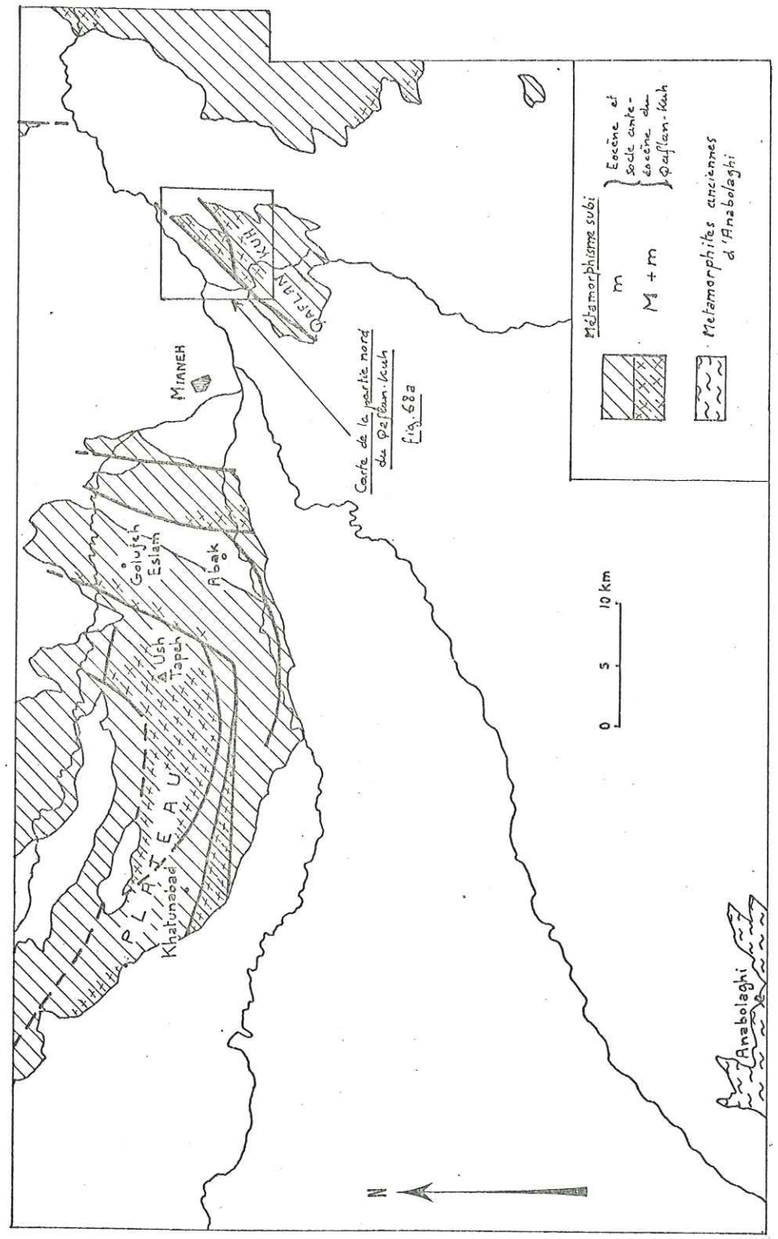
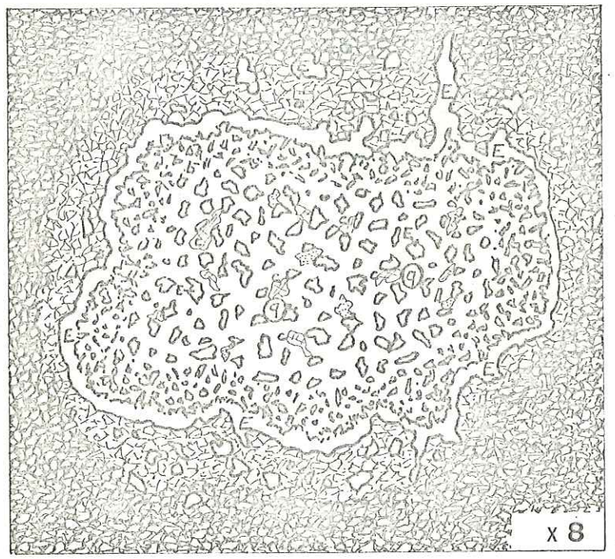


Figure 58 - Situation des roches métamorphiques de la région de Mianeh

II - LE METAMORPHISME THERMIQUE M :

A - Localisation :

Les roches de la base de la séquence volcanique éocène sont fréquemment transformées en cornéennes grises ou vert sombre et en faciès épidotisés. Ces niveaux indurés apparaissent à la faveur du découpage en horsts et grabens dû aux phases tectoniques postérieures (fig. 58).



Ainsi, dans le horst de Khatunabad, les coulées et les tufs de l'Ensemble Inférieur de l'Eocène sont métamorphisées : cornéennes grises où l'on reconnaît les anciennes textures fluidales ou porphyriques (phénocristaux de sanidine) ; cornéennes tachetées, de couleur sombre, où se développent des yeux clairs de taille centimétrique (fig. 60).

Figure 60 - Tuf métamorphique tacheté (Khatunabad).
(E : épidote, C : calcite, q : fond quartzo-albitique)

Sur le Plateau (Ush Tapeh) les coulées andésitiques sont très indurées et localement transformées en cornes verdâtres riches en épidote.

Ce dernier faciès est seul à apparaître dans le horst de Golujeh Eslam : les latites porphyriques sont par endroits transformées en cornéennes chloritisées et épidotisées où se développent des "nids" de quartz, calcite et grandes lamelles d'hématite.

Le horst à l'Est d'Abak montre une alternance typique de cornes claires (anciennes rhyolites et rhyodacites) et de cornes gris-vert (anciennes latites) qui passent vers le haut, par l'intermédiaire de faciès faiblement épidotisés, à l'Ensemble Inférieur non métamorphique.

Mais c'est dans la chaîne du Qaflan-Kuh que nous pouvons mesurer le mieux l'intensité du métamorphisme M. Là, en effet, le socle dévono-triasique et une grande partie de l'Ensemble Inférieur de l'Eocène qui le surmonte sont transformés en une série d'amphibolites, de marbres, de quartzites et de cornéennes dont l'épaisseur est d'ordre kilométrique (fig. 3). Malheureusement, d'importantes failles recoupent ces niveaux tandis que le diaclasage postérieur couvre cette partie du Qaflan-Kuh d'un manteau d'éboulis. Une zonation d'ensemble du métamorphisme peut cependant être discernée (fig.68a).

B - Caractères généraux :

- Le métamorphisme est statique et nullement lié à une schistosité ou un plissement quelconques : les minéraux se développent en taches diffuses, sans orientation ; la stratification originelle, le litage des tufs ou la fluidalité des coulées acides sont encore bien visibles.

- Il est régional : partout présent dans la région étudiée vers la base de la série éocène, il est indépendant des intrusions d'âge oligocène ; les granophyres développent d'ailleurs, pour les plus profonds d'entre eux, une auréole de métamorphisme de contact dont l'extension ne dépasse pas quelques dizaines de mètres (chap. III, p. 80).

- Les conditions de température et de pression seront précisées après l'étude des paragenèses minérales rencontrées ; on peut cependant déduire des observations de terrain que le flux thermique était très élevé tandis que la pression lithostatique ne dépassait sans doute pas 1 kbar : en effet, l'épaisseur de la série volcanique non affectée par le métamorphisme n'excède jamais 2 000 mètres.

- Age : ce métamorphisme est postérieur à l'activité volcanique qui a donné la séquence latites-roches acides de l'Ensemble Inférieur éocène qu'il affecte, et antérieur au découpage en horsts et grabens qui a fait affleurer ce dernier.

Le flux thermique pourrait donc être contemporain des émissions volcaniques de l'Ensemble Moyen ou Supérieur de l'Eocène et/ou précurseur du magmatisme acide oligocène, avant la phase tectonique de l'Oligocène inférieur.

Il est d'ailleurs probable que ce métamorphisme se soit produit en plusieurs pulsations dont la chronologie est évidemment difficile à préciser.

C - Etude pétrographique :

I° Structure des roches métamorphiques :

a) les anciennes volcanites :

Le terme de cornéenne est ici utilisé dans un sens descriptif, pour définir un état d'induration qui n'est pas nécessairement lié à un métamorphisme de contact.

Les roches volcaniques métamorphisées lors de la phase M sont grises ou vert sombre, à cassure esquilleuse ; les textures initiales sont bien reconnaissables et les minéraux de métamorphisme généralement invisibles à l'oeil nu. Au microscope, ces cornéennes conservent, même sous le faciès amphibolite ("stade moyen" de H. Winkler), des structures intactes et la minéralogie est peu affectée : les feldspaths gardent un aspect très frais et des reliques de pyroxène non transformé s'observent assez souvent. Les minéraux de métamorphisme sont très fins ($<$ 1/10 mm) et proviennent surtout de la déstabilisation d'anciens ferromagnésiens. L'aspect sombre des cornéennes résulte d'une cristallisation très homobène de ces petits minéraux dans la mésostase (épidote ou hornblende dans les roches basiques, biotite dans les roches acides).

Certains faciès que nous appellerons "cornéennes à minéraux", sont très différents : en bouffées centimétriques à plurimétriques à l'intérieur de la série métamorphique, ce sont des roches claires, de couleur verdâtre auxquelles des concentrations de chlorite et d'épidote, parfois des cristaux de tourmaline, donnent un aspect moucheté caractéristique. Les structures originelles sont peu visibles et les transformations minéralogiques très importantes : les plagioclases sont totalement déstabilisés et les formes des anciens minéraux ferromagnésiens ne sont plus reconnaissables. Les minéraux de métamorphisme (chlorite, épidote, etc.) se concentrent en taches diffuses dans le fond de la roche selon la disposition suivante (fig. 60 et 61) : une frange fine enrichie en épidote ou en sphène borde la zone centrale cristallisée assez grossièrement tandis que la roche présente une auréole éclaircie tout autour de cette zone.

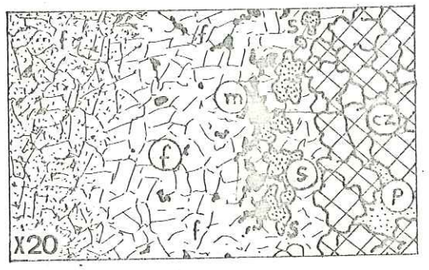


Figure 61 - Bordure d'un nid d'épidote dans une latite métamorphique du Qaflan-Kuh.

(cz : clinozoïsite, s : sphène, p : pennine, m : magnétite, f : mésostase riche en sanidine)

b) les anciennes roches sédimentaires :

Elles sont toutes localisées dans le massif du Qaflan-Kuh et appartiennent à la série anté-tertiaire (Paléozoïque sup. -Trias) ou à la base de la séquence éocène.

- les marbres :

Les anciens calcaires du Permo-Trias ou de l'Eocène ont donné des marbres très purs où les minéraux de métamorphisme (grenat) sont rares.
Ceux-ci sont par contre abondants dans les anciens calcaires dolomitiques ou en bordure réactionnelle autour des cherts contenus dans les niveaux carbonatés du socle paléozoïque : les grenats et les gerbes d'amphibole magnésienne peuvent atteindre une taille centimétrique.

- les quartzites :

A côté de quartzites blancs très purs, on trouve de nombreux niveaux de quartzites riches en silicates d'alumine (anciens grès argileux du socle paléozoïque et anciennes arkoses de la base de l'Eocène) et de quartzites amphiboliques (anciens tufs volcaniques associés aux diabases du Paléozoïque sup.).
Ces faciès, dont l'aspect moucheté est caractéristique d'un métamorphisme thermique (fig. 62), fournissent les meilleures indications sur l'intensité du métamorphisme M.

2° Les minéraux développés par la phase M :

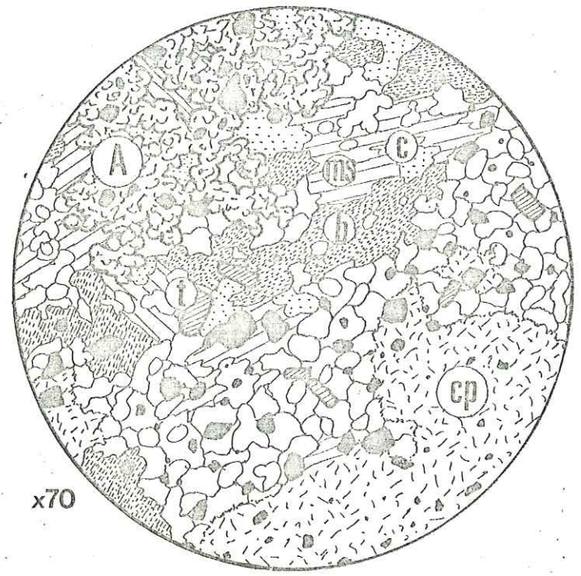


Figure 62 - Quartzite tacheté du Paléozoïque supérieur du Qaflan-Kuh.

(A : andalousite poecilitique, c : cordiérite fraîche, cp : cordiérite pinnitisée, ms : muscovite, b : biotite, t : tourmaline, en noir : magnétite, le fond est formé de quartz et de microcline engrenés)

Andalousite :

Des cristaux poecilitiquesd'andalousite (jusqu'à 1 cm), damouritisés sur leur bordure, forment les taches des quartzites micacés de Vardavaq (fig. 62) et constituent le ciment des quartzites noirs de la base du Permien. Ce minéral est souvent en association symplectique avec le quartz, le feldspath potassique et la cordiérite.

Cordiérite :

En cristaux frais de couleur jaunâtre (seule sa biaxie négative permet alors de distinguer ce minéral du quartz) ou complètement pinnitisée, la cordiérite se rencontre dans les anciens grès argileux du socle et dans les arkoses métamorphiques de la base de la série éocène (Dizgun).

Grenat :

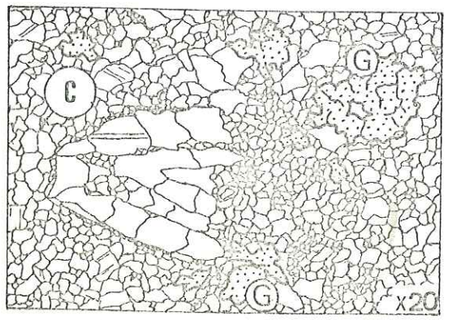


Figure 63 - Grossulaire (G) dans un marbre à nummulites de Dizgun. (c : calcite)

Le grossulaire, en petits cristaux possèdant une faible biréfringence, est fréquent dans les marbres à nummulites de Dizgun (fig. 63). D'autres grenats ont été observés dans les niveaux carbonatés du socle paléozoïque.
Les restes de grenat parfois visibles dans les latites de l'Ensemble Inférieur de l'Eocène ont déjà été décrits dans le chapitre III (p.55) : leur présence semble antérieure au métamorphisme thermique.

Forstérite :

Partiellement ou totalement serpentinisée dans un marbre du Paléozoïque supérieur du Qaflan-Kuh.

Diopside :

En petits grains à l'intérieur des plages d'amphibole magnésienne d'une ancienne dolomie de la même série.

Trémolite-actinote :

- dans un dyke andésitique recoupant le Trias, l'important développement de trémolite (α max = 17°) aux dépens de l'augite s'explique sans doute par une métasomatose provenant des calcaires dolomitiques traversés.
- ailleurs, les minéraux de la série trémolite-actinote se trouvent principalement en fines lamelles associées à une hornblende bleu-vert dans les produits d'ouralitisation des pyroxènes ou en petites paillettes associées à la chlorite et à l'épidote.

Hornblende :

- hornblende claire : dans un marbre à diopside (ancienne dolomie) du socle paléozoïque supérieur, de nombreuses lattes d'amphibole presque incolore présentent les caractères optiques suivants : biréfringence élevée (Δ = 0,03), angle d'extinction de 27°, 2 V^- compris entre 74° et 90°. L'angle élevé des axes optiques et la faible coloration de cette amphibole, dont les caractères sont ceux d'une hornblende, indiquent sa richesse en magnésium sans qu'il soit possible de déterminer si elle se rapproche du pôle actinote ou du pôle pargasite.
- Hornblende verte : dans les "amphibolites" et quartzites amphiboliques du Dévono-Carbonifère de Vardavaq (anciennes roches basiques et tufs), de très fines aiguilles de hornblende verte (α max = 26°) cristallisent aux dépens de l'augite, dont les reliques sont très rares. Quand on monte dans la série, la couleur des amphiboles s'éclaircit et l'angle d'extinction diminue (20 - 22°).
- Hornblende brun clair : les métagabbros de Dizgun (base de la série éocène) permettent l'étude la plus complète des amphiboles développées lors de la phase M (fig. 64). Dans un premier temps, les grandes augites poecilitiques semi-centimétriques sont presque entièrement remplacées par des plages d'amphibole brun clair dont les caractères sont ceux de hornblendes (α max = 27°, $2V^-$ = 58-70°). Une ou deux sections ont un angle d'axes optiques plus élevé (autour de 80°).

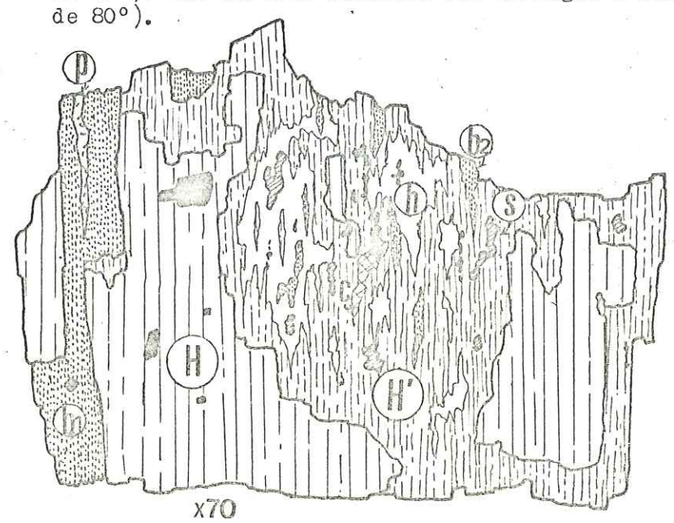


Figure 64 - Transformation de la hornblende brun clair (H) en hornblende bleu-vert (h) dans un métagabbro de Dizgun.
(H' : hornblende brun clair décolorée, b1 et b2 : biotites de première et de seconde phase, s : sphène d'exsudation, c : calcite, p : prehnite de phase m ,en noir : magnétite)

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

- Hornblende bleu-vert : postérieurement, se développe une hornblende bleu-vert pâle ou verdâtre aux dépens de l'amphibole brunâtre précédente et similaire à celle qui apparaît dans les cornéennes de la base de l'Eocène (α max 21-22°, $2V^-$ = 70-86°). Elle cristallise en grandes plages décolorées appauvries en fer et en titane (exsudation d'opaques) remplaçant les amphiboles brun clair et conservant d'abord les caractères optiques de ces dernières, notamment l'angle d'extinction élevé et l'angle des axes optiques assez faible (fig. 64). La hornblende claire de seconde génération apparaît en fait en lamelles d'exsudation à l'intérieur de ces plages décolorées.
  Dans les cornéennes, les hornblendes bleu-vert pâle cristallisent en petites paillettes difficiles à distinguer, autrement que par leur faible coloration et leur angle d'extinction (20° à 22°), des amphiboles de la série trémolite-actinote avec lesquelles elles sont parfois associées. Elles apparaissent également en grandes plages ouralitisant les augites des latites métamorphiques de l'Ensemble Inférieur.

Conclusion à l'étude des amphiboles :

Dans un métamorphisme de haute température, la succession de cristallisation : trémolite-actinote ⟶ hornblende bleu-vert proche du pôle tschermakite ⟶ hornblende verte ⟶ hornblende brune, est bien connue (Miyashiro, 1973). Cependant la première transformation n'apparaît que rarement dans les cornéennes de l'Eocène : l'actinote est toujours rare tandis que la hornblende, très fréquente dans les faciès un peu plus métamorphiques, semble surtout résulter d'un remplacement de la chlorite et de l'épidote. Par contre le passage progressif d'un hornblende bleu-vert pâle à une hornblende verte a pu être observé dans la coupe du socle paléozoïque de Vardavaq. Il est peu probable que les hornblendes brunâtres de première phase des métagabbros de Dizgun résultent d'une phase thermique plus importante que celle qui a permis la cristallisation des hornblendes bleu-vert postérieures. Ces amphiboles brun-vert sont en effet limitées au massif grenu et semblent plutôt associées à une activité thermique tardimagmatique.

Epidote :

Très abondante dans toutes les roches basiques métamorphisées lors de la phase M sauf dans celles où apparaît la hornblende. Elle représente principalement un produit de remplacement des ferromagnésiens et, plus rarement, dans les cornéennes à minéraux, un produit de saussuritisation des plagioclases basiques. Dans ces derniers faciès, l'épidote peut former des concentrations relativement importantes.

La pistacite est toujours l'épidote la mieux représentée mais, lorsque le métamorphisme devient un peu plus intense, apparaît conjointement une épidote moins ferrifère (clinozoïsite) et, plus rarement, de la zoïsite. Ainsi, dans une latite métamorphique du Qaflan-Kuh, se développent séparément des taches à clinozoïsite, sphène et pennine (fig. 61) et à pistacite, pennine et hématite.

Muscovite :

Fréquente dans les quartzites micacés du socle et de la base de l'Eocène en assez grandes plages poecilitiques.

De très fines paillettes de séricite se rencontrent dans certaines cornéennes acides où elles sont associées à des amas de biotite claire et de hornblende bleu-vert finement cristallisés.

Biotite :

En plages brun clair, dans de nombreux quartzites et métabasites du socle dévono-triasique ainsi que dans les quartzites et métagabbros de la base de l'Eocène. Dans les cornéennes acides de l'Ensemble Inférieur, une biotite claire, brunâtre ou verdâtre, très finement cristallisée, remplace les biotites et amphiboles magmatiques ou se répartit en amas diffus dans le fond de la roche. Elle se présente en très fins cristaux ou en "gouttelettes" souvent associés à d'autres phyllites (chlorite, séricite) ou à de la hornblende bleu-vert.

Phlogopite :

Quelques paillettes dans un marbre à forstérite du socle paléozoïque supérieur du Qaflan-Kuh.

Chlorites :

Très fréquente dans tous les faciès ou se rencontre l'épidote. Ses teintes de polarisation sont toujours anormales, bleues (pennine) à brun violacé (ripidolite).

Serpentine :

Dans certaines cornéennes à minéraux.

Quartz :

Principal minéral de métamorphisme des quartzites, il présente parfois une structure myrmékitique avec les feldspaths voisins. Des plages de quartz recristallisé se rencontrent souvent dans les cornéennes acides ou les anciennes latites.

Feldspath potassique :

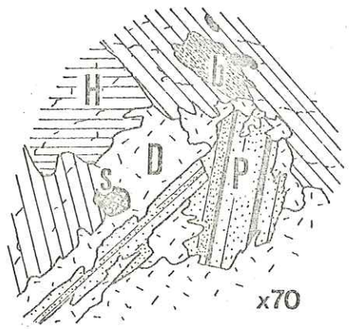
Il n'apparaît, sous forme de microcline, que dans les roches métamorphiques du socle paléozoïque supérieur et les quartzites de la base de la série éocène. Le feldspath potassique est alors finement engrené avec le quartz, la cordiérite ou l'andalousite. La mésostase des latites de l'Ensemble Inférieur, riche en sanidine, ne présente pas de recristallisation du feldspath potassique.

Plagioclase :

Dans les métabasites du socle du Paléozoïque supérieur, apparaît un plagioclase An 30 - 35. Dans les quartzites de la base de l'Eocène, un plagioclase An 28-32 se développe autour d'anciennes albites détritiques. Les métagabbros de Dizgun et certaines cornéennes à hornblende de l'Ensemble Inférieur du Qaflan-Kuh possèdent des plagioclases de métamorphisme qui se situent également entre oligoclase et andésine.

Dans les autres cornéennes, les rares recristallisations de plagioclase visibles oscillent entre An 5 et An 20. Les cornéennes à minéraux présentent une déstabilisation totale des phénocristaux de plagioclase qui sont albitisés mais, le plus souvent, le feldspath calco-sodique de l'ancienne roche volcanique reste très frais. Il ne recristallise qu'au voisinage des ferromagnésiens, en petites taches diffuses où l'absence de macles rend la détermination malaisée.

Scapolite :



Une scapolite sodique proche du dipyre (biréfringence faible d'environ 0,010) apparaît aux dépens de la frange alcaline des plagioclases d'une métabasite du Qaflan-Kuh (fig. 65). Cette diabase se présente sous forme d'un dyke peu épais recoupant les quartzites et les marbres du socle paléozoïque. D'anciens niveaux évaporitiques contenus dans cette série pourraient expliquer l'apport de chlore nécessaire au développement de la scapolite (M. Sabzehi, comm. or.).

Figure 65 - Transformation du plagioclase (P) en dipyre (D) dans une diabase du Paléozoïque supérieur.
(H : hornblende verte, b : biotite, s : sphène)

Calcite :

Apparaît principalement dans certaines cornéennes à minéraux.

Tourmaline :

L'existence de cornéennes tourmalinisées est caractéristique de toute la bordure NW du Qaflan-Kuh et, dans une moindre mesure, de certaines zones du Plateau (Ush Tapeh).

Ces tourmalines sont très colorées et souvent zonées (schorlite ferrifère). Ce minéral est contemporain du métamorphisme M : il se développe en même temps que cordiérite et andalousite dans certains quartzites et marbres (fig. 62) et abonde, en cristaux parfois centimétriques, dans de nombreuses cornéennes à minéraux.

L'étude de terrain montre que la tourmaline ne cristallise pas en filonnets mais se répartit de façon homogène à l'intérieur des anciennes roches volcaniques. L'examen microscopique confirme que le développement de ce minéral accompagne la cristallisation des paragenèses métamorphiques de phase M (fig. 66). Le problème posé par l'origine du bore sera discuté p. 157.

SCHORLITE (Qaflan-Kuh)			
d Å	hkl	d Å	hkl
6,45	101	2,145	303
5,04	021	2,069	223
4,64	300	2,056	152
4,26	211	2,033	161
4,015	220	1,933	342
3,512	012	1,887	413
3,413	131	1,861	621
3,037	410	1,793	104
2,983	122	1,699	262
2,921	321	1,669	603
2,641	312	1,654	271
2,595	051	1,603	550
2,512	042	1,537	900
2,423	003	1,465	514
2,400	232	1,439	642
2,362	511	1,418	205
2,205	502	1,363	1001
2,178	431	1,336	921
		1,318	1010

Tableau XXII - Détermination en diffraction X d'une tourmaline du Qaflan-Kuh.

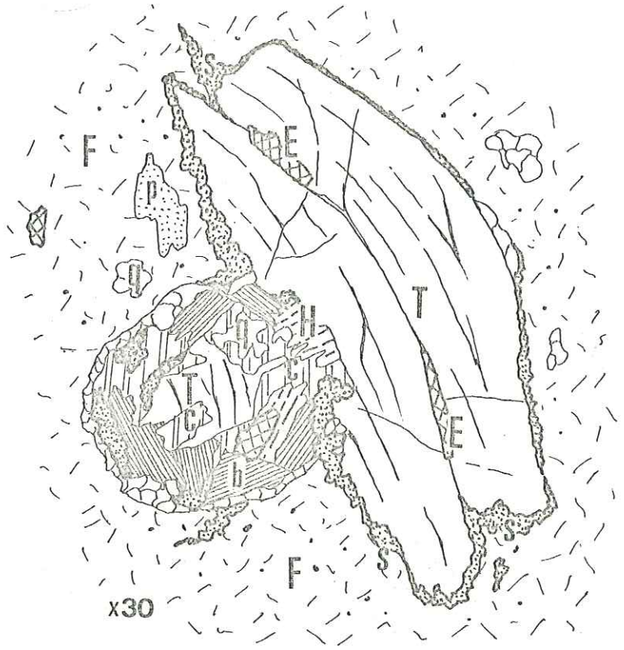


Figure 66 - Tourmaline (T) dans une latite métamorphique du Qaflan-Kuh.
(H : hornblende déstabilisée, b : biotite chloritisée, E : épidote, p : pennine, c : calcite, q : quartz, s : sphène, F : ancienne mésostase riche en sanidine)

Apatite :

De fines aiguilles d'apatite cristallisent dans certaines cornéennes à minéraux. D'autre part, dans une roche détritique finement litée associée aux marbres éocènes de Dizgun, des cristaux d'apatite se développent en englobant de fines inclusions charbonneuses. Certaines de ces plages croissent de manière très particulière : les inclusions sont disposées en 6 branches qui soulignent les angles du cristal (fig. 67). Nous n'avons pas trouvé de description de ce phénomène qui rappelle de manière frappante le faciès chiastolite de l'andalousite.

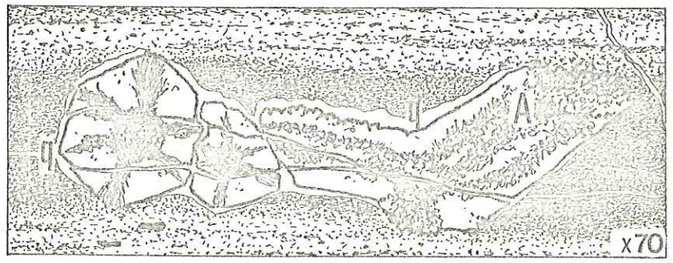


Figure 67 - Cristaux d'apatite à inclusions (A) dans une roche métamorphique de Dizgun.
(q : filonnets à quartz et calcite)

Sphène :

De petits grains de sphène finement répartis dans les cornéennes proviennent de la déstabilisation des augites magmatiques et des opaques. Des plages plus importantes sont souvent associées à de la calcite et à de l'épidote dans les cornéennes à minéraux (fig. 61).

D'autres minéraux accessoires développés par la phase M sont la magnétite, résultant de la déstabilisation d'anciens ferromagnésiens, l'hématite, en grandes lamelles dans les cornéennes à minéraux ou la pyrite, toujours relativement fréquente (métagabbros de Dizgun, cornéennes d'Abak).

3° Paragenèses minérales :

a) généralités :

Dans ce paragraphe, nous utiliserons principalement les notions d'isogrades et de stades de métamorphisme telles qu'elles ont été définies par H. Winkler (1970). Ces divisions, basées principalement sur l'augmentation de la température, conviennent mieux au type de métamorphisme étudié que l'ancienne division en faciès et sous-faciès d'Eskola.
Par exemple, la dénomination de "cornéenne à albite-épidote", pétrographiquement exacte pour une paragenèse à quartz-albite-épidote-chlorite, ne peut être appliquée ici car elle sous-entendrait un métamorphisme de contact.
D'autre part, l'appellation "A 1 1" (subfaciès quartz-albite-muscovite-biotite-chlorite du faciès schistes verts de type Abukuma), tenant compte du caractère régional du métamorphisme M, obligerait à considérer des pressions lithostatiques de l'ordre de 3 ou 4 kbars, trop fortes dans le cas étudié.
Nous préférerons donc parler ici de "stade faible" du métamorphisme thermique bien que cette définition couvre un intervalle de température un peu plus élevé que les précédentes.

b) paragenèses observées :

Nous présentons (tableau XXIII) les différentes paragenèses rencontrées en fonction du chimisme de la roche initiale. La succession verticale, jusqu'à la limite entre stades faible et moyen, correspond à une zonation réellement observée sur le terrain, au Nord du Qaflan-Kuh (fig. 68a). Les différentes paragenèses décrites dans le socle dévono-triasique proviennent notamment de nombreux échantillons prélevés sur une coupe de près de I 000 mètres d'épaisseur à l'Ouest de Vardavaq.

c) zonéographie du métamorphisme :

Le début de l'influence du métamorphisme thermique a été défini sur le terrain comme l'apparition du faciès induré de type "hornfel". Cependant des roches épidotisées n'ayant pas encore subi l'induration thermique pourraient représenter un stade très faible de métamorphisme.

Stade faible :

Les cornéennes montrent au microscope des cristallisations de quartz, albite, épidote et chlorite qui peuvent déjà exister dans l'auréole des faciès épido-

	Roches volcaniques		Roches sédimentaires		Isogrades et zones de métamorphisme.
	basiques	acides	détritiques et alumineuses	carbonatées	
Ensemble Inférieur de l'Eocène	(Qz+ab)+bi+cz - tm(+chl) - ac + ep Qz+ab+chl±sp +ep±cz+cc±t (cornéennes à minéraux)	Qz+Ser+ch±ep Qz(+bi)+chl +cz+ep(+cc) Qz+ab+bi+Ser (+chl)+cz(+cc)			Zone 1
					+ hb~500° C
	Qz±ol+hb(+ac) +chl(+ep+zs) ± cc	Qz±ol+hb+bi (+chl)+cz+ep (+cc)			Zone 2
					- Chl~500° C
	Qz± ol+hb±bi+ ep(+cc)	Qz+hb+bi(+ep)			Zone 3
					- ep~530° C
	An 30+hb+bi		Qz+fk+An30 +ms±bi+cor	- Cc+gr	Zone 4
Paléozoïque sup. - Trias	An30 + dy + hb + bi		Qz+ms+An30 +and+cor Qz+fk+bi +ms +cor	- Cc + for + ph - Hb + dp + cc	
			- Qz+fk+bi+ms +and±cor		- (ms+Qz) ~ 570°C
	Qz+fk+An35 +hb+bi		Qz+fk+An35 +hb+cor		Zone 5

Tableau XXIII - Paragenèses rencontrées dans les roches métamorphisées par la phase M.

ab : albite ; ac : actinote ; and : andalousite ; bi : biotite ; cc : calcite ; chl : chlorite ; cz : clinozoïsite ; cor : cordiérite ; dp : diopside ; dy : dipyre ; ep : épidote ; fk : microcline ; for : forstérite ; gr : grossulaire ; hb : hornblende ; ms : muscovite ; ol : oligoclase ; ph : phlogopite ; Qz : quartz ; Ser : séricite ; sp : serpentine ; t : tourmaline ; tm : trémolite ; zs : zoïsite.

tisés. Cependant la présence de zoïsite, de clinozoïsite ou d'actinote, ainsi que l'apparition de biotite dans les roches les plus acides, confirment que le stade faible de métamorphisme est atteint dès les premiers faciès indurés (zone 1).
A l'intérieur du stade faible, l'apparition de la hornblende définit un isograde très intéressant, du fait que le chimisme de la plupart des roches volcaniques, à l'exception des plus acides, permet la formation de ce minéral.

Transition entre stades faible et moyen :

Le remplacement de la paragenèse ripidolite + calcite ou épidote par de fines paillettes de hornblende bleu-vert, très souvent observé, est progressif. Cette disposition nous a permis d'individualiser deux zones particulières : l'une, à l'intérieur du stade faible, où cohabitent hornblende et chlorite (zone 2), et l'autre, dans le stade moyen, où la chlorite en présence de quartz a disparu, mais où subsiste l'épidote a côté de la hornblende (zone 3). Les trois isogrades ainsi définis ((+hornblende, - (chlorite + quartz), -épidote)) ne peuvent être tracés car ils sont très rapprochés. Il faut plutôt voir dans les zones 2 et 3 un domaine de passage relativement étroit entre les stades faible et moyen.

Stade moyen :

Le passage au stade moyen de métamorphisme se fait par disparition de l'assemblage chlorite + quartz et par apparition de la cordiérite. Par suite de l'absence de roches alumineuses suffisamment haut dans la série éocène, seul le premier isograde a pu être utilisé ici.

La disparition de l'épidote marque le début de la zone 4. Nous n'avons pas trouvé de données expérimentales sur cet isograde à des pressions faibles mais on constate que le plagioclase subit un net enrichissement en anorthite lorsque l'épidote n'est plus stable (métagabbros de Dizgun). Ainsi l'isograde "-épidote" coïnciderait plus ou moins aux pressions très faibles avec l'isograde "An 30 + hornblende".

La présence de cordiérite et d'andalousite dans les faciès alumineux, de diopside, de forstérite ou de grenat dans les marbres confirme le stade moyen atteint par le métamorphisme au Nord du Qaflan-Kuh (fig. 68a).

Stade élevé (zone 5) :

Le passage entre stades moyen et élevé est caractérisé par l'isograde :

"muscovite + quartz → Fk + andalousite ± cordiérite"

La séquence du Paléozoïque supérieur à l'Ouest de Vardavaq (fig. 68a) montre la disparition de l'assemblage "muscovite + quartz" vers la base de la série. Le changement s'effectue sur une vingtaine de mètres où nous voyons coexister en lame mince : muscovite, quartz, microcline, andalousite ± cordiérite (fig. 62). La série visible se poursuit en dessous sur environ 400 mètres mais il n'apparaît ni sillimanite, ni orthopyroxène.

D - Conditions thermodynamiques :

1° Pression lithostatique (Ps) :

Des arguments de terrain nous ont montré que la Ps ne pouvait guère excéder 1 kbar. En effet, les faciès les plus profonds visibles affectés par un métamorphisme de stade élevé (Vardavaq) supportent la pression de 4 kbar de couverture au maximum (moins de 1 000 m pour le Paléozoïque sup. -Trias et 3 000 m environ pour l'Eocène). Nous avons souligné que cette pression n'est jamais dirigée comme le confirme la texture équante des cornéennes ou des quartzites tachetés.
Les arguments minéralogiques fournissent des indications analogues : le faible intervalle séparant sur le terrain les isogrades "+ hornblende" et "An 30 + hornblende" (ou "-épidote") ; le passage relativement rapide du stade moyen au stade élevé de métamorphisme ; l'absence de minéraux de haute pression (chloritoïde, disthène, almandin, etc.) sont autant d'indices d'un métamorphisme principalement thermique.

2° Pression de fluides (Pf) :

Les minéraux de métamorphisme des cornéennes sont finement répartis dans toute la roche, témoignant de réactions interminérales à très petite échelle. L'effet thermique est ici le principal facteur de recristallisation dans un système clos où la pression (Ps = Pf) ne joue qu'un rôle mineur.

Mais nous avons vu que la série métamorphisée est traversée de bouffées plus claires où les transformations minéralogiques sont très complètes (cornéennes à minéraux). Leurs paragenèses indiquent toujours un stade de métamorphisme plus faible que dans les roches environnantes : par exemple, faciès à quartz + albite + chlorite + épidote + calcite + hydroxydes de fer au milieu de cornéennes riches en hornblende. Très souvent, ces faciès contiennent de la tourmaline et de l'apatite, ce qui traduit des apports pneumatolytiques.

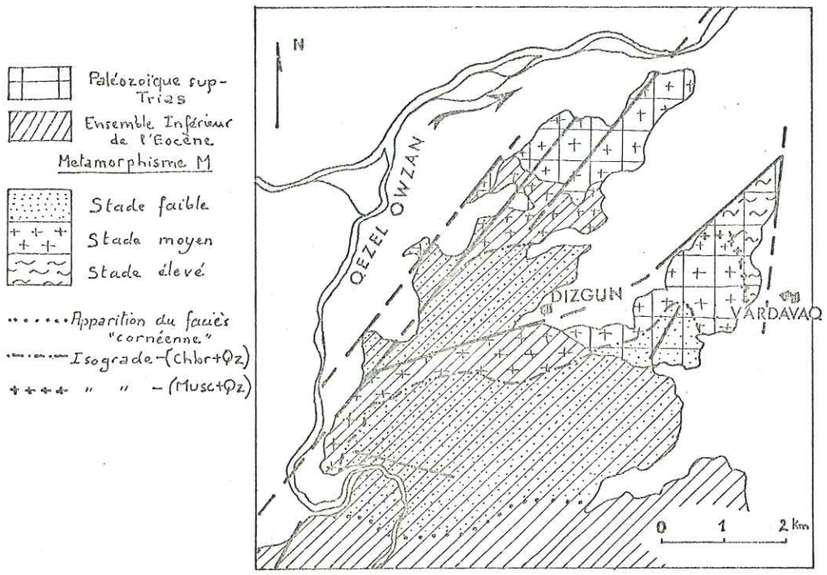
Nous sommes donc amenés à envisager une influence de la phase fluide se traduisant par une baisse locale de Pf par rapport à Ps : celle-ci explique l'intensité des inter-actions minérales, la rétromorphose des paragenèses métamorphiques et l'apport de nouveaux éléments (bore, fluor).

Deux hypothèses peuvent rendre compte de l'origine du bore :

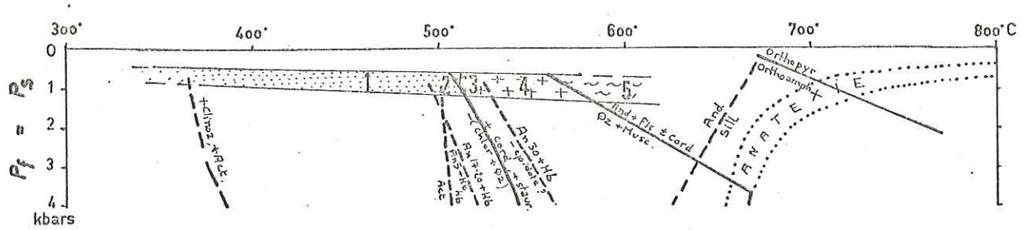
- il peut provenir directement d'anciens niveaux évaporitiques de la série paléozoïque,

- il peut également être issu d'un magma granitique en voie de formation dans les zones profondes les plus affectées par le métamorphisme thermique.

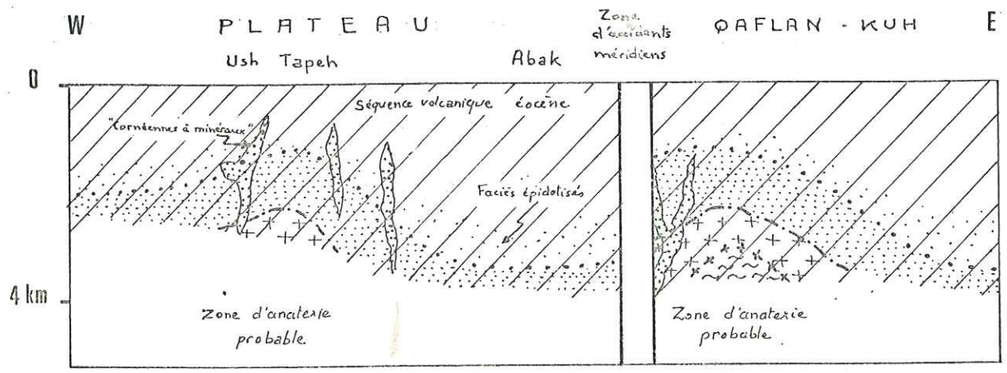
Cette circulation locale de fluides accompagne sans doute des mouvements tectoniques, soit intra-éocènes, soit précurseurs de la phase oligocène inférieur, qui mobilisent par endroits et drainent les fluides interstitiels des roches subissant le métamorphisme thermique.



a _ Les isogrades de métamorphisme M dans le Nord du Qaflan-Kuh



b _ Les différentes zones du métamorphisme M : température et pression



c _ Représentation schématique du dôme thermique de la région de Mianeh

Figure 68 _ Zonéographie du métamorphisme M

3° Température :

C'est bien sûr le facteur principal du métamorphisme M. En tenant compte de l'épaisseur probable de la série lorsqu'apparaît un isograde donné, on trouve des gradients géothermiques extrêmement élevés (de 120 à 200° C/km), (fig. 68 b). Les plus importants se localisaient sur le Plateau où l'isograde " + hornblende" atteint la base de l'Ensemble Moyen de l'Eocène.

L'apparition du faciès induré de type cornéenne coïncide probablement avec le début du stade faible, aux environs de 400 ° C. L'isograde de métamorphisme le plus fort visible indique une température de 570° C pour une pression de 1 kbar. Une augmentation de 150° C au delà de cet isograde serait nécessaire pour qu'un début de migmatisation apparaisse dans les niveaux chimiquement favorables.

Vers Borujerd, sur la bordure orientale du Zagros, F. Berthier et al. (1974) ont pu observer le passage continu entre des faciès faiblement métamorphisés et des migmatites au coeur de terrains affectés par des dômes thermiques d'âge Crétacé sup. -Paléocène. La granitisation postérieure est ici indubitablement liée à une anatexie provoquée par le flux thermique particulièrement élevé (de l'ordre de 200° C/km).

Le lien de même ordre entre le dôme thermique de Mianeh, probablement éocène terminal, et le magmatisme acide de l'Oligocène inférieur n'a pu être démontré de façon aussi directe.

En conclusion, un dôme thermique régional, certainement guidé par la grande zone d'accidents de Mianeh (chap. V), présentait à l'Eocène terminal deux culminations importantes : à Ush Tapeh, sur le Plateau, et dans le Qaflan-Kuh (fig. 68c). Dans cette dernière région, la surrection postérieure du massif a permis l'établissement d'une suite d'isogrades de métamorphisme indiquant que la température nécessaire au début de l'anatexie devait être atteinte dans des zones relativement proches de la surface.
Il est donc fort probable que le magma palingénétique à l'origine de l'important volcanisme rhyolitique oligocène soit directement lié à cette activité thermique.

III - LE METAMORPHISME HYDROTHERMAL m :

Le métamorphisme M affectait simplement la base de la série éocène et le socle antétertiaire. Postérieurement, la phase tectonique de l'Oligocène inférieur a intensément diaclasé et faillé toute la séquence volcanique, phénomène qui s'est accompagné d'un faible métamorphisme hydrothermal. Au voisinage des grands accidents qui se sont individualisés à cette époque, les roches volcaniques sont parcourues d'un réseau de microfractures (fig. 69) et subissent une "altération" assez poussée : dans les latites, les phénocristaux blancs de plagioclase ressortent sur un fond brunâtre ou verdâtre tandis que les andésites prennent parfois un aspect "spilitique". Des filonnets de calcite, quartz et zéolites, quelquefois minéralisés (malachite, bornite dans le Qaflan-Kuh), parcourent les anciennes coulées, et les tufs, souvent indurés, acquièrent localement une couleur verdâtre caractéristique.

Figure 69 - Microfracturation dans une latite porphyrique éocène ayant subi la phase m.

A - Minéraux développés :

Ils résultent d'une déstabilisation de certains minéraux des roches volcaniques diaclasées et des tufs ou remplissent les petites fractures qui parcourent ces roches. Les volcanites métamorphisées lors de la phase M, dont les paragenèses minérales ont été "fossilisées" par le flux thermique, sont peu affectées par les déstabilisations de la phase m ; cependant, ces roches dures sont traversées par un réseau de filonnets où apparaissent les minéraux typiques du métamorphisme hydrothermal.

Prehnite :

Sa présence a été déterminée par l'étude optique et confirmée par rayons X. Associée à quelques carbonates et un peu de quartz, elle forme des filonnets recoupant les métagabbros de Dizgun (fig. 70). Ce minéral peut également se présenter à l'intérieur des clivages des biotites en voie de chloritisation (fig. 64) avec calcite et peut-être pumpellyite.

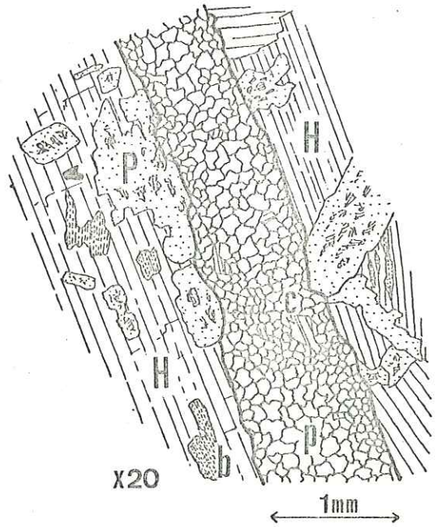


Figure 70 - Filonnet de prehnite (p) et calcite (c) dans un métagabbro de Dizgun. (P : plagioclase albitisé et séricitisé lors de la phase m, H : hornblende de phase M, b : biotite)

Pumpellyite :

La présence de ce minéral dans les clivages des biotites des métagabbros n'a pu être confirmée par R X à cause de la petite taille des cristaux ; il ne peut être totalement exclu qu'il s'agisse en fait de clinozoïsite, dont les caractères optiques sont très voisins.

Zéolites :

Dans des tufs rougeâtres à lapilli du Qaflan-Kuh, coexistent deux espèces de zéolite. La première, formant le ciment des petits fragments scoriacés, semble être une zéolite fumerollienne, sans doute de l'heulandite. Les caractères optiques de la seconde (α + = 25-30°, 2V$^-$ faible) la rapprochent de la laumontite ; elle est très fraîche et se présente comme un produit de déstabilisation des plagioclases basiques.

De nombreux filonnets d'une zéolite rose, en gerbes fragiles, associée à de la calcite et à de la malachite, parcourent les coulées altérées de l'Ensemble Moyen du Qaflan-Kuh. La détermination par R X (tableau XXIV) confirme qu'il s'agit de leonhardite, une forme de laumontite appauvrie en calcium et légèrement enrichie en alcalins.
Le long de la grande faille bordière du Qaflan-Kuh, se trouvent des placages d'une zéolite rougeâtre en petites plages fibro-radiées. Les R X (tableau XXIV) ont permis de déterminer qu'il s'agissait de mordenite ou ptilolite.
Peut-être les zéolites à extinction onduleuse qui remplissent des filonnets recoupant les cornéennes de cette région appartiennent-elles à la même espèce.
Certaines analcimes de l'Ensemble Supérieur de l'Eocène sont transformées secondairement en produits argileux, calcite et zéolite non déterminée.

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

LEONHARDITE-LAUMONITE $Ca\ Al_2Si_4O_{12}, 4H_2O$			
d Å	hkl	d Å	hkl
9,44	110	3,027	{420 / 112
6,82	200	2,951	{240 / 041
6,21	{$\bar{2}$01 / 011	2,874	{511 / 241
5,038	111	2,792	-
4,720	220	2,573	-
4,488	$\bar{2}$21	2,522	-
4,152	{130 / 201	2,438	-
3,764	131	2,362	-
3,655	$\bar{4}$01	2,267	-
3,505	{002 / 221	2,214	-
3,408	{400 / 131	2,18	060
3,357	{312 / 012	2,152	-
3,271	040	2,089	-
3,197	$\bar{3}$31, 311+	1,958	-
3,150	330		

MORDENITE (PTILOLITE) $(Na_2,K_2,Ca)\ (Al_2Si_{10}O_{24}), 7H_2O$			
d Å	hkl	d Å	hkl
13,60	110	3,563	510
9,04	200	3,473	202
6,56	111	3,392	060
6,37	130	3,226	530
5,78	201	2,897	402
4,53	330	2,687	621
4,15	420	2,631	370
3,99	150	2,558	461
3,85	241	2,519	442
3,762	002	2,045	-

Tableau XXIV - Détermination par diffraction X de deux zéolites de métamorphisme du Qaflan-Kuh.

Quartz :

Fréquent en filonnets ou en remplacement des anciens ferromagnésiens dans les trachytes, les rhyolites et les latites. Le ciment de nombreux tufs indurés est dû à une fine recristallisation du quartz avec des minéraux argileux ou micacés associés à de l'albite, de la calcite ou des opaques.

Albite :

Les fragments de plagioclase contenus dans les tufs sont presque toujours complètement albitisés (An 5). Les labradors des latites et des andésites peuvent être striés de fines cassures le long desquelles ils se déstabilisent en albite, séricite et un peu de calcite.

Actinote :

Rarement observée, avec chlorite et quartz, comme produit de remplacement des pyroxènes.

Epidote :

Ce minéral apparaît rarement, comme produit de déstabilisation des plagioclases (saussurite) ou des ferromagnésiens. Des filonnets riches en pistacite ou en clinozoïsite traversent fréquemment les roches de la base de l'Eocène ou du socle antétertiaire.

Muscovite :

Les plagioclases sont souvent envahis de fines paillettes de séricite.

Chlorite :

Une chlorite verte polarisant dans les gris du premier ordre est typique de nombreux faciès : elle cristallise parfois au coeur d'amygdales dont la bordure est formée de quartz et de minéraux argileux, mais se rencontre le plus souvent en remplacement de ferromagnésiens ou finement répartie le long de petits filonnets dans le fond de la roche qui acquiert une couleur verdâtre.

De grandes plages de pennine, accompagnée de quartz ou de calcite, remplacent fréquemment les anciens pyroxènes et olivines des trachytes et des latite -andésites. La ripidolite est plutôt caractéristique des filonnets recoupant les roches métamorphisées lors de la phase M.

Serpentine :

Finement répartie dans le verre de certaines roches basiques ou remplaçant avec quartz, calcite et opaques d'anciennes olivines dans les coulées les moins altérées. Les olivines de certaines latites-andésites du Plateau sont remplacées par un minéral à biréfringence nulle qui pourrait être de la chlorophaeite (M. Sabzehi, comm. or.).

Minéraux argileux :

Dans les coulées très potassiques de la fin du volcanisme éocène, la kaolinisation de la sanidine est souvent intense et s'accompagne du développement de séricite et de calcite.

Dans les tufs, l'examen microscopique montre un fond très fin de quartz engrené et de séricite avec des plages de minéraux argileux légèrement verdâtres. L'étude à la loupe binoculaire de ces tufs semble démontrer que les argiles se développent à partir de la décomposition des anciens verres volcaniques, peut-être hydratés (chap. III, p. 48). Une étude complète de la fraction fine ($< 2\ \mu$) a été effectuée en diffraction X sur plusieurs tufs éocènes, après gonflement à l'éthylène-glycol et chauffage. Une analyse similaire a été faite sur un étalon de référence : verre hydraté d'une hyaloclastite du Miocène inférieur (n'ayant donc pas subi le métamorphisme hydrothermal m).

Par rapport à cette hyaloclastite, les tufs éocènes présentent un développement important de minéraux argileux : il s'agit d'interstratifiés illite-montmorillonite et parfois montmorillonite-chlorite. La chlorite, d'abondance variable, se situe entre les feuillets des argiles ou s'individualise de façon indépendante (interprétation des diagrammes par M. Aprahamian).

Ces résultats s'accordent avec la description pétrographique des tufs verts légèrement métamorphiques de la formation de Karaj, au Nord de Téhéran (S. Iwao et al., 1971) : "The vitric parts of the fragments appear to be completely altered to aggregates of quartz, albite and clayey substances, usually chlorite and sericite, sometimes with a mixture of illite and montmorillonite."

Calcite :

Les carbonates sont les principaux minéraux indicateurs de la phase m. Ils occupent les fines cassures traversant les phénocristaux de labrador, se présentent comme produits de transformation des ferromagnésiens et des plagioclases ou recoupent les roches altérées en multiples filonnets.

Minéraux opaques :

La limonite et l'hématite, parfois associées à du sphène ou du leucoxène, sont très fréquentes dans les coulées altérées et donnent une couleur brunâtre à la pâte.

B - Conditions thermodynamiques :

1° Température :

2 paragenèses de métamorphisme distinctes ont été observées :

(1) Quartz + albite + laumontite + mordénite

(2) Prehnite + pumpellyite (?) + épidote

Toutes deux sont caractéristiques du stade très faible de métamorphisme. La paragenèse (1) indique des températures comprises entre 200 et 300° C, la paragenèse (2) s'individualise entre 300 et 400° C. Cette dernière n'a été observée que dans le Qaflan-Kuh.

Les minéraux indicateurs du métamorphisme m apparaissent généralement dans des faciès diaclasés et altérés qui n'ont pas fait l'objet d'un prélèvement systématique. Bien que la phase m affecte toute la série éocène, il nous a été impossible de tracer des isogrades de métamorphisme.
Les paragenèses (1) et (2) accompagnent l'apparition de nombreux minéraux qui ne sont pas spécifiques d'un faciès défini de métamorphisme (calcite, chlorite, séricite, minéraux argileux, etc.) mais qui indiquent, du fait de leur association avec les minéraux indicateurs de la phase m (zéolites), une température supérieure à 200° C.

2° Pression lithostatique :

Selon S. Iwao et A. Hushmand-Zadeh (1971), le métamorphisme de faciès zéolitique qui affecte les roches volcaniques éocènes au Nord de Téhéran résulte de l'enfouissement de la série, ici épaisse de plusieurs milliers de mètres.

Dans la région de Mianeh, plusieurs faits nous amènent à minimiser l'influence de la pression lithostatique :

- la séquence éocène, qui n'atteint pas une épaisseur considérable (3 000 m), est affectée sur toute son épaisseur par diverses transformations minérales. Les roches volcaniques oligocènes et miocènes sus-jacentes sont totalement épargnées par ces transformations.

- les minéraux de la phase m sont plus abondants dans les régions intensément faillées et diaclasées à l'Oligocène inférieur. Leur développement semble donc davantage lié à des circulations de fluides qu'à une surcharge qui n'a jamais excédé 1 kbar.

3° Pression dirigée :

La phase tectonique oligocène s'est surtout manifestée par une intense fracturation (chap. V) : l'orientation des microfractures dans les roches volcaniques mime parfois un début de schistosité (fig. 69).
L'ouverture de petits joints d'extension permet la cristallisation de minéraux, différents suivant le chimisme de la roche encaissante (quartz dans les rhyolites, calcite ou chlorite dans les roches basiques, etc.).
Le rôle de la pression dirigée est donc primordial dans le métamorphisme hydrothermal et peut se résumer de la manière suivante :

- mise en mouvement de la phase fluide interstitielle des roches (sans doute en liaison avec la température),

- fracturation des roches compétentes qui jouent le rôle de drains pour les fluides libérés.

4° Rôle des fluides :

Tous les minéraux qui apparaissent lors de la phase m sont hydratés ou carbonatés. Leur développement résulte d'une déstabilisation des minéraux primaires, in situ ou dans les petites discontinuités de la roche (faible cohésion des tufs, diaclasage des coulées). La pression de fluides joue avec la température un rôle important dans ces transformations. Prenons l'exemple de la séricitisation du plagioclase qui est un phénomène très courant dans les coulées et les tufs de l'Eocène. Ce processus a bien été étudié par J. Lameyre (1966) qui propose la réaction suivante :

$$Ca\,Na\,Al_3Si_5O_{16} + K\,Al\,Si_3O_8 + 2H^+ \rightarrow K\,Al_2\,Al\,Si_3O_{10}(OH)_2 + Na\,Al\,Si_3O_8 + 2SiO_2 + Ca^{++}$$

plagioclase + orthose ⟶ muscovite + albite + quartz

La présence d'une phase aqueuse est ici nécessaire. De même, la calcitisation souvent importante des roches basiques de l'Eocène nécessite une phase carbonatée.

Ces phases fluides peuvent mettre en solution certains ions et provoquent alors une métasomatose à petite échelle ; ainsi s'explique le remplacement d'anciennes olivines par la paragenèse : quartz + calcite + opaques avec départ du magnésium (chloritisation de la roche) ou le remplissage de petits filonnets par quartz, albite, zéolite, chlorite, etc.

D'où proviennent les fluides riches en H_2O et en CO_2 qui provoquent les transformations minérales du métamorphisme hydrothermal ?
L'analogie entre les déstabilisations de minéraux observées (séricitisation) et les transformations deutériques nous amène à penser que ces fluides étaient présents dans la roche au départ sous forme liquide ou gazeuse interstitielle. Ainsi les pechsteins ou les tufs, riches en eau, sont-ils très fortement affectés par le métamorphisme hydrothermal, à l'inverse des laves métamorphisées lors de la phase M où la phase aqueuse originelle entre dans la composition des phyllites ou des hornblendes.

Dans ces cornéennes, l'influence du métamorphisme m postérieur peut seulement se traduire par la recristallisation de prehnite, albite, zéolite, etc. dans les multiples fractures ouvertes lors de la phase tectonique.

Il faut nettement différencier le processus de mise en mouvement des fluides interstitiels de la roche lors du métamorphisme m des altérations hydrothermales provoquées par la mise en place du magmatisme acide oligocène. Dans ce dernier cas, l'influence d'une phase fluide extérieure se manifeste par la silicification et le lessivage complet des roches altérées (chap. III, p. 71).
En conclusion, le métamorphisme m ne présente pas les caractères d'un métamorphisme d'enfouissement bien qu'il développe des paragenèses analogues (zéolites). Il apparaît en effet le long des grandes zones fracturées lors de la phase tectonique oligocène et se traduit principalement par des processus métasomatiques dans les roches volcaniques diaclasées.

Chapitre V - S T R U C T U R E

I - INTRODUCTION

II - LES PRINCIPALES ZONES STRUCTURALES

III - HISTOIRE TECTONIQUE

I - INTRODUCTION :(*Fig. 71*)

Une description des différentes zones structurales de la région de Mianeh nous permettra tout d'abord d'illustrer les rapports qui existent entre le volcanisme et les principales structures. Le rôle joué par les différentes phases tectoniques sera ensuite examiné dans le cadre d'un modèle structural schématique.

L'Azerbaijan forme la prolongation vers le NW du grand domaine structural de l'Iran Central (J. Stöcklin, 1968). Il est limité au SW par la chaîne plissée du Zagros et la zone métamorphique Sasandaj-Sirjan, au NW par l'Elbourz et au Nord par le Petit-Caucase. Il joue un rôle de plate-forme au cours du Paléozoïque puis devient très mobile au Secondaire et au Tertiaire et acquiert alors un style tectonique en "horst et graben".

Les mouvements d'extension qui l'affectent au Tertiaire se traduisent le long de sa bordure avec la chaîne de l'Elbourz par l'individualisation d'un rift qui est la prolongation septentrionale de la grande chaîne volcanique traversant tout l'Iran. Ce rift s'élargit brusquement à l'Ouest d'une ligne Mianeh-Ardebil. Nous y avons distingué trois zones :

- La zone des Monts de Tarom, limitée au NE par l'Elbourz et au SW par les monts de Soltanieh, forme ici une bande de 60 km de large dont l'orientation NW-SE est soulignée par les bassins néogènes de Zanjan et de Manjil.

- La zone de l'Azerbaijan oriental, située entre la plate-forme de Takab au Sud et les premiers chaînons du Petit-Caucase au Nord, atteint une largeur de 200 km qui diminue rapidement vers l'Ouest. Elle se compose d'une suite de reliefs E-W, comme les chaînes du Sabalan, du Bozqush et le Plateau de Mianeh, séparés par des dépressions sédimentaires, parfois plissées, comme les bassins de Sarab, de Mianeh et le grand bassin Soltanabad-Nowruzabad.

- La zone Mianeh-Ardebil forme entre l'Elbourz et l'Azerbaijan oriental une étroite bande méridienne caractérisée à la fin du Paléogène et au Néogène par une intense activité volcanique. Les directions structurales NNE-SSW guident l'emplacement des bassins sédimentaires d'Ardebil, de Kharajem et de Mianeh.

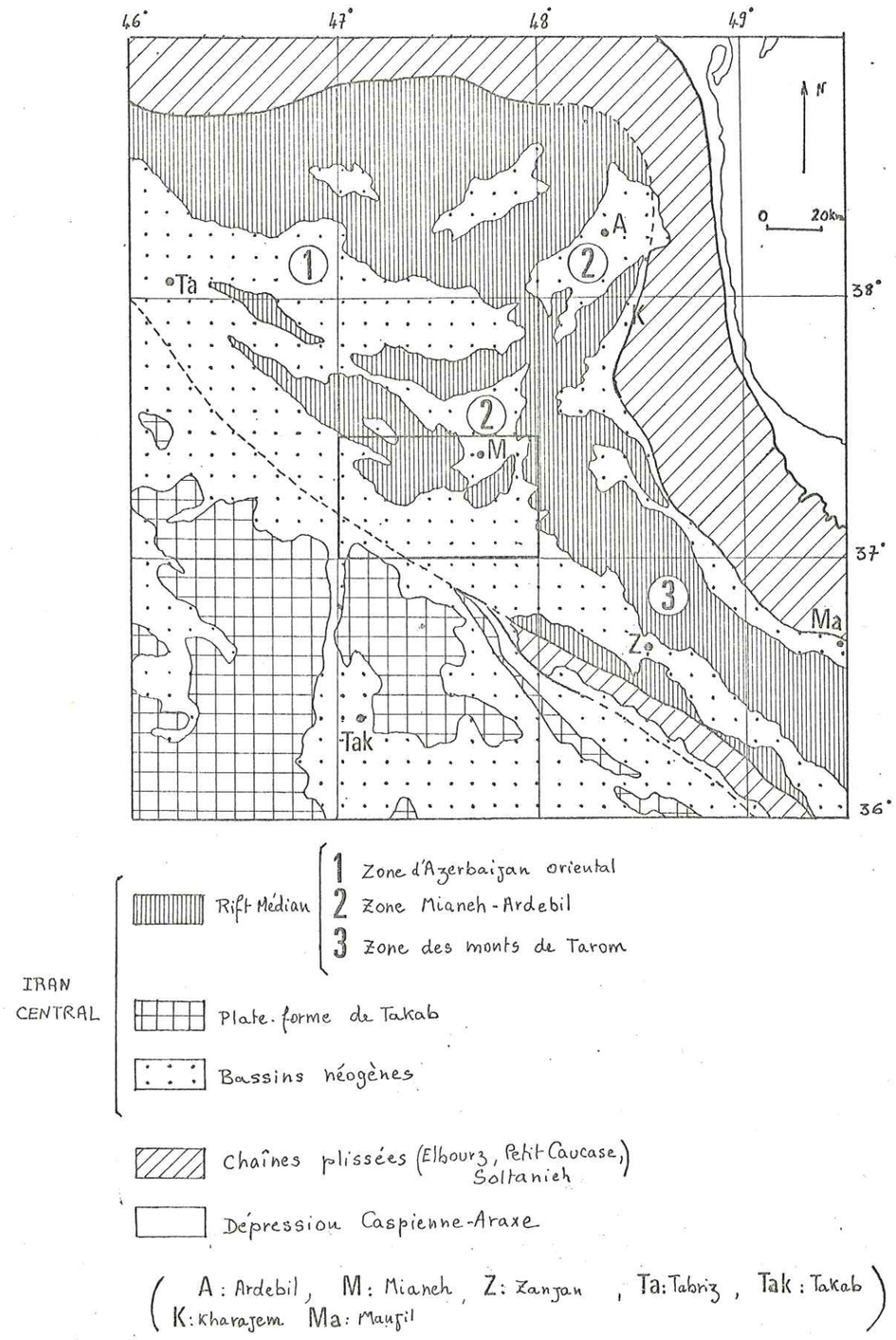


Fig: 71 - SCHEMA STRUCTURAL DE L'AZERBAIJAN

II - LES PRINCIPALES ZONES STRUCTURALES (fig. 72) :

La région étudiée se trouve donc au point de convergence des trois grandes zones structurales qui composent le rift éocène. L'interférence entre les directions NW-SE de l'Azerbaijan et celles méridiennes de la zone Mianeh-Ardebil guide son découpage en 4 ensembles :

- le Plateau,
- la zone orientale,
- le bassin miocène de Nowruzabad-Soltanabad,
- les bassins récents.

A - Le Plateau (fig. 73) :

Cet ensemble regroupe la bordure nord molassique peu plissée du bassin Nowruzabad-Soltanabad, la chaîne volcanique de la vallée du Qaranqu et leur soubassement éocène qui se développe vers le Nord. Dans ce dernier, les mouvements tectoniques post-éocènes ont découpé une mosaïque de blocs suivant les deux grandes directions structurales NW-SE et NNE-SSW.

A l'Ouest, les directions N 110 dominent et déterminent l'allongement du graben Seyedlar-Gugdaraq, celui du horst Aqbolagh-Ush Tapeh ainsi que celui de structures mineures comme le horst de Khatunabad ou la faille de Qal'eh Juq.

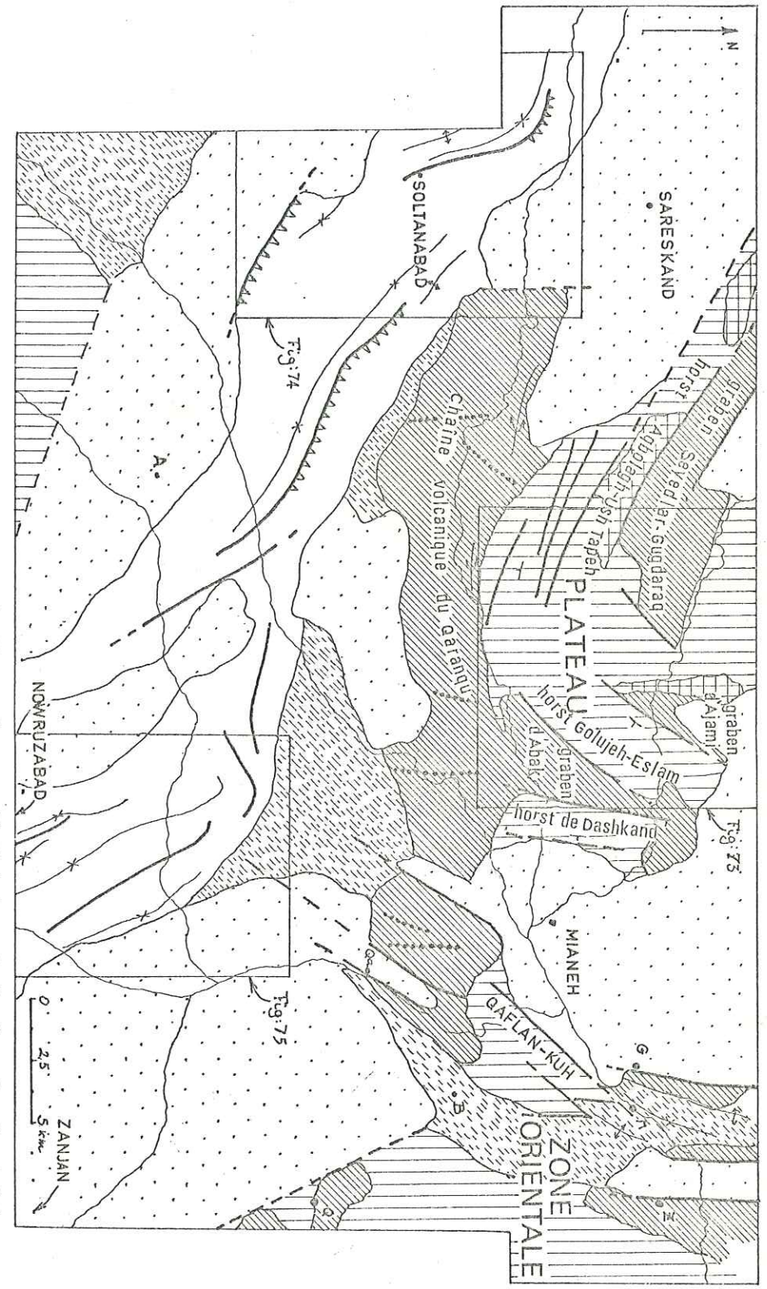
1° Le graben Seyedlar-Gugdaraq :

Individualisé dès l'Oligocène, ce bassin connaît une intense activité éruptive pendant l'Oligo-miocène. A cette époque, des coulées de brèches de composition rhyolitique s'épanchent sur les laves de l'Ensemble Supérieur de l'Eocène conservées au fond de cette structure d'effondrement. Son rebord nord est haché de petites failles N 40 parfois accompagnées de plis de faible amplitude. Elles guident la montée des granophyres oligocènes et déterminent, à leur intersection avec les directions N 110, la localisation des centres de l'activité volcanique. Il est intéressant de noter qu'elles prolongent le grand accident N 40 qui découpe l'extrémité orientale du Bozqush, traverse la plaine de Sarab et passe sous le Sabalan. Au cours du Néogène, le bassin de Gugdaraq se crée par le rejeu d'une faille N 110.

2° Le horst Aqbolagh-Ush Tapeh :

Cette zone surélevée fait apparaître les roches plus massives de l'Ensemble Inférieur de l'Eocène, et peut-être même le socle anté-tertiaire, jusqu'au Nord du massif du Sahand. Dans la région de Mianeh, sa direction N 110 est soulignée par un alignement de massifs intrusifs (granites et granophyres).

Plus au Sud, le horst de Khatunabad fait surgir les cornéennes de l'Ensemble Inférieur de l'Eocène au milieu des tufs de l'Ensemble Moyen. Les failles N 90 qui le limitent ont vraisemblablement rejoué au Néogène. Une faille de même direction provoque un redoublement de la série au voisinage de Qal'eh Juq et explique la très grande épaisseur des tufs à cet endroit.



A: Awirabad, B: Badelu, G: Gunadghadi, M: Mamak, Z: Ziringhin, Q: Qa3Eu, Qa: Qazeh-Ori

Socle anté-oligocène et granites oligocènes (a)
Volcanites oligo-miocène
Bassins peu plissés

BLOCS RIGIDES

BASSIN PLISSE

BASSINS NON PLISSES

Chevauchement
Faille
Axe synclinal
Axe anticlinal
Flexure
Pendage
Direction de dyke

Figure 72 SCHEMA STRUCTURAL DE LA REGION DE MIANEH

A l'Est d'Ajami, les structures méridiennes deviennent prépondérantes et sont accompagnées d'importantes manifestations éruptives. L'individualisation des bassins d'Ajami et d'Abak ainsi que celle des horsts de Golujeh Eslam et de Dashkand date ici aussi de l'Oligocène. Ces structures de distension seront réactivées lors de la phase tectonique mio-pliocène et pourront encore s'accompagner d'une activité volcanique réduite.

1° Le graben d'Ajami :

Il est limité à l'Est par une série de failles en escalier de direction N 40 dont le rejet total dépasse 2 000 m. Elles mettent en effet les latites de la base de la séquence éocène en contact avec les trachyandésites analcimiques du sommet. Des failles normales de direction N 120 à regard nord l'interrompent au Sud. Tous ces accidents sont injectés de rhyolites et une partie du graben est comblée par des projections acides. A la fin du Néogène, une nouvelle phase tectonique réactive les failles N 40 et provoque le rejeu subsident de cette zone. Un petit volcan basaltique se localise sur sa bordure orientale.

2° Le horst de Golujeh Eslam :

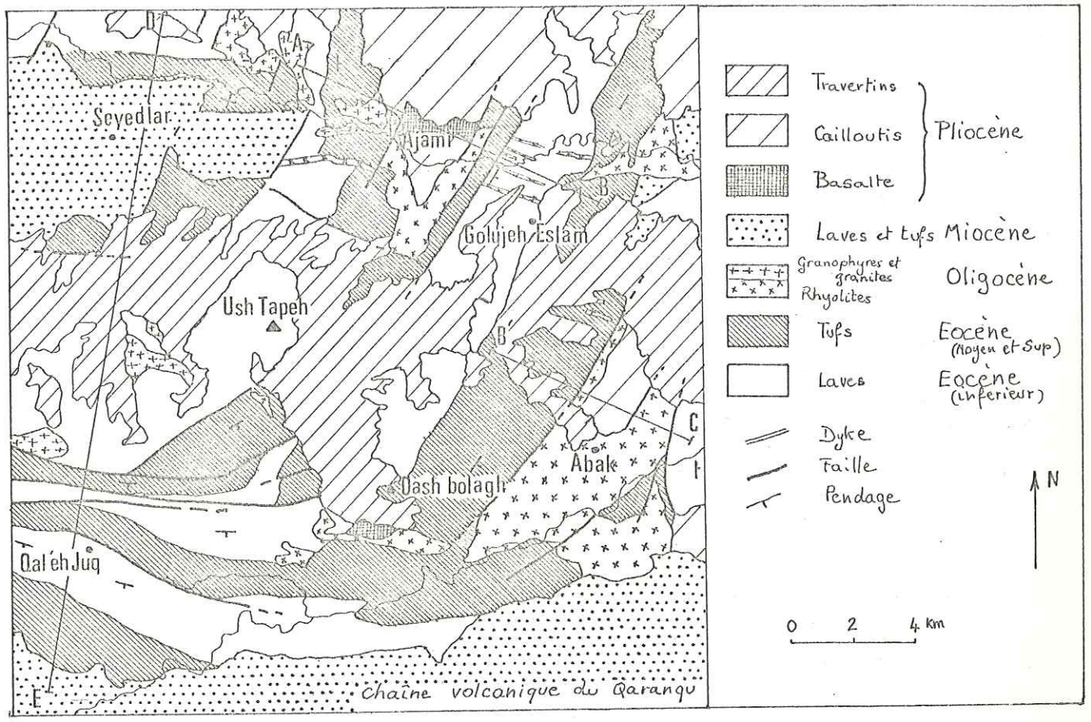
Limité à l'W par la faille bordière N 40 du graben d'Ajami, ce bloc basculé montre une coupe complète de l'Eocène dont l'Ensemble Inférieur est ici très massif. Les coulées diaclasées sont traversées par un réseau de dykes dont l'orientation principale est N 120. Au dessus, les couches de tufs et les coulées interstratifiées conservent une direction N 40 avec un pendage très variable vers l'Est. Au niveau de Dashbolagh, un mouvement de torsion vers l'Ouest s'amorce dans les tufs. Ces derniers acquièrent en effet une direction N 100 et un pendage sud au voisinage de la vallée du Qaranqu. Les niveaux compétents de la base de la séquence éocène réagissent à cette torsion par un écaillage complexe en "pelure d'oignon" au niveau de la terminaison du horst Agbolagh-Ush Tapeh. Les directions de mouvement le long des accidents N 100 ont été masquées par l'intense altération hydrothermale guidée par ces fractures et par leurs rejeux postérieurs.

3° Le graben d'Abak (fig. 73) :

Sa forme en coin largement ouvert vers le Sud, l'intense volcanisme acide qui s'y localise, la netteté et la continuité des failles qui le bordent en font la structure d'extension la plus nette du Plateau. Il est bordé à l'Est par le horst de Dashkand dans lequel les niveaux inférieurs de la séquence éocène apparaissent avec une direction NO et un pendage est assez fort. Il est probable que l'ouverture de ce fossé d'Abak est une conséquence du mouvement de torsion dont nous avons vu les effets dans le horst de Golujeh Eslam. La zone de failles qui borde ce graben à l'Ouest se prolonge dans les tufs éocènes de la vallée du Qaranqu par d'étroites bandes où se localise une intense altération hydrothermale.

Le Sud du Plateau est barré par la grande chaîne de volcans miocènes de la vallée du Qaranqu. L'étude volcanologique nous a permis de mettre en évidence la migration d'Est en Ouest des centres actifs au Burdigalien. Cependant, la grande majorité des dykes qui alimentaient ces volcans possède une direction N 10 à N 40.

Des flexures N 100, comme celle de Dalmeh ou de Kesjin, évoluant parfois à des failles normales à regard sud lient cette zone volcanique au bord instable du



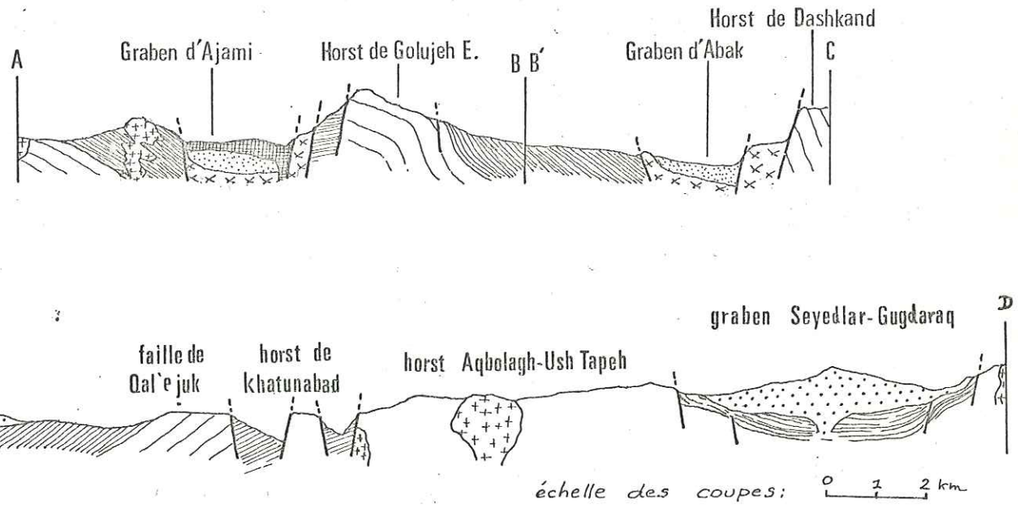


Fig. 73 Carte du Plateau de Mianeh

BIUS CADIST

bassin de l'Ahi Chay. L'individualisation de cette chaîne volcanique, comme celle de toutes les autres structures du Plateau, est une conséquence de la phase tectonique oligocène. Mais, mis à part le rejeu de quelques fractures locales, l'absence de déformations importantes dues à la phase tectonique mio-pliocène fait ressortir le rôle de socle rigide joué par le Plateau pendant le Néogène.

B - La zone orientale (fig. 72) :

Cet ensemble se divise en trois parties :

- la chaîne du Qaflan-Kuh,
- le bassin Maman-Badelu,
- le plateau Zirinjin-Qazlu.

La phase oligocène atteint ici un maximum d'intensité et se traduit par d'importantes failles qui orientent toutes les structures selon une direction méridienne.

1° La chaîne du Qaflan-Kuh (fig. 3) :

Composée au Nord d'un socle permo-carbonifère, recouvert par une épaisse série de laves et de tufs d'âge éocène, elle se poursuit vers le Sud par le grand volcan andésitique de Qareh Ziarat et par un bombement dans les molasses miocènes.

Elle est limitée à l'Ouest par une série de failles N 40 qui amènent progressivement le socle à l'altitude de 1 800 m : la plus importante se suit sur 15 km et s'accompagne d'une intense mylonitisation. Elle n'a cependant guidé ni manifestation volcanique, ni altération hydrothermale. En effet, l'activité effusive oligocène se limite au bord oriental de cette chaîne, en partie recouvert par les calcaires burdigaliens. Des extrusions de rhyolite, peut être liées à une faille méridienne, sont quelquefois guidées par les plans de stratification des tufs éocènes qui ont ici une direction N 115 et un pendage sud.

Au Nord-Est, une série d'accidents N-S recoupe les failles N 40 et déterminent la forme en coin de la terminaison septentrionale de cette chaîne. L'érosion de la totalité de la couverture volcanique éocène témoigne de l'ampleur du soulèvement de cette chaîne à l'Oligocène. Au contact du socle, des flexures dans les calcaires burdigaliens témoignent également d'un rejeu vertical néogène du Qaflan-Kuh. Mais les effets des phases tectoniques néogènes se font surtout sentir au Sud : un bombement orienté N 20 porte à l'altitude de 1 860 m le volcan miocène de Qareh Ziarat. Ce soulèvement s'accompagne de failles de même direction qui découpent les flancs NW et SE de Qareh Ori et de Qareh Bolagh.

2° Le bassin Maman-Badelu :

Conséquence du premier soulèvement oligocène de la chaîne du Qaflan Kuh qu'il borde, ce bassin possède une direction N-S et se poursuit vers le Nord au delà de la zone étudiée. Nous avons vu au chapitre II (p. 25) que la sédimentation y débute dès l'Oligocène et qu'elle se caractérise notamment par la grande épaisseur de la Lower Red Formation. La faille N-S qui limite ce bassin à l'Ouest et met en contact les sédiments oligocènes avec les marnes pliocènes du bassin de

Mianch s'accompagne au Miocène inférieur d'une activité volcanique réduite (Gunadghadi). La phase tectonique mio-pliocène développe dans le bassin de Maman des plis dont les axes N 30 sont légèrement obliques par rapport à la direction méridienne de la faille de Gunadghadi.

3° Le plateau Zirinjin-Qazlu :

D'importantes extrusions de rhyolites fluidales oligocènes le limitent à l'Ouest et se poursuivent vers le Nord et la plaine d'Ardebil. Cette région stable n'a pratiquement pas été affectée par les mouvements tectoniques d'âge tertiaire. En effet, seule la cartographie a permis de mettre en évidence de très faibles bombements N 90 dans sa partie centrale. Ce plateau poursuit, d'un point de vue structural et stratigraphique, la zone des monts de Tarom, peu déformée au cours du Tertiaire.

C - Le bassin Soltanabad-Nowruzabad :

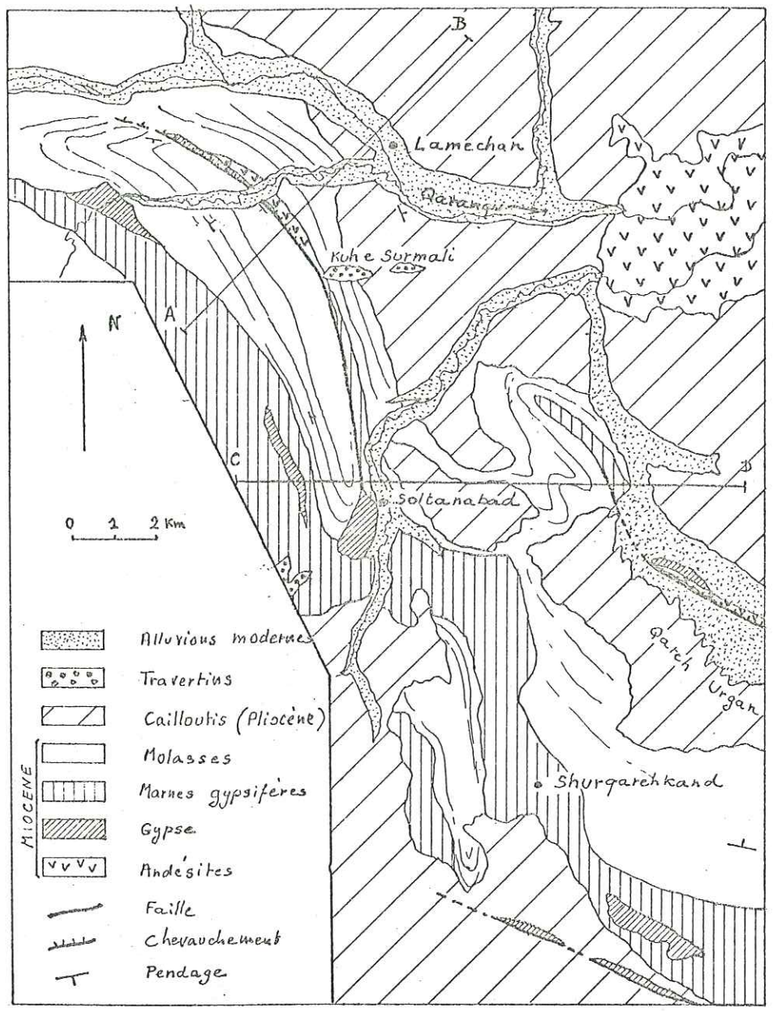
Limité au Nord par le Plateau et au Sud par le socle métamorphique des monts de Takab, ce bassin, où se sont accumulés 3 000 m d'évaporites et de produits détritiques au cours du Miocène, a été plissé lors de la phase tectonique mio-pliocène. Le bouleversement des assises gypsifères de la base de la série contraste avec le plissement calme des molasses terminales plus compétentes.

Le style de plissement se caractérise par l'apparition de synclinaux assez larges, particulièrement nets dans les niveaux molassiques, séparés par d'étroites zones anticlinales, très souvent éclatées, dans lesquelles s'injectent des diapirs de gypse.

L'axe général d'allongement du bassin est NW-SE mais deux flexures majeures modifient localement sa direction.

- La flexure de Soltanabad est détaillée sur la carte de la fig. 74 . La direction du bassin, N 90 à N 100 entre le massif du Sahand et Lamechan, tourne brusquement à N 170 sur 15 km et revient ensuite à N 100 à l'Est de Shurqarehkand. Le déversement des plis est variable. Entre Kuh-e-Surmali et Soltanabad, c'est-à-dire dans le tronçon d'orientation méridienne, les synclinaux sont droits et séparés par d'étroites zones anticlinales. Au Nord de Kuh-e-Surmali et au SE de Soltanabad, ces mêmes synclinaux se déversent vers le S-W et les zones anticlinales deviennent chevauchantes : une lame de roches volcaniques miocènes vient recouvrir, par l'intermédiaire d'un niveau de gypse, le flanc NE du synclinal de Kuh-e-Surmali. De la même façon, un accident chevauchant, accompagné de gypses et remontant des roches volcaniques, affecte le flanc nord du grand synclinal de molasse de Qareh Urgan. Au Sud de Shurqareh kand, une lame de gypse orientée N 110 traverse les cailloutis pliocènes et indique un rejeu tardif de ces structures à la fin du Néogène.

- La flexure d'Halaj (fig. 75) se situe dans la prolongation de la chaîne du Qaflan-Kuh. L'axe du bassin passe de N 100 à l'Est du village d'Halaj à N 155 au SE où il suit la direction structurale de l'anti-Elbourz. Cette partie du bassin particulièrement riche en évaporites montre une succession de synclinaux séparés par des zones étroites et injectées de gypse (halocinèse). L'activité diapirique devient intense au voisinage de la flexure et bouleverse l'allure des couches qui prennent localement une direction N 40 identique à celle du horst du Qaflan-Kuh.



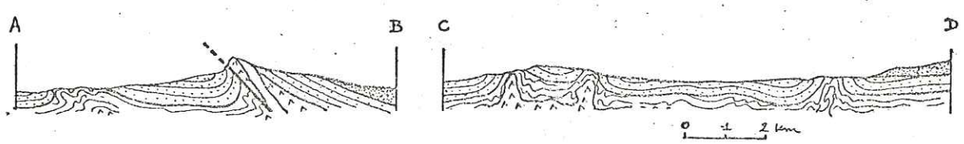
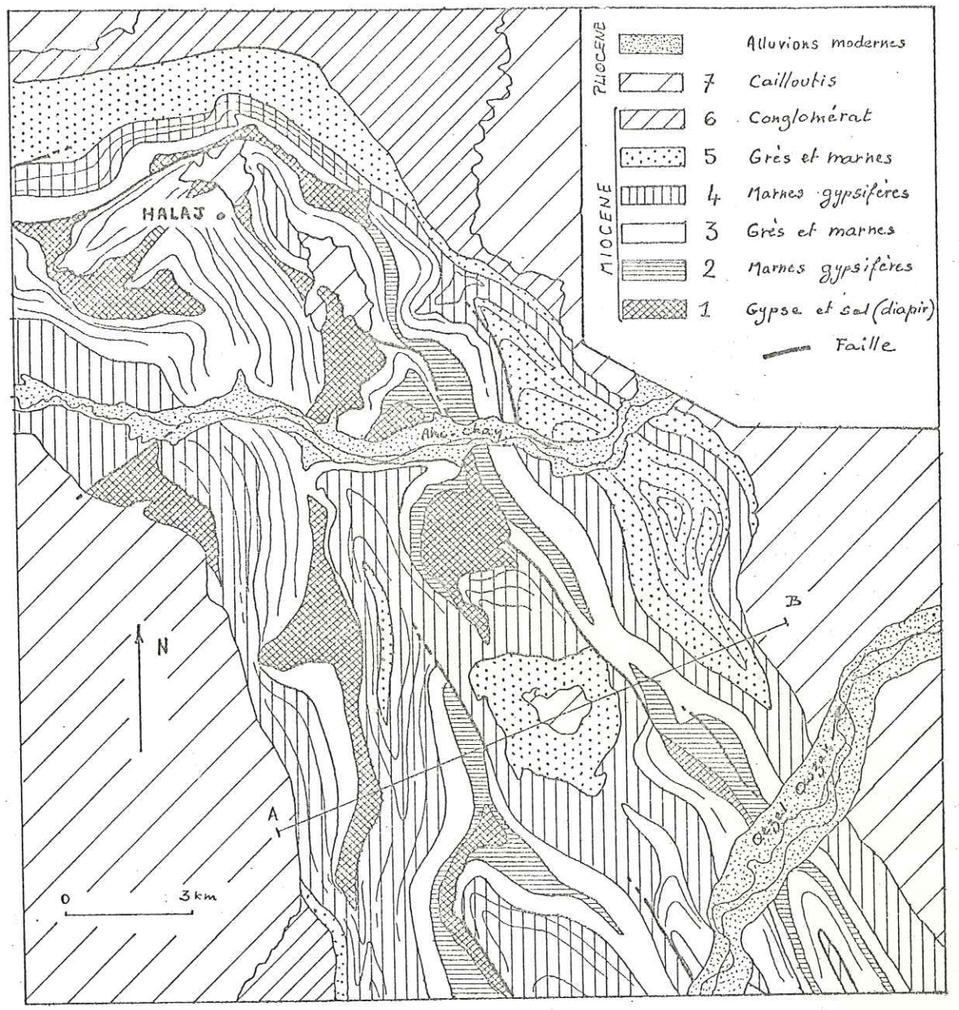


Fig: 74 CARTE DE LA FLEXURE DE SOLTANABAD



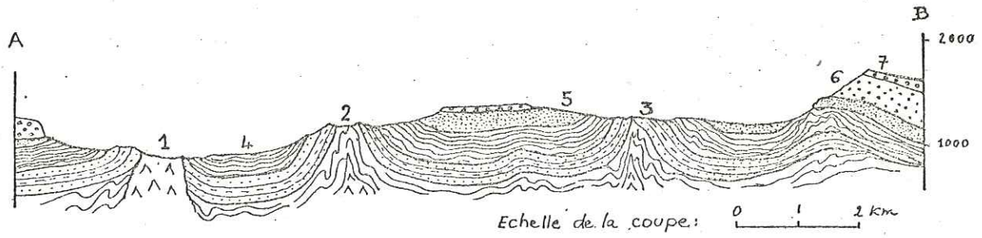


Figure: 75 CARTE DU BASSIN DE L'AHI-CHAY

Entre ces deux flexures, le synclinal de Qareh Urgan dont le flanc est est chevauché par les marnes de la base de la séquence miocène s'interrompt brusquement sur un accident N 140 jalonné de diapirs de gypse. De part et d'autre de cet accident, les molasses pliocènes sont décalées de 300 m, ce qui indique son rejeu tardif.

D - Les bassins récents :

Ces dépressions calquées sur les trois grandes directions structurales se caractérisent par une subsidence importante au cours du Pliocène.

Le bassin de Zanjan, allongé selon une direction NNW-SSE, se prolonge au voisinage du Qaflan-Kuh par le petit graben de Qareh Ori. Les dépôts pliocènes y sont affectés par des failles méridiennes dont le rejet peut atteindre 200 m et qui témoignent de l'ampleur du soulèvement du Qaflan-Kuh à cette époque.

Le bassin de Sareskand suit les directions NW-SE de l'Ouest du Plateau. Ici les grès et marnes pliocènes reposent en concordance sur les molasses miocènes. Ces couches ne montrent jamais les pendages importants qu'elles prennent dans le massif du Sahand.

Le bassin de Mianeh est limité à l'Est par la chaîne du Qaflan-Kuh. Il se raccorde plus au Nord avec la dépression néogène qui sépare le Bozqush du Plateau (fig. 2). Les pendages de 30° observés dans les dépôts détritiques du Pliocène au voisinage de Qareh Ziarat sont une conséquence du rejeu tardif des grandes failles méridiennes lors du dernier soulèvement du Qaflan-Kuh.

Enfin, la grande dépression méridionale, en relation directe avec le bassin de Sareskand et celui de la plaine de Zanjan achève son remplissage au Pliocène. Elle est interrompue à l'Est d'Amirabad par un alignement de diapirs qui prolongent l'accident limitant plus au Nord le synclinal de Qareh Urgan.

III - HISTOIRE TECTONIQUE :

A - Introduction :

Deux phases tectoniques majeures ont été distinguées dans cette région. Elles se situent respectivement à l'Oligocène inférieur et à la limite Miocène-Pliocène. Quelques indices, comme l'absence de sédiments entre le Trias et l'Eocène dans le Qaflan-Kuh, semblent indiquer des phases plus anciennes bien connues dans l'Elbourz (R. G. Davies et al., 1975) et dans le Nord de l'Azerbaijan (J. Didon et Y. M. Gemain, 1976) mais qui n'ont pu être mises en évidence à Mianeh.

Les phases tectoniques tertiaires n'ont pas produit d'orogène, au sens alpin du terme, dans la région étudiée. Elles se traduisent par le rejeu d'anciennes structures et possèdent plutôt un caractère diastrophique. La disposition la plus commune est celle de blocs peu déformés limités par des zones étroites intensément tectonisées où s'accumulent les effets de plusieurs phases de déformation. Sous l'effet des contraintes tectoniques, ces blocs réagissent par des basculements et des rotations qui créent, au cours d'une même phase, des zones d'extension et d'affrontement. Ainsi, la phase tectonique oligocène se traduit-elle dans l'Elbourz par des chevauchements alors qu'elle provoque des mouvements d'ouverture accompagnés d'un important volcanisme acide dans la région de Mianeh. Entre ces deux zones tectoniquement actives, le bloc des monts de Tarom n'est affecté que par quelques plis de faible amplitude.

B - Situation à l'Eocène (fig. 76) :

Les auteurs de la carte Bandar-e-Pahlavi (R. G. Davies et al., 1975) ont souligné l'importance de la phase tectonique de la fin du Crétacé dans le Nord-Ouest de l'Iran qui provoque une première surrection des chaînes de l'Elbourz et de Soltanieh, ainsi que peut-être celle du Qaflan-Kuh. Une importante phase d'extension dont le paroxysme se situe à l'Eocène moyen et supérieur lui fait suite. L'alternance de chaînes volcaniques et de bassins subsidents le long d'une bande de 50 à 200 km de large traversant tout l'Iran caractérise ce rift. Sa partie méridionale est marquée, dans la région étudiée, par l'accumulation de plus de 3 000 m de produits volcaniques. La relation entre cette activité volcanique et les directions paléogéographiques ne fait pas de doute dans la zone des monts de Tarom. Elle devient beaucoup moins évidente à Mianeh du fait de l'intensité des phases de déformation ultérieures. Cependant, les reliefs actuels du Sabalan, du Bozqush et du Plateau de Mianeh semblent correspondre aux différents centres d'émission éocènes échelonnés du Nord au Sud parallèlement aux anticlinaux du Crétacé supérieur du Nord de l'Azerbaijan (fig. 71).

Le brusque élargissement de ce rift à l'Ouest de la zone Mianeh-Ardebil résulte peut-être de l'interaction entre les directions structurales N 130 de l'Anti-Elbourz avec d'autres méridiennes peut-être très anciennes. Les relations qui existent entre ces deux systèmes seront étudiées dans le paragraphe suivant.

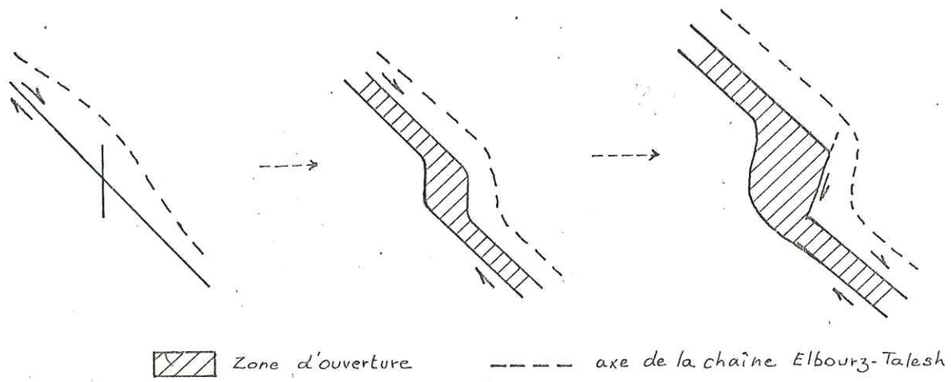


Figure 76 - Modèle schématique de l'évolution du rift en Azerbaijan.

C - La phase tectonique oligocène :

L'intensité de cette phase est très variable en Azerbaijan. Dans la chaîne de l'Elbourz, elle réactive les structures acquises au Crétacé et provoque l'apparition de plis qui passent à d'importants chevauchements vers le SW. Le soulèvement de la chaîne de Soltanieh date également de cette époque et s'accompagne d'un chevauchement de sa bordure NE sur les tufs éocènes du bassin de Zanjan. En Azerbaijan oriental et dans les monts de Tarom, les effets de cette phase sont très limités : seuls quelques plis N 90 apparaissent localement au Nord de Zanjan. Les grandes directions structurales sont soulignées par des massifs intrusifs allongés (granodiorite des monts de Tarom, granites de l'Ouest du Plateau de Mianeh) ou par des plutons de syénite (région d'Ahar).

Dans la région de Mianeh cette phase est marquée par :

- un soulèvement préliminaire,
- un épisode de fracturation accompagné d'émissions volcaniques,
- l'individualisation tardive de bassins subsidents oligocènes et miocènes.

Le soulèvement, particulièrement net dans la chaîne du Qaflan-Kuh où toute la séquence éocène a été érodée à cette époque, s'atténue vers le NE et les pendages des tufs redeviennent rapidement horizontaux.

L'intense fracturation méridienne qui caractérise l'Est du Plateau et le Qaflan-Kuh peut revêtir deux aspects :

- des zones étroites, très diaclasées, parfois accompagnées de mylonites comme la bordure occidentale du Qaflan-Kuh, celle du horst de Golujeh Eslam et la terminaison du horst Aqbolagh-Ush Tapeh, soulignent les grands accidents NNE-SSW de cette région. Elles ne s'accompagnent jamais d'émissions volcaniques mais sont souvent le siège d'un faible métamorphisme hydrothermal (chap. IV, p. 160). Il semble que le long de ces zones de failles, les mouvements aient une forte composante horizontale.

- des zones d'ouverture, comme le graben d'Abak, celui d'Ajami et la bordure NE du Qaflan-Kuh, où se localise une intense activité volcanique, témoignent d'autre part d'importants mouvements d'extension.

Les blocs limités par ces zones de faille sont très souvent basculés. A l'Est de la région étudiée, où ce basculement est très faible, les coulées de rhyodacite oligocènes sont peu ou pas discordantes sur les laves éocènes et seule une discordance cartographique permet de distinguer ces deux épisodes. Au contraire, sur le Plateau de Mianeh, où les pendages des laves et des tufs éocènes atteignent et dépassent 40°, les discordances sont angulaires et la coupure entre les laves éocènes et oligocènes est très nette.

L'intensité de la tectonique, mesurée principalement par l'ampleur des rejets et par l'importance des zones mylonitisées, augmente donc progressivement de l'Ouest vers l'Est, passe par un maximum à l'Est du Plateau et dans le Qaflan-Kuh, puis décroît brusquement à l'Est de cette chaîne. De plus, le passage progressif que nous avons observé entre les granites et granophyres de l'Ouest du Plateau et les rhyolites de l'axe Mianeh-Ardebil existe également à l'Est de cette zone entre les granodiorites des monts de Tarom et les coulées rhyodacitiques de la bordure de la plaine de Zanjan.

Il existe donc une étroite corrélation entre la présence du volcanisme et l'intensité de la phase tectonique oligocène le long de l'axe Mianeh-Ardebil.

Le début du Miocène est marqué par l'individualisation de grands bassins sédimentaires dans lesquels s'accumulent les produits détritiques provenant de la destruction des reliefs. Ainsi, le comblement du bassin de Maman dès l'Oligocène témoigne-t-il de l'importance des mouvements tectoniques au NE de la région étudiée. Au Sud, le bassin Nowruzabad-Soltanabad s'individualise dès le début du Miocène. 3 000 m de sédiments se déposent le long du cours moyen de l'Ahi Chay dans une zone où convergent les trois grandes directions structurales de l'Azerbaijan.

Dès la fin de l'Oligocène, l'activité volcanique cesse complètement à l'Est du Qaflan-Kuh et du Plateau. Aux rhyolites, succèdent plus au Nord d'importantes émissions de dacites (bassin de Firozabad, R. G. Davies et al., 1975) ou d'andésites (Sud du Sabalan, J. Didon et Y. M. Gemain, 1976). Dans la région de Mianeh, basaltes alcalins, andésites et dacites forment une grande chaîne volcanique en bordure du bassin Soltanabad-Nowruzabad. L'activité volcanique migre au cours du Burdigalien le long de l'actuelle vallée du Qaranqu reflétant l'ouverture progressive vers l'W de la zone d'accidents bordant le fossé d'effondrement méridional.

Ainsi, dans la région de Mianeh, la phase tectonique oligocène et le volcanisme associé se manifestent surtout le long d'une importante zone d'accidents méridiens. Les mouvements d'extension qui avaient permis la montée de rhyolites à l'Oligocène se poursuivent au début du Miocène en direction du Nord et de l'Ouest et sont en liaison avec la formation de grands fossés d'effondrement. Cette disposition pourrait s'expliquer par le modèle suivant (1, fig. 77) : à l'Oligocène inférieur, sous l'action de mouvements décrochants le long des grandes zones d'accidents N 10 et N 130 sans doute très anciens, la plate-forme éocène à été cassée en de nombreux blocs rigides. La rotation de ces blocs les uns par rapport aux autres détermine à la fois des zones de friction intensément diaclasées et des zones d'ouverture où surgissent d'abord des rhyolites, puis des basaltes alcalins dès la fin de l'Oligocène. Ces dernières émissions attestent de l'importance et de la profondeur de ces accidents. Peu de données concernant les sens de mouvement lors de cette phase tectonique en Azerbaijan sont actuellement disponibles. Certaines failles bien connues ailleurs en Iran, comme la faille bordière du Zagros, ont actuellement une composante dextre importante. Nous pensons qu'un comportement analogue pourrait caractériser à l'Oligocène la zone de failles qui limite la région de Mianeh vers le Sud et se poursuit le long des monts de Soltanieh. Les seuls indices que nous possèdions sont les dykes NS qui accompagnent la faille de Soltanieh et les anticlinaux N 90 des monts de Tarom le long desquels se mettent en place des massifs de granodiorite. Les dykes matérialiseraient les fentes d'extension et les anticlinaux, les plis en échelons associés à un décrochement dextre N 130.

Dans la région de Mianeh-Ardebil, le sens de coulissage des grands accidents méridiens est plus délicat à déterminer. En effet, à l'Ouest, la torsion des structures du Plateau de Mianeh et du Bozqush indiquent un jeu senestre alors qu'à l'Est, celle de la chaîne de l'Elbourz impose un mouvement inverse. Le jeu dextre nous semble plus probable et n'est pas incompatible avec une torsion vers le Nord des structures à l'Ouest de cette zone. En effet, nous avons vu que l'intensité de la tectonique diminuait entre le Qaflan-Kuh et l'Ouest du Plateau. En conséquence, l'ampleur des décrochements diminue de la même façon. Les blocs limités par deux accidents seront donc soumis à des mouvements de rotation antihoraire d'autant plus importants que l'on s'approche du Qaflan-Kuh. Les schémas 2 et 3 de la fig. 77 illustrent l'évolution d'un tel système. L'ouverture du graben d'Abak s'explique ici par une rotation plus importante du horst de Dashkand par rapport à celui de Golujeh Eslam. Ce mouvement expliquerait également la différence de 30° qui existe entre les directions structurales mesurées dans ces deux blocs.

Si l'on admet ce modèle, la région de Mianeh se trouve à l'intersection de deux familles d'accidents dextres. Leur conjugaison permet d'expliquer à la fois l'ouverture de la zone Mianeh-Ardebil à l'Oligocène et celle du bassin de l'Ahi Chay au Miocène selon que l'une ou l'autre des deux familles prédomine.

Ce modèle qui s'applique à la plate-forme rigide d'Azerbaijan oriental peut, dans une moindre mesure, s'étendre au bloc des monts de Tarom. Par contre, les chaînes plissées qui limitent ce môle au Nord (Elbourz) et au Sud (Soltanieh) ont un comportement structural très différent.

D - La phase tectonique mio-pliocène :

Très bien connue en Iran, elle joue un rôle important lors du plissement du Zagros et celui du Sud de l'Elbourz où elle accentue les structures oligocènes. En

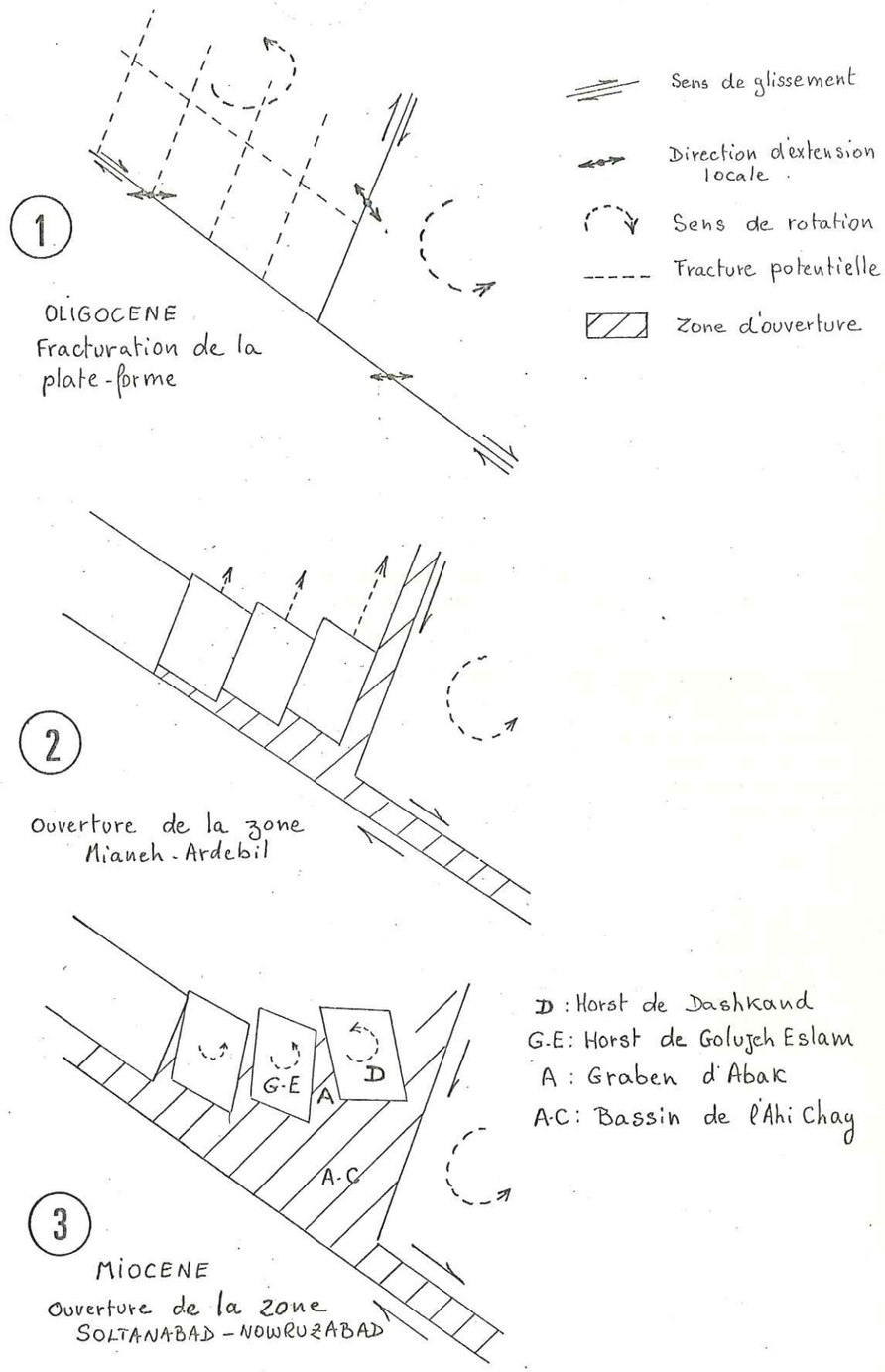


Fig: 77 Modèle d'évolution structurale à l'Oligo-miocène

Azerbaijan, ses effets sont plus modestes et se limitent au rejeu de la grande zone de faillesqui borde la région de Mianeh au Sud.

Le Plateau et le Qaflan-Kuh subissent à cette époque un soulèvement important qui accompagne le rejeu des failles bordières des petits grabens oligocènes (Abak, Ajami). La principale conséquence de ce soulèvement est l'individualisation des grandes dépressions pliocènes de Mianeh, Zanjan et Sareskand. Au Nord de Maman, quelques plis en échelons de direction N 40 indiquent peut-être un léger rejeu décrochant senestre de l'accident de Gunadghadi (anticlinal de Maman et anticlinal faillé de Gunadghadi).

C'est au niveau du bassin Soltanabad-Nowruzabad que les effets de cette phase tectonique semblent les mieux marqués. Mais l'intensité du plissement résulte surtout de la plasticité des sédiments gypsifères. Il s'agit donc plutôt d'une halocinèse que d'une tectogenèse.

Des études récentes (D. Fabre et J. P. Robert, 1975) ont montré qu'un décrochement dans le socle peut se traduire dans la couverture sus-jacente, si celle-ci est suffisamment épaisse, par un décrochement de même sens, oblique par rapport au premier (parfois de 15°).

Dans cette optique, les zones de flexures d'Halaj et de Soltanabad seraient les manifestations,dans l'épaisse couverture miocène,du grand accident N 130 dont nous avons déjà parlé à propos de la phase oligocène. Ce dernier aurait donc également joué en décrochement dextre à la fin du Miocène. L'amincissement du bassin le long des zones de flexures serait une conséquence de mouvements de coulissage le long des charnières anticlinales éclatées (Soltanabad, Halaj). La résultante globale dextre expliquerait également la présence de chevauchements vers le Sud dans les tronçons situés entre les flexures.

Au cours du Pliocène, l'activité tectonique se résume à des mouvements épirogéniques le long des grandes fractures. Un léger soulèvement affecte le Qaflan-Kuh à cette époque et des rejets assez importants (300 m) s'observent de part et d'autre de la faille qui limite le synclinal de Qareh Urgan. Des décalages, soulignés par des crochons de faille dans une terrasse au Nord de Gunadghadi, indiquent que ces réajustements se poursuivent encore actuellement.

Chapitre VI - G E O C H I M I E

I - GENERALITES

II - GEOCHIMIE DU VOLCANISME EOCENE

III - GEOCHIMIE DU MAGMATISME ACIDE OLIGOCENE

IV - ETUDE GEOCHIMIQUE DU VOLCANISME OLIGOCENE SUP. ET NEOGENE

I - GENERALITES :

A - Méthodes d'analyse :

S'ajoutant aux 30 analyses chimiques réalisées par Mme Keller et présentées lors de l'étude pétrographique (chap. III), nous avons effectué 170 analyses partielles en fluorescence X au laboratoire de G. Vivier (Institut Dolomieu) sur quatre éléments majeurs et trois éléments-traces :

Ba, Sr et Rb sont dosés avec une cible au Mo, un cristal analyseur de LiF et une sonde à scintillation ;

Pour Fe, Ti, Ca et K, on utilise un tube au Cr, un cristal de LiF et un compteur proportionnel à flux gazeux.

Le seuil de détection de l'appareil se situe entre 5 et 10 ppm pour le rubidium, à 20 ppm pour le strontium et à 100 ppm pour le baryum.

Pour l'étalonnage de Ca et Fe, nous avons utilisé les teneurs fournies par les analyses chimiques globales auxquelles nous avons joint, pour K et Ti, des étalons provenant d'autres laboratoires. Les courbes d'étalonnage des éléments-traces ont été construites avec des échantillons dosés par dilution isotopique dans différents laboratoires (C. R. P. G. de Nancy, standards de l'U. S. Geological Survey). L'effet de matrice inhérent à la méthode a été minimisé par l'adoption de courbes différentes suivant la pétrographie de la roche analysée.

Les erreurs dues aux fluctuations de l'appareil, au degré de tassement de la poudre, à la qualité du vide, etc., sont généralement inférieures à l'imprécision introduite par le choix de la courbe d'étalonnage :

± 5 % pour K, Ti et Rb, ± 10 % pour Fe, Ca et Sr et ± 20 % pour Ba.

B - Echantillonage :

Pour mesurer l'influence de l'altération ou des variations de texture sur la composition chimique des roches analysées et en tenir compte dans l'interprétation des résultats, nous avons prélevé systématiquement un grand nombre d'échantillons variés pour chaque type pétrographique important.

- Altération et métamorphisme affectent de très nombreuses laves éocènes. Bien que le métamorphisme thermique ne provoque généralement pas de changement dans la composition chimique des roches volcaniques, certains faciès (ignimbrites et tufs métamorphiques) montrent un appauvrissement en K, Rb et Ba. De plus, le métamorphisme hydrothermal et les altérations liées au magmatisme oligocène s'accompagnent d'importantes fluctuations de K, Rb, Ba et Ca (fig. 85 a) dans les roches volcaniques affectées : de ce fait, 20 % des analyses partielles effectuées sur les laves éocènes n'ont pu être utilisées.

- La texture des roches volcaniques joue également un rôle important dans la dispersion des valeurs, surtout dans les laves où la mésostase vitreuse est bien développée.

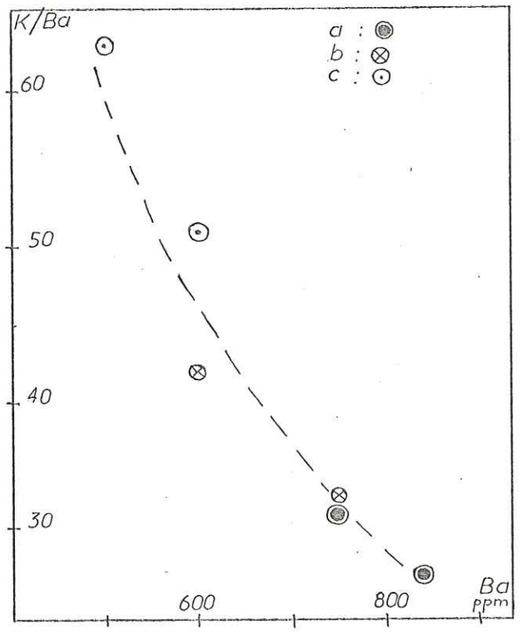


Figure 78 - Fluctuations des teneurs en K et Ba dans un dôme-coulée dacitique (a : pechstein, b : faciès vitreux de la coulée, c : faciès dévitrifié).

Ainsi le rubidium fluctue-t-il beaucoup dans les laves à texture fluidale, notamment lorsqu'elles sont dévitrifiées, ce qui explique la grande dispersion des points représentatifs des rhyolites oligocènes (fig. 87 b) ou des rhyodacites miocènes (fig. 93 b). La corrélation habituelle entre K et Rb disparaît donc puisque ces éléments ne se remplacent pas au sein d'une structure cristalline mais sont dispersés de façon anarchique dans la phase vitreuse. Les bordures de refroidissement des dykes et des coulées acides (pechstein) possèdent généralement un rapport K/Rb beaucoup plus faible que celui des laves associées.

Le baryum possède un comportement analogue à celui du rubidium : ses teneurs dans les rhyodacites miocènes fluctuent de 500 à 1 600 ppm indépendamment de toute variation minéralogique (fig. 94 b). Six échantillons prélevés dans un même dôme-coulée de dacite illustrent bien ces fluctuations (fig. 78).

Par contre, les autres éléments dosés (Sr, Ca, Fe, Ti) montrent des teneurs assez homogènes dans les laves vitreuses.

La structure subdoléritique des shoshonites éocènes favorise une grande dispersion de leurs teneurs en Sr, Rb, et Ba (voir p. 196).

Mais le caractère très porphyrique de la plupart des roches analysées (latites éocènes) influe très peu sur la dispersion de leurs points représentatifs dans les diagrammes géochimiques.

C - Rappel sur la géochimie des éléments incompatibles (fig. 79) :

En règle générale, Ba et Rb sont liés au potassium, Sr au calcium et au potassium. Dans les roches volcaniques, le rubidium se trouve en proportions décroissantes dans le verre, la biotite et la sanidine. Le strontium rentre d'abord dans le plagioclase mais peut remplacer en partie le potassium de la sanidine ; il est moins abondant dans le verre. Le baryum apparaît surtout dans le feldspath potassique, également dans la biotite et, en moindre quantité, dans le verre et le plagioclase (C. Dupuy, 1970).

Lors d'un processus de cristallisation fractionnée avec séparation du pyroxène, les teneurs en Sr augmentent dans le bain résiduel. Elles diminuent ensuite lors-

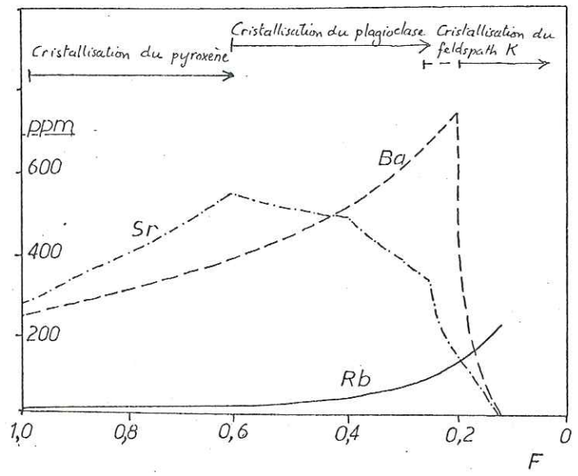


Figure 79 - Diagramme de variation des concentrations en éléments-traces dans le liquide en fonction de la fraction de magma résiduel (F), au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un basalte alcalin (série de Boina-Afar, J. Varet, 1973).

que le plagioclase cristallise, tandis que les teneurs en Ba et Rb augmentent régulièrement vers les termes les plus différenciés en même temps que celles en potassium. Si le feldspath potassique cristallise, les teneurs en Ba diminuent brusquement et celles en Rb augmentent dans le liquide résiduel ce qui modifie la corrélation entre K et Rb : cette dernière tendance se rencontre notamment dans les pegmatites, aplites ou rhyolites issues d'un magma granitique.

La teneur en éléments-traces dépend non seulement de ces processus de cristallisation fractionnée et des contaminations éventuelles, mais aussi et surtout de la composition du magma initial : ainsi un magma basaltique alcalin contient-il plus de Sr, Ba et Rb qu'un magma tholéiitique.

D - Grandes tendances géochimiques du volcanisme tertiaire de Mianeh :

Avant d'aborder, pour chaque période volcanique, la géochimie des éléments-traces, il est nécessaire de rappeler les caractères généraux de ce volcanisme à l'aide de quelques diagrammes faisant intervenir les éléments majeurs.

1° Diagramme $K_2O + Na_2O = f(SiO_2)$ (fig. 80) :

Déjà présenté en introduction au chapitre III (fig. 15), ce diagramme permet de visualiser le caractère alcalin du volcanisme basique ($SiO_2 < 56$ %) de la région étudiée.

Les roches acides ($SiO_2 > 64$ %) forment un groupe important bien distinct du groupe des roches alcalines basiques. Les termes les plus acides (rhyolites oligocènes) sont appauvris en alcalins, ce qui s'explique par la cristallisation fractionnée du plagioclase et du feldspath potassique depuis les granophyres et rhyolites porphyriques jusqu'aux rhyolites fluidales.

Le groupe des roches intermédiaires ($56 < SiO_2 < 64$ %), dont une partie des points représentatifs se place dans le domaine calco-alcalin, comprend des laves d'âge oligocène ou miocène de faible importance volumétrique.

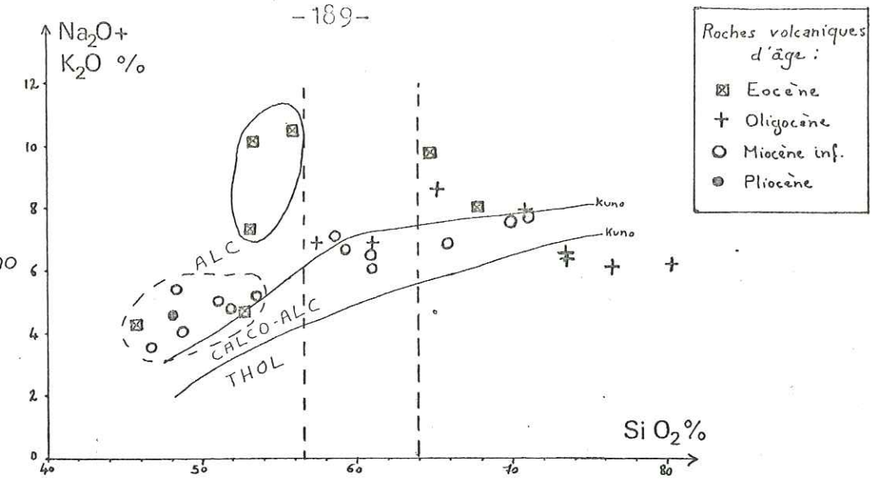


Figure 80 - Diagramme de Kuno

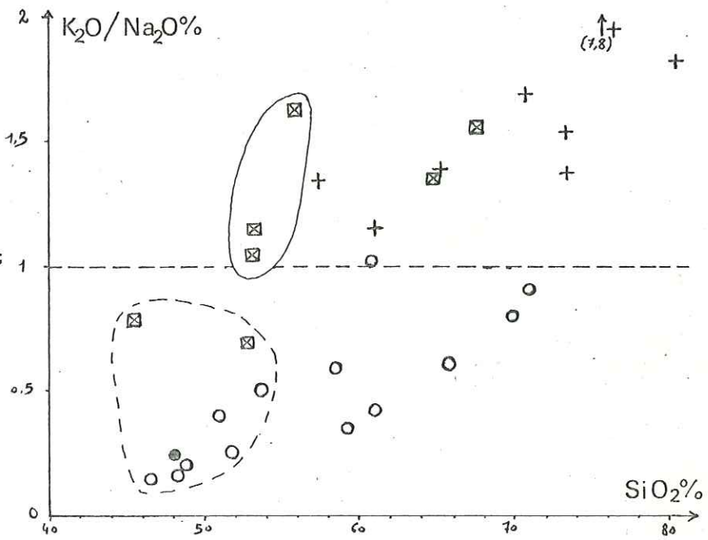


Figure 81 - Rapport des alcalins en fonction de la silice

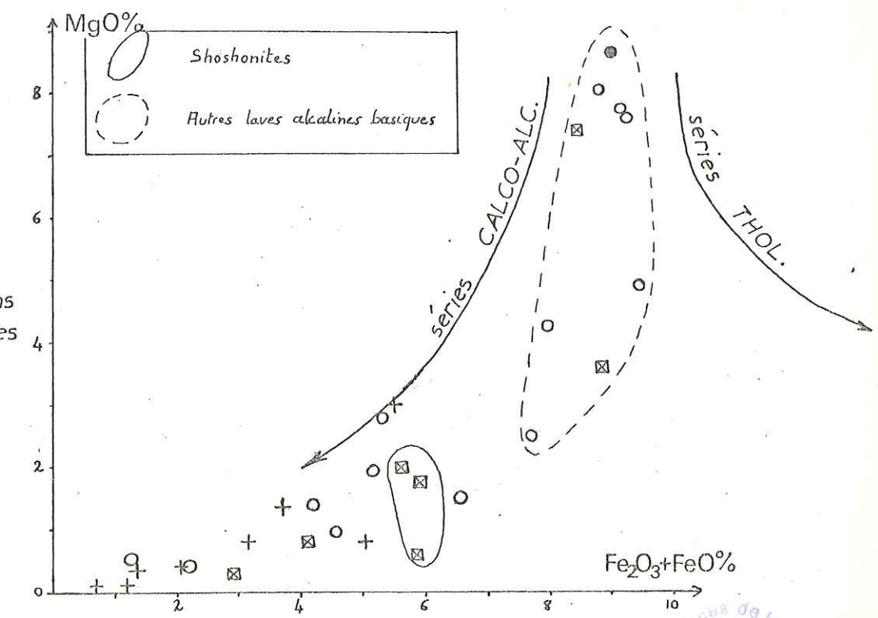


Figure 82 - Comportement du Mg et du Fe dans les laves basiques

ORSTOM
CADIST

2° Diagramme $K_2O/Na_2O = f(SiO_2)$ (fig. 81) :

Le caractère potassique des roches volcaniques de l'Eocène s'oppose ici au caractère sodique des laves néogènes. Deux tendances potassiques ($K_2O/Na_2O > 1$) s'observent dans ce diagramme :

- une tendance acide regroupant les rhyolites et les granophyres oligocènes ainsi que les rhyolites et les trachytes éocènes ;

- une tendance shoshonitique regroupant les latites, les trachyandésites et les trachyandésites analcimiques éocènes. Le terme shoshonite (G. Joplin, 1965 ; I. S. Carmichael et al., 1974) tient compte des caractères minéralogiques (chap. III, p. 65) et géochimiques particuliers ($K_2O/Na_2O \geqslant 1$; $52 < SiO_2 < 56$ % ; teneurs élevées en Sr, Ba et Rb) qui se retrouvent à différentes époques dans les laves émises au cours du cycle éocène. M. Amidi (1975) a déjà appliqué le terme d'association shoshonitique aux laves terminales, riches en analcime, de ce volcanisme en Iran Central. Mais en Azerbaijan, les latites porphyriques de l'Ensemble Inférieur ou les latites de l'Ensemble Moyen de Meshkin Shahr (J. Didon et Y. M. Gemain, 1976) méritent tout autant cette appellation que les trachyandésites de l'Ensemble Supérieur.

3° Diagramme $MgO = f(Fe_2O_3 + FeO)$ (fig. 82) :

Cette représentation a été préférée à celle du classique triangle A F M. Le groupe des roches alcalines basiques : latite-andésites éocènes, andésites et basaltes néogènes, est ici bien séparé de celui des laves shoshonitiques, nettement moins riches en ferromagnésiens.

Ces roches basiques montrent la même tendance à différentes périodes du Tertiaire : étalement des teneurs en Mg depuis les basaltes alcalins riches en forstérite jusqu'aux latite-andésites et grande constance des teneurs en Fe. Cette tendance est typique des séries alcalines, contrairement aux séries tholéïtiques où les teneurs en fer augmentent vers les termes intermédiaires, et aux séries calco-alcalines où celles-ci diminuent.

Les roches volcaniques de la région étudiée comportant entre 51 et 54 % de SiO_2 possèdent d'ailleurs un rapport FeO_T/MgO double de celui des andésites calco-alcalines.

II - GEOCHIMIE DU VOLCANISME EOCENE :

A - Principales tendances :

L'étude pétrographique (chap. III, p. 65) ainsi que les diagrammes discutés dans le paragraphe précédent nous permettent de diviser les laves éocènes de Mianeh en trois grands groupes, indépendamment de la chronologie des émissions :

- le groupe des roches alcalines basiques est représenté par les latite-andésites riches en labrador, augite et olivine dans un fond interstitiel peu abondant de feldspath potassique et de quartz.

- le groupe des roches shoshonitiques (latites et trachyandésites) se distingue du précédent uniquement par la présence d'une mésostase abondante riche en feldspath potassique et, parfois, en analcime primaire.

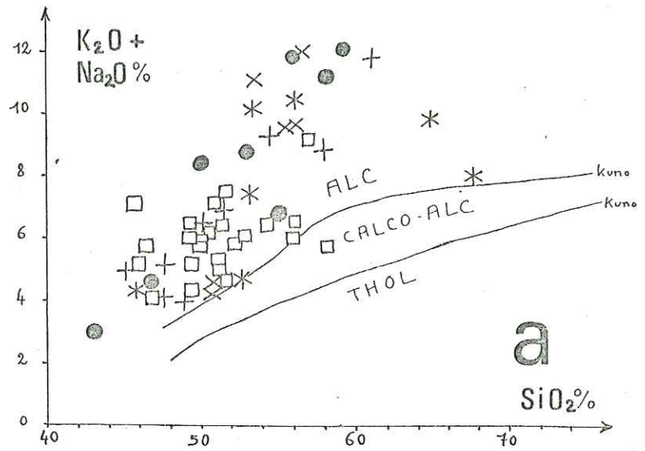
- le groupe des roches acides (rhyolites et trachytes à tendance rhyolitique) comprend des laves à sanidine, andésine, biotite et hornblende dans un verre acide. Les dacites de l'Ensemble Moyen présentent une composition minéralogique et chimique intermédiaire entre celle des latite-andésites et celle des roches acides.

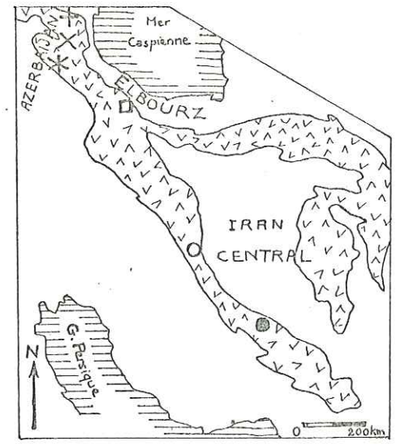
Les analyses chimiques effectuées sur des laves éocènes d'Azerbaijan (J. Didon et Y. M. Gemain, 1976 ; P. Bordet, comm. pers.), de l'Elbourz (P. Stalder, 1971) ou d'Iran Central (H. Förster et al., 1972) confirment l'importance des tendances alcaline basique et shoshonitique (fig. 83 a). M. Amidi (1975) a cependant mis en évidence dans la région de Yazd une tendance calco-alcaline, associée à un important volcanisme acide, précédant la mise en place des laves de l'association shoshonitique (fig. 83 b).

Nous avons joint à cette étude géochimique du volcanisme éocène de la région de Mianeh des analyses partielles effectuées par J. Didon et Y. M. Gemain (1976) sur des laves provenant du Nord de l'Azerbaijan (région de Meshkin Shahr). La séquence volcanique y débute par des latite-basaltes à olivine, se poursuit par une succession de latites porphyriques, de latite-andésites et de latites et se termine par l'émission de trachyandésites analcimiques. Cette séquence, où les termes acides sont rares, présente une nette tendance shoshonitique.

Il apparaît que les latite-basaltes inférieurs ont un comportement géochimique analogue à celui des roches basiques de Dizgun, dans le Qaflan-Kuh (dolérites et gabbros subvolcaniques), également présentes à la base de la séquence volcanique éocène de la région de Mianeh.

Nous pouvons résumer la succession des émissions volcaniques éocènes en Azerbaijan par le tableau XXV :





Zones de volcanisme éocène en Iran

+ Région de Meshkin Shahr (J. Didon, Y.M. Gemain)

× Bozqush (M. Lotfi, P. Bordet)

✳ Région de Mianeh

□ Elbourz (P. Stalder)

● Région de Kerman (H. Förster)

○ Région de Yazd (M. Amidi)

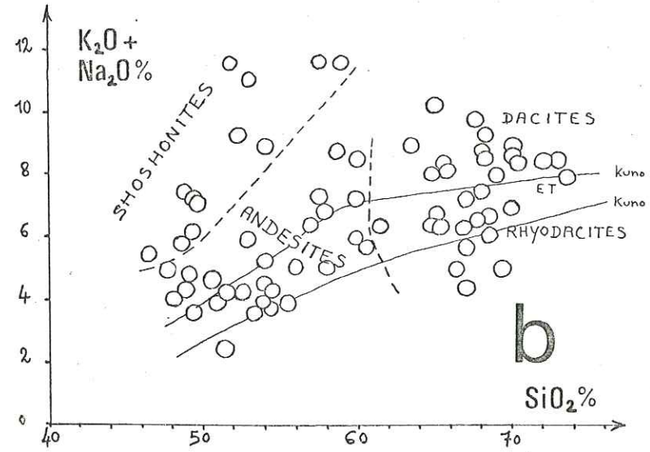


Figure 83 _ Les laves éocènes en Iran : tendances alcaline et calco-alcaline

TRACHYANDESITES ANALCIMIQUES ⊞			Ensemble supérieur
TRACHYANDESITES ⊠	TRACHYTES ×		
LATITES □	LATITE-ANDESITES ○	DACITES ✳	Ensemble moyen
LATITES PORPHYRIQUES ■		RHYOLITES et RHYODACITES +	Ensemble inférieur
LATITE-BASALTES ●			
DOLERITES			
Meshkin Shahr (Nord)	Mianeh (Sud)		

Tableau XXV- Répartition et chronologie des laves éocènes d'Azerbaijan. (les symboles sont ceux utilisés dans les différents diagrammes géochimiques concernant la période éocène : cercle = laves alcalines basiques ; carré = laves de composition shoshonitique ; croix et étoile = laves de composition acide ou intermédiaire).

B - Comportement géochimique des différents groupes :

La richesse en strontium (> 400 ppm) des laves alcalines permet de les distinguer nettement des roches acides sur tous les diagrammes faisant intervenir cet élément : Rb-Sr et Ba-Sr en coordonnées logarithmiques (fig. 84 c et d), Ca-Sr et K-Sr en coordonnées arithmétiques (fig. 84 b et 85 b).

1° Les roches acides et intermédiaires :

Dans le diagramme K-Rb (fig. 85 a), le groupe des dacites (✳) et celui des rhyolites (+) et trachytes (×) sont liés par une bonne corrélation positive entre K et Rb avec K/Rb = 290 ± 30. D'autres diagrammes, non présentés ici, permettent d'observer une nette corrélation positive entre Ba et K. Les termes les plus acides n'étant pas appauvris en baryum (fig. 84 d), la cristallisation fractionnée du feldspath potassique, intervenant souvent lors de la différen-

ciation des magmas alcalins (fig. 79), n'a pas lieu ici (sauf peut-être dans deux échantillons très pauvres en Ba).

La corrélation positive entre Ca et Sr (fig. 85 b) indique que le strontium remplace en partie le calcium du plagioclase : les dacites riches en plagioclase An 50 possèdent ainsi plus de Sr que les rhyolites.

Il n'y a cependant pas de corrélation K-Ca entre le groupe des dacites et celui des rhyolites dont les points représentatifs dessinent dans la fig. 84 a deux tendances parallèles (1 et 2) : les rhyolites ne peuvent donc dériver des dacites par cristallisation fractionnée du plagioclase, bien que ce processus ait lieu de manière indépendante au sein de chaque groupe. La chronologie des émissions de ces laves (tableau XXV) suffit d'ailleurs à démontrer l'absence de filiation entre rhyolites et dacites.

2° Les roches alcalines basiques et shoshonitiques :

Le caractère alcalin potassique de la majeure partie des laves éocènes a été souligné à plusieurs reprises. Il s'accompagne d'une grande richesse en éléments incompatibles, notamment en baryum et en strontium (fig. 84 d).

A première vue, les diagrammes présentés ne montrent aucune tendance nette dans cet ensemble complexe. Il est cependant possible d'entrevoir une "évolution" depuis les laves alcalines basiques jusqu'aux shoshonites :

D'une manière très générale, nous observons entre ces deux groupes de roches une augmentation des teneurs en K, Rb, Ba et Sr, liée à une baisse des teneurs en Ca, Fe et Ti. La fig. 84 c illustre en effet une certaine corrélation positive entre Rb et Sr. Ce caractère, qui semble indiquer que le strontium est lié dans une certaine mesure au potassium de la sanidine, sépare nettement les laves alcalines des roches acides associées. La tendance alcaline générale, pour laquelle une interprétation sera proposée plus loin (p. 199), est plus ou moins masquée, dans les diagrammes présentés, par les évolutions internes de chaque groupe de roches volcaniques, que nous allons maintenant étudier.

a) séparation du pyroxène dans les laves alcalines basiques :

Dans la fig. 85 d, les latite-basaltes et dolérites de l'Ensemble Inférieur (1) d'une part, les latite-andésites de l'Ensemble Moyen (3) d'autre part montrent une évolution qui semble s'accorder avec une cristallisation fractionnée et une séparation du pyroxène : baisse du rapport Ca/Sr et augmentation des teneurs en Sr, le calcium rentrant seul dans le réseau cristallin du pyroxène. Ainsi l'abondance plus ou moins grande d'augite dans les laves basiques suffit-elle à expliquer l'étalement de leurs points représentatifs.

De même, il est probable que les latites de l'Ensemble Moyen de Meshkin Shahr (3', fig. 85 d) dérivent des latite-andésites (3), qu'elles surmontent, par cristallisation fractionnée du pyroxène.

b) sép aration du plagioclase :

Ce processus, se traduisant par une baisse simultanée des teneurs en Sr et en Ca et par un enrichissement en K et Rb, pourrait expliquer le passage de

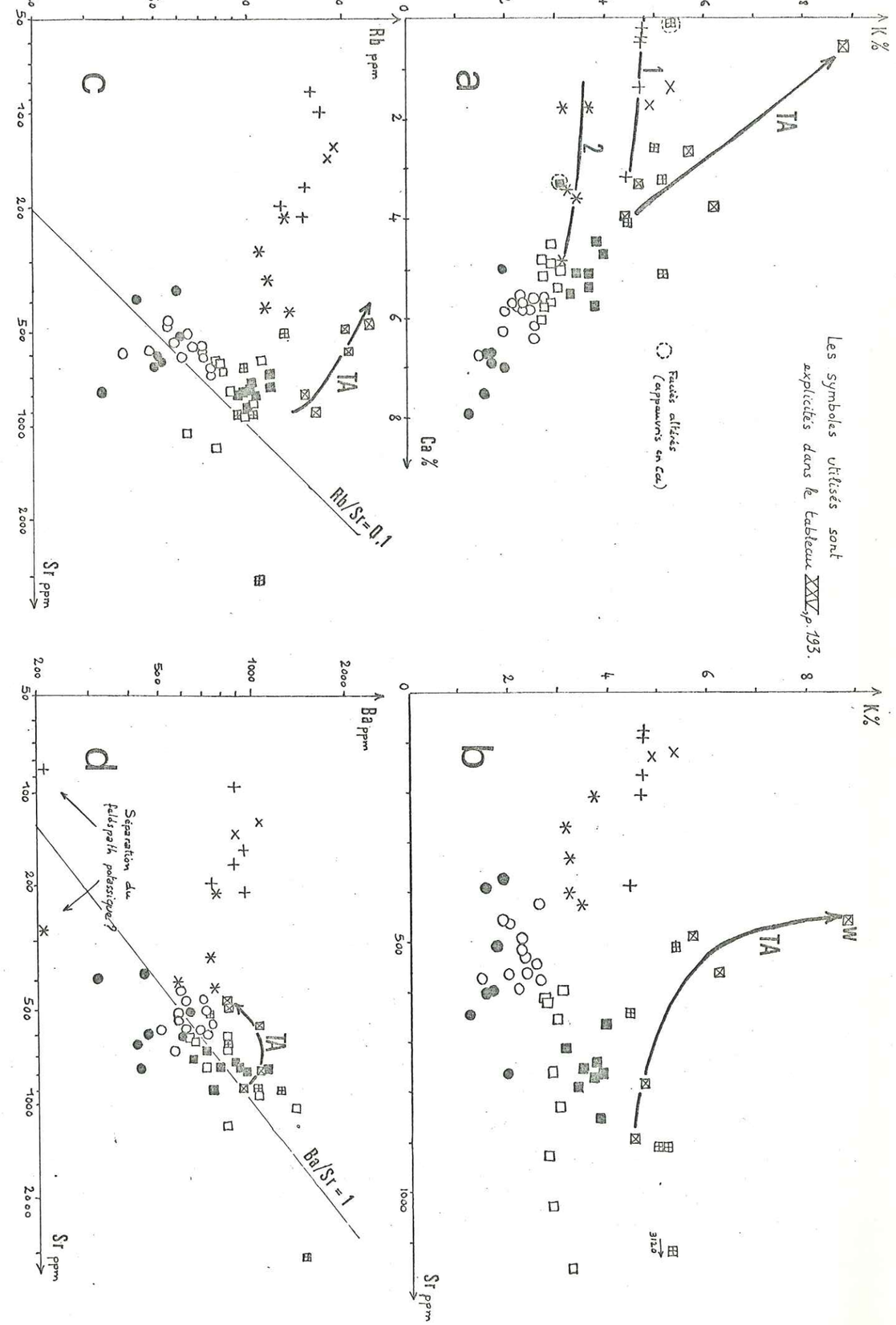


Figure 84 - Diagrammes géochimiques pour la période éocène

certaines latite-andésites (O) aux dacites (✳). Six échantillons de laves de l'Ensemble Moyen du Qaflan-Kuh illustrent cette tendance (Q, fig.85b et 85d).

Mais les latites porphyriques (■) de l'Ensemble Inférieur qui contiennent entre 30 et 50 % de cristaux souvent centimétriques de labrador, ne montrent pas ce phénomène et leurs points représentatifs restent bien groupés dans tous les diagrammes présentés.

Cependant, la séparation du plagioclase permet d'expliquer dans une certaine mesure la répartition des points représentatifs des trachyandésites sans analcime (⊠). La courbe TA qu'ils dessinent subit en effet une inflexion vers le bas dans le diagramme Ca-Sr (fig. 85 b) et vers le haut dans le diagramme K-Sr (fig. 84 b) qui est due à un faciès (W) très pauvre en plagioclase et donc enrichi en feldspath potassique. Il est intéressant de constater que ce faciès à 0,5 % de Ca n'est que faiblement appauvri en Sr par rapport aux trachyandésites à 20 % de labrador de la même région (y et z). L'abondance du plagioclase n'a donc qu'un effet limité sur la répartition du strontium dans les roches shoshonitiques, la proportion de cet élément dans la mésostase potassique étant toujours supérieure à 400 ou 500 ppm.

c) fluctuations des teneurs en éléments-traces dans les shoshonites :

Les shoshonites, principalement les latites de Meshkin Shahr et les trachyandésites, présentent d'importantes fluctuations de leurs teneurs en Sr, Ba et Rb. Sauf dans les cas étudiés ci-dessus, ces variations ne s'accompagnent pas de changements notables dans la distribution de K et Ca (fig. 84 bet 85b) et ne peuvent donc être l'indice d'une quelconque cristallisation fractionnée.

Etudions le cas du strontium, dont les teneurs présentent les fluctuations les plus importantes (de 600 à 1 200 ppm dans les latites de Meshkin Shahr (□), dont les teneurs en potassium et calcium restent constantes):

Si le plagioclase et la sanidine cristallisaient en équilibre avec le liquide, le strontium serait incorporé de façon régulière dans les réseaux cristallins de ces deux minéraux avec une certaine préférence pour le premier (coefficient de partage entre plagioclase et sanidine d'environ 0,8 - C. Dupuy, 1970). Mais l'observation pétrographique montre que seul le plagioclase se développe régulièrement en grands phénocristaux, tandis que la sanidine cristallise postérieurement de façon rapide, sans doute sous l'action de fluides magmatiques, comme le suggère la structure en mosaïque de la mésostase potassique (chap. III, p. 62). Le strontium se substitue donc en partie au calcium du plagioclase mais pas en totalité à cause de ses teneurs très élevées dans les shoshonites. Si on envisage un coefficient de partage minimal de 4 entre phase liquide résiduelle et plagioclase, ce dernier contiendrait environ 1 500 ppm de Sr.

La cristallisation trop rapide du liquide alcalin riche en Ba, en Rb et en Sr empêche l'établissement des conditions d'équilibre nécessaires à l'occupation régulière des sites K de la sanidine par les éléments isomorphes : Sr et Ba tout d'abord, Rb ensuite. Ces éléments-traces auront donc plutôt

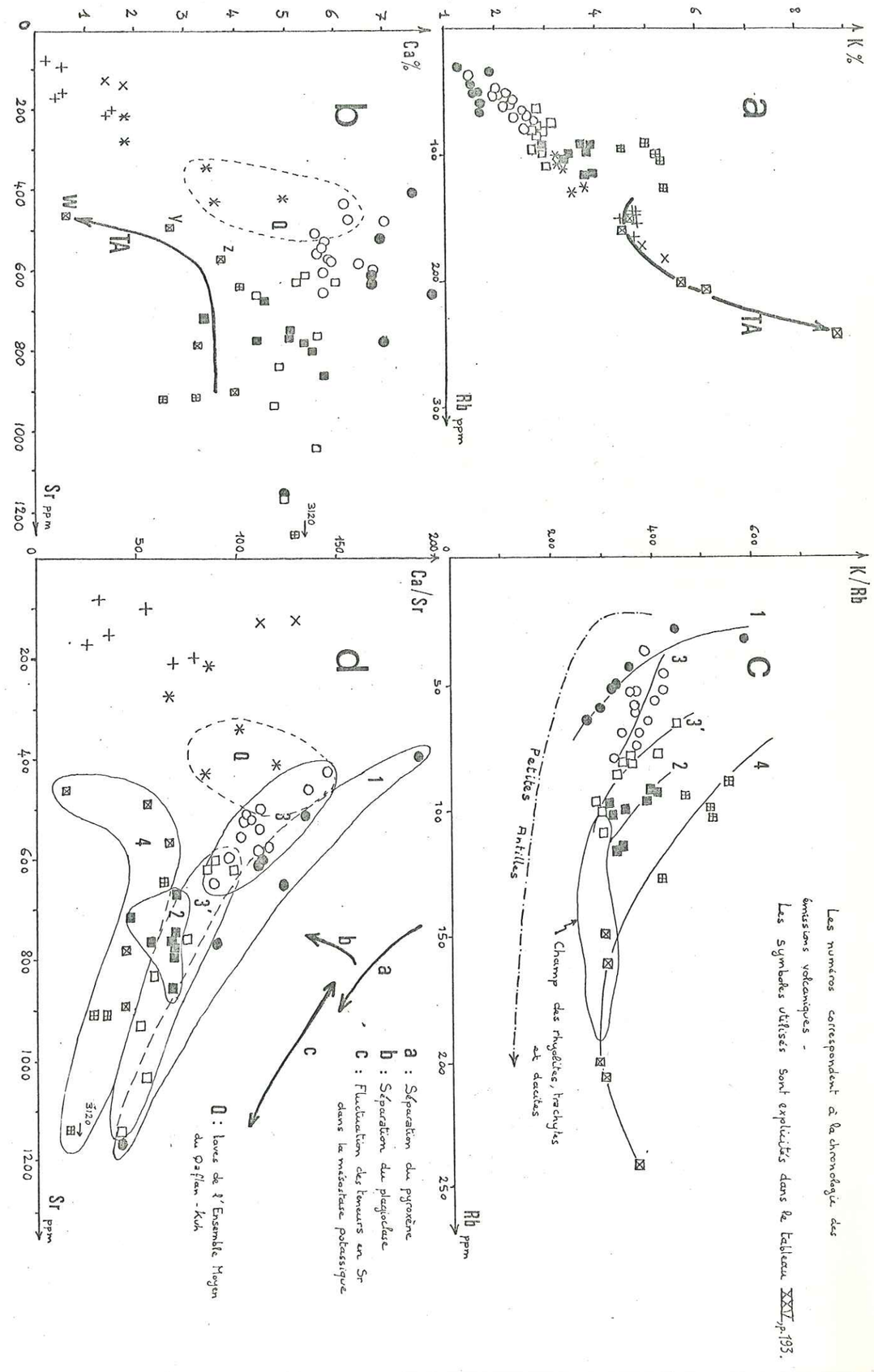


Figure 85 - Comportement de K, Rb, Ca, Sr dans les laves éocènes

tendance à se concentrer de façon anarchique dans la mésostase potassique : ils seront adsorbés sur les interfaces cristallines ou piégés dans les imperfections du réseau cristallin des feldspaths. Ceci explique les importantes variations de leurs teneurs dans des laves possédant des compositions identiques en éléments majeurs.

C - Interprétation pétrogénétique :

1° Origine des roches volcaniques acides :

Sur le diagramme Ca/Sr-Sr (fig.85d), les rhyolites de l'Ensemble Inférieur (+) et les trachytes de l'Ensemble Supérieur (×) se différencient nettement du groupe relativement homogène des laves alcalines. Deux hypothèses peuvent expliquer l'origine de ces roches riches en silice.

- différenciation à partir de latite-andésites par séparation du plagioclase : une pseudo-évolution s'observe entre latite-andésites (o), dacites (✳) et rhyolites (+) dans la plupart des diagrammes (à l'exception de la fig.84a). Cette lignée acide aboutirait à des termes sur-saturés en silice par séparation du plagioclase (appauvrissement en Ca et en Sr).

  Mais ce processus, s'il peut expliquer l'origine des dacites, ne tient pas compte du fait que les rhyolites ont été émises dès le début de l'activité volcanique éocène (avant les latite-andésites et les dacites de l'Ensemble Moyen).

- fusion partielle d'un matériel crustal : bien que nous ne disposions pas de tous les arguments qui ont permis à M. Amidi (1975) d'invoquer une origine anatectique pour les rhyolites et rhyodacites éocènes d'Iran Central, c'est cette hypothèse qui sera retenue ici. Elle s'accorde avec les volumes émis, sans commune mesure avec ceux obtenus lors d'une fin de différenciation, et avec la localisation très particulière de ces laves acides et ignimbrites. En effet, rhyolites et rhyodacites n'apparaissent avec une extension notable en Azerbaijan que dans les régions méridionales (Mianeh) où l'activité volcanique a été la plus intense. Elle correspond à la zone la plus active du rift éocène où le flux thermique particulièrement important a pu provoquer la fusion partielle de la croûte.

  Les trachytes à tendance rhyolitique (×) de l'Ensemble Supérieur de l'Eocène se séparent bien de la lignée trachyandésitique (4) de la fig. 85d. Leur richesse en silice comme leur comportement géochimique semblent confirmer une origine anatectique identique à celle des rhyolites de l'Ensemble Inférieur.

2° Problème des dacites :

Les laves dacitiques de l'Ensemble Moyen du Qaflan-Kuh et de l'Est de la région étudiée (✳) font le lien, aussi bien du point de vue de leur composition minéralogique (chap. III, p. 59) que de leur comportement géochimique, entre les rhyolites de l'Ensemble Inférieur (+) et les latite-andésites de l'Ensemble Moyen (sauf dans le diagramme K-Ca, voir p. 194). Bien que nous ne possédions pas d'analyse globale pour le confirmer, les dacites possèdent de nombreux points de ressemblance avec les laves calco-alcalines décrites par M. Amidi (1975) en Iran Central (richesse en silice, présence sporadique de biotite, de hornblende et

d'hypersthène à côté de l'augite).

- L'hypothèse d'un mélange entre le magma rhyolitique, individualisé lors des premières manifestations volcaniques de l'Eocène, et les roches alcalines basiques du début de l'Ensemble Moyen pourrait être envisagée selon un modèle analogue à celui qui sera proposé lors de l'étude géochimique du volcanisme burdigalien (p. 219). Il est cependant curieux de constater que les rhyolites (+) et les latites porphyriques (▩) de l'Ensemble Inférieur, alternant sur 1 000 à 1 500 m d'épaisseur dans la région de Mianeh, ne présentent aucun phénomène de contamination réciproque.

- La différenciation des dacites (✳) à partir des latite-andésites (o) par séparation du plagioclase, telle qu'elle a été envisagée p. 198 , semble une hypothèse plus satisfaisante que le modèle du mélange. L'étude pétrographique (chap. III, p. 59) permet en effet d'observer tous les termes de passage entre les laves basiques, riches en microlites de labrador, et les dacites à mésostase quartzofeldspathique abondante. Du point de vue chimique, les latite-andésites du Qaflan-Kuh (analyse n° 4, p. 60) qui sont associées à ces dacites sont assez riches en silice (8 % de quartz normatif) et se placent dans le diagramme de Kuno (fig. 80) exactement à la limite des domaines alcalin et calco-alcalin.

Ainsi sommes-nous conduits à imaginer une évolution de type calco-alcalin avec enrichissement en silice sous l'influence de la cristallisation fractionnée du plagioclase (appauvrissement en Ca et Sr), depuis certaines latite-andésites jusqu'aux dacites. Les latite-andésites forment donc un groupe de roches volcaniques qui semble à la "charnière" des lignées alcalines de l'Azerbaijan et des lignées calco-alcalines de l'Iran Central (M. Amidi, 1975).

3° Origine des roches volcaniques alcalines de l'Eocène :

La géochimie des éléments incompatibles nous permet maintenant de discuter quelques hypothèses sur la magmatogenèse des laves alcalines à tendance shoshonitique qui représentent la majeure partie du volcanisme éocène d'Azerbaijan.

a) hypothèse de la différenciation à partir d'un basalte alcalin :

En schématisant, l'évolution générale que nous avons pu entrevoir depuis les laves alcalines basiques jusqu'aux shoshonites (p. 194) pourrait apparaître comme une suite de différenciation à partir d'un basalte alcalin potassique par cristallisation fractionnée du pyroxène et enrichissement en K, Sr, Ba et Rb.

En dehors du fait que l'on ne trouve jamais de terme basaltique franc dans la séquence volcanique éocène, que le volume des produits "évolués" (latites et trachyandésites) est souvent plus important que celui des laves alcalines basiques "peu évoluées" et que l'ordre de succession des émissions est loin de figurer une évolution continue (tableau XXV), des arguments purement géochimiques nous conduisent à rejeter cette hypothèse :

Ainsi, l'augmentation brusque des teneurs en potassium des latites (□) aux trachyandésites analcimiques (⊞) ne correspond pas à un enrichissement en Rb (fig. 85a), de même que l'appauvrissement en calcium entre ces deux grou-

BIBLIOTHÈQUE THÈSES PARIS

pes ne s'accompagne pas de variations parallèles des teneurs en Sr (fig.85 b). Il ne semble donc pas exister de processus de fractionnement à l'intérieur du groupe des shoshonites permettant de faire dériver les trachyandésites des latites. Le même raisonnement appliqué aux laves alcalines basiques montre qu'il est improbable que les latite-andésites (O) dérivent des latite-basaltes (●) par cristallisation fractionnée.

Le diagramme K/Rb-Rb (fig. 85c) illustre cette indépendance des diverses tendances alcalines qui dessinent des courbes parallèles selon une disposition tout à fait différente de celle d'une classique série différenciée par cristallisation fractionnée (Petites Antilles, in C. Dupuy, 1970).

Les quatre épisodes du volcanisme éocène d'Azerbaijan, par ordre d'émission :

latite-basaltes (1) → latites porphyriques (2) → latite-andésites(3) et latites (3') → trachyandésites (4)

apparaissent donc comme quatre lignées alcalines indépendantes.

b) modèles de fusion partielle d'un matériel profond :

D'après les arguments exposés ci-dessus, il semble que les quatre grandes lignées alcalines observées résultent de processus magmatiques analogues mais indépendants.

Différents modèles permettent d'aboutir à des magmas alcalins riches en éléments incompatibles (P. G. Harris, 1974) :

- un faible degré de fusion partielle d'un matériel mafique sous de fortes pressions détermine une phase liquide très enrichie en K, Ba, Rb et Sr (B. G. Jameson et D. B. Clarke, 1970),la concentration de ces éléments étant inversement proportionnelle au pourcentage de liquide formé. On considère généralement que ce processus se produit dans le manteau supérieur et aboutit à l'appauvrissement en éléments incompatibles d'énormes volumes du manteau (J. Varet, 1973). L'influence d'une phase hydratée apparaît comme un facteur prépondérant, ce qui a conduit plusieurs auteurs à envisager la présence de phlogopite ou d'amphibole stable dans le manteau.

- le modèle du "zone refining" permet également un enrichissement remarquable du magma en éléments incompatibles : la colonne magmatique qui monte dans le manteau supérieur,par fusion au toit et cristallisation à la base, aligne sa composition chimique en éléments majeurs avec les zones traversées tout en concentrant K, Ba, Rb et Sr dans des proportions importantes.

- un autre modèle fait intervenir un magma produit par fusion partielle du manteau qui commence à cristalliser in situ. Par "wall-rock reaction", les éléments incompatibles peuvent se concentrer dans le liquide en cours de cristallisation fractionnée, phénomène qui pourrait s'accorder avec l'ordre de cristallisation observé dans les laves alcalines éocènes.

- d'autres auteurs (D. K. Bailey, 1964 et 1974) expliquent les grands volumes de laves hyperalcalines émis dans les aires continentales stables par

une fusion partielle de la croûte inférieure, principalement sous l'action de fluides venus du manteau. Le bombement crustal précédant l'ouverture d'un rift serait particulièrement favorable à ces surpressions de fluides tandis que l'influence chimique de la croûte expliquerait les teneurs élevées en alcalins et en éléments incompatibles. Mais il faut remarquer que les laves ainsi produites sont sous-saturées et ne possèdent généralement pas de caractère shoshonitique.

c) conclusion :

Toutes les laves alcalines de la séquence volcanique éocène d'Azerbaijan sont caractérisées par le développement de phénocristaux "basaltiques" (labrador An 60, augite, olivine) suivi par la cristallisation de la sanidine et, le cas échéant, de l'analcime. Nous avons vu (p. 196) que cette dernière paragenèse potassique est très riche en éléments incompatibles (Ba, Rb, Sr en excès) et que sa cristallisation rapide semble être influencée par la présence d'une importante phase fluide. Des études expérimentales (J. Roux et D. L. Hamilton, 1976) ont d'ailleurs montré que la stabilité de l'assemblage analcime sodique-feldspath potassique-bain fondu nécessite une température d'environ 600° C et une pression d'eau de 8 à 14 kbar, ce qui correspond à des profondeurs de formation de 28 à 50 km.

L'existence de la première paragenèse "basaltique" paraît s'accorder avec l'hypothèse de la fusion partielle du manteau supérieur engendrant un magma basaltique alcalin. La présence de la seconde indique un apport, plus ou moins important selon les lignées, en K, Sr, Ba et Rb sous une forte pression partielle d'eau, alors que la cristallisation du magma basaltique est déjà avancée. L'indépendance géochimique des différentes lignées alcalines montre que cet enrichissement en éléments incompatibles n'est pas dû à une différenciation banale par cristallisation fractionnée. Il semble que l'on doive plutôt invoquer un phénomène de "zone refining" ou de "wall-rock reaction" dans le manteau supérieur, bien qu'un processus de "transfert alcalin" dans la croûte inférieure soit également possible. Peut-être une étude isotopique du strontium dans les deux paragenèses successives permettrait-elle de résoudre ce problème.

L'intensité plus ou moins grande du processus d'enrichissement en éléments incompatibles (quelle que soit son origine) explique la diversité des magmas alcalins à tendance shoshonitique d'Azerbaijan ; d'un côté, les latite-basaltes semblent dériver d'un magma basaltique alcalin peu affecté par l'apport d'éléments incompatibles ; à l'opposé, les trachyandésites analcimiques possèdent des teneurs exceptionnelles en K, Sr et Ba, supérieures même à celles habituellement trouvées dans les shoshonites (C. Dupuy et C. Lefèvre, 1974).

III - GEOCHIMIE DU MAGMATISME ACIDE OLIGOCENE :

A - Rappel :

A l'Oligocène inférieur, la région de Mianeh est le siège d'un important volcanisme rhyolitique en liaison à l'Ouest avec la mise en place de granites et de granophyres subvolcaniques. Vers Qazlu et dans la région adjacente d'Agh Kand (R. G. Davies et al., 1975), le chimisme des produits émis devient un peu plus basique (rhyodacites) tandis qu'au Nord-Est (gorges du Qezel Owzan), les coulées rhyolitiques alternent avec des émissions de latite et d'andésite. On peut lier ce volcanisme acide, connu dans d'autres régions d'Iran (M. Amidi, 1975), avec la mise en place des massifs granodioritiques des monts de Tarom (K. Hirayama et al., 1966) ou du Sabalan (J. Didon et Y. M. Gemain, 1976).

Il ne sera pas fait mention ici des syénites oligo-miocènes du Nord de l'Azerbaijan dont les caractères chimiques sont plutôt à rapprocher de ceux des trachyandésites analcimiques de la fin du cycle volcanique éocène.

B - Diagramme K-Ca avec Fe + Ti en coordonnée verticale (fig. 86) :

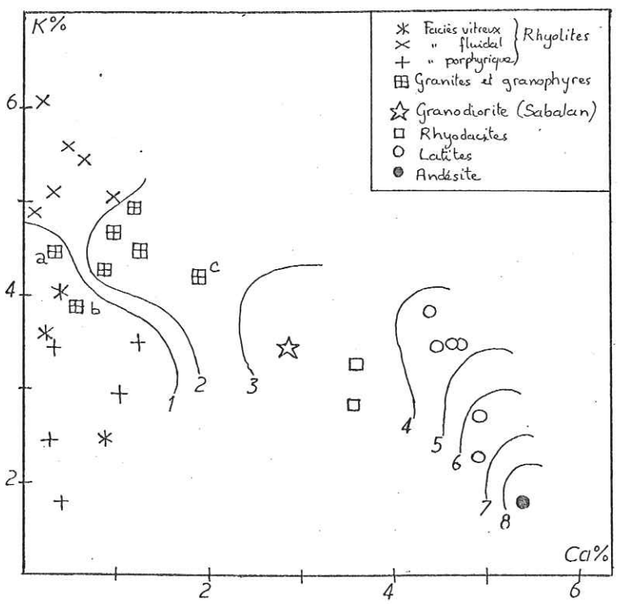


Figure 86 - Diagramme K-Ca (Fe + Ti % en coordonnée verticale) pour la période oligocène.

Ce diagramme permet de résumer la géochimie des éléments majeurs pour la période oligocène.

Andésites, latites et rhyodacites, du fait de leur richesse en calcium, fer et titane, se distinguent nettement des granophyres et rhyolites. Les points représentatifs des rhyodacites sont proches de celui de la granodiorite du Sabalan ; la liaison de ces laves avec les grands massifs subvolcaniques de granodiorite de la région d'Agh Kand semble d'ailleurs très probable.

Les rhyolites se différencient des roches grenues associées par une diminution de leurs teneurs en Ca, Fe et Ti qui correspond à un appauvrissement en cristaux de plagioclase et de biotite, déjà observé lors de l'étude pétrographique (p. 78). Deux granophyres à faciès pegmatitique (a et b dans la fig. 86), équivalents grenus des rhyolites, présentent la même tendance. L'enrichissement en calcium d'un granophyre (c) traduit une contamination par les laves éocènes dont il possède de nombreuses enclaves (chap. III, p. 76).

Les rhyolites fluidales de la région orientale se séparent nettement dans ce diagramme des rhyolites porphyriques du Plateau : les premières montrent un enrichissement en potassium vis-à-vis des granophyres, les secondes un appauvrissement. Nous verrons dans le paragraphe suivant comment on peut expliquer cette différence.

C - Diagramme Rb-Sr, K-Rb, K-Ba et Ca-Sr (fig. 87) :

1° Tendance générale :

On observe un enrichissement régulier en Rb et un appauvrissement en Sr depuis les andésites jusqu'aux granites et granophyres (fig. 87 b). Ces variations correspondent respectivement à l'augmentation des teneurs en K (fig. 87 c) et à la diminution des teneurs en Ca (fig. 87 a).

On pourrait en déduire qu'un processus de différenciation à partir d'un magma basique (fractionnement du plagioclase et des ferromagnésiens) est à l'origine de la suite : andésites → latites → rhyodacites → granites et rhyolites. L'énorme volume des roches acides oligocènes et la rareté des produits basiques associés (seulement au Nord-Est de la région étudiée) suffiraient à rejeter cette hypothèse qui, d'autre part, ne permet pas d'expliquer le comportement du baryum : cet élément ne montre en effet aucun enrichissement vers les termes granitiques (fig. 87 d).

2° Relations entre roches grenues et rhyolites :

Par rapport aux granites et granophyres, les rhyolites sont appauvries en Ba (fig. 87 d) et en Sr (fig. 87 b), ce qui traduit respectivement la séparation du feldspath potassique et du plagioclase depuis les faciès grenus jusqu'aux faciès effusifs. Quelques exceptions s'observent cependant : ainsi, dans la fig. 87 d , deux points représentatifs de rhyolite (e et f) présentent des teneurs en baryum identiques à celles des granites ; e provient d'un dyke aphanitique associé aux granophyres, f représente un faciès rhyolitique, riche en perthite et en albite, de bordure du massif granitique d'Aqbolagh. Inversement, les deux points représentatifs de granite à faciès pegmatitique (a et b) possèdent des teneurs en baryum qui les rapprochent des rhyolites. Dans la fig. 87 a , d représente une rhyolite fluidale à oligoclase de Maman où le phénomène de séparation du plagioclase n'est pas prépondérant.

La séparation des cristaux de biotite et d'amphibole (appauvrissement en Fe et Ti), de plagioclase (appauvrissement en Ca et Sr) et de sanidine (appauvrissement en Ba) dans les chambres magmatiques superficielles provoque l'enrichissement du liquide résiduel en silice, en potassium, en rubidium et en volatils, tendance effectivement observée dans les rhyolites fluidales (fig. 87 c). Pourquoi, dans cette même figure, les rhyolites porphyriques présentent-elles au contraire un appauvrissement en K et Rb vis-à-vis des faciès grenus ? L'explication tient sans doute à la mise en place différente des rhyolites fluidales de la région orientale et des rhyolites porphyriques du Plateau. Les premières représentent en effet l'émission directe du magma acide après cristallisation fractionnée, tandis que l'extrusion des dômes de rhyolite porphyrique est toujours précédée d'une importante phase explosive. Ces explosions ont dû se produire aux dépens de la partie supérieure de la chambre magmatique, enrichie en

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

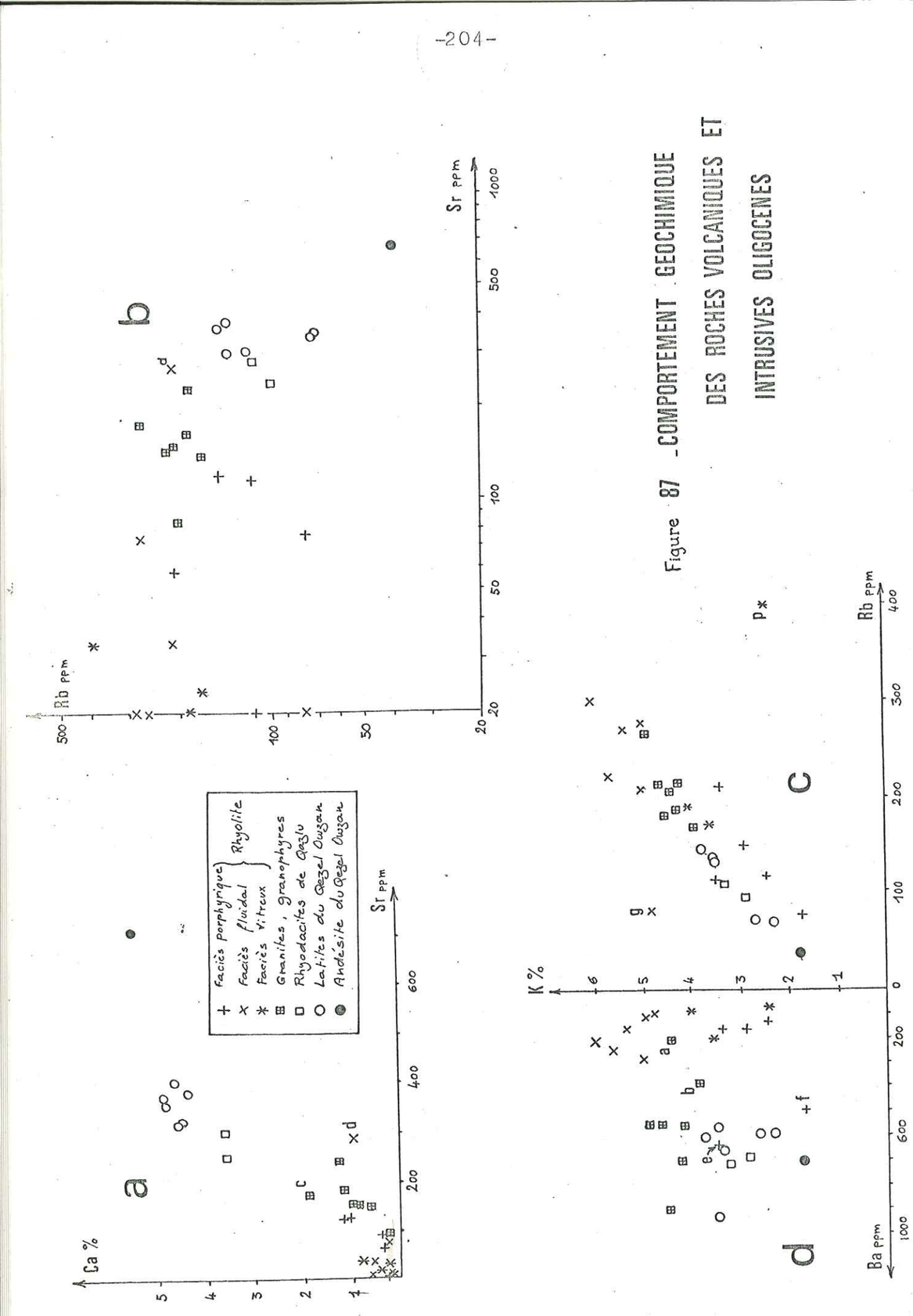


Figure 87 - COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE DES ROCHES VOLCANIQUES ET INTRUSIVES OLIGOCENES

fluides et en éléments légers (K, Rb), ce qui explique la relative pauvreté de ces éléments dans les laves dégazées émises postérieurement. Le rubidium est en effet l'élément qui présente le plus d'affinités avec la phase fluide (C. Dupuy, 1970). Dans les rhyolites fluidales, cette phase volatile a été piégée au sein de la roche et a provoqué sa dévitrification totale, ce qui s'accompagne parfois d'importantes fluctuations des teneurs en rubidium (g dans la fig. 87 c).

Remarque :

Un pechstein de bordure des rhyolites fluidales du Qaflan-Kuh (p dans la fig. 87 c) présente des teneurs anormalement faibles en potassium qui résultent peut-être de réactions avec l'encaissant.

D - Diagrammes K/Ba-Ba et K/Rb-Rb (fig. 88) :

1° Origine anatectique du magmatisme acide :

Le magma granitique qui a engendré granophyres et rhyolites oligocènes possède tous les caractères d'un magma palingénétique : volume très important et indépendance géochimique vis-à-vis des quelques roches volcaniques basiques associées (pas d'enrichissement en baryum). La courbe expérimentale de fusion partielle d'un gneiss à 700° C (fig. 88a et b , in C. Dupuy, 1970) permet de considérer que le pôle granitique moyen correspond à la fusion de 40 à 50 % de matériel crustal.

Mais, dans la fig. 88 b, la plupart des points représentatifs des rhyolites et ceux des granites à faciès pegmatitique (a et b) semblent indiquer qu'une fusion partielle moins poussée est à l'origine de ces roches.

En fait, nous avons vu ci-dessus que l'appauvrissement en baryum des rhyolites par rapport aux faciès grenus résulte de la cristallisation fractionnée du feldspath potassique.

2° Origine des andésites, latites et rhyodacites :

Les andésites oligocènes du Nord-Est de la région étudiée, mieux représentées plus à l'Est dans la feuille au 1/250 000 de Bandar-e-Palhavi (R. G. Davies et al., 1975), peuvent être considérées comme une première manifestation locale du magmatisme basique alcalin qui va se développer dès la fin de l'Oligocène (richesse en Sr et en Ti).

Par contre, les latites du Qezel Owzan et les rhyodacites de Qazlu semblent liées au magmatisme acide (fig. 88a) et représentent peut-être des faciès effusifs des massifs granodioritiques des monts de Tarom. Une étude géochimique poussée de ces derniers permettrait sans doute de caractériser leur liaison avec les granites et granophyres de la région de Mianeh (faciès cumulatifs ou degré de fusion partielle plus intense). Mais la fig. 88 b ne montre ni enrichissement en Ba vers les latites et rhyodacites (fusion partielle plus poussée), ni appauvrissement (tendance cumulative) ; en fait, les points représentatifs de ces laves se situent en dessous de la courbe de fusion partielle. Peut-être faut-il alors envisager un mélange entre le magma granitique palingénétique et

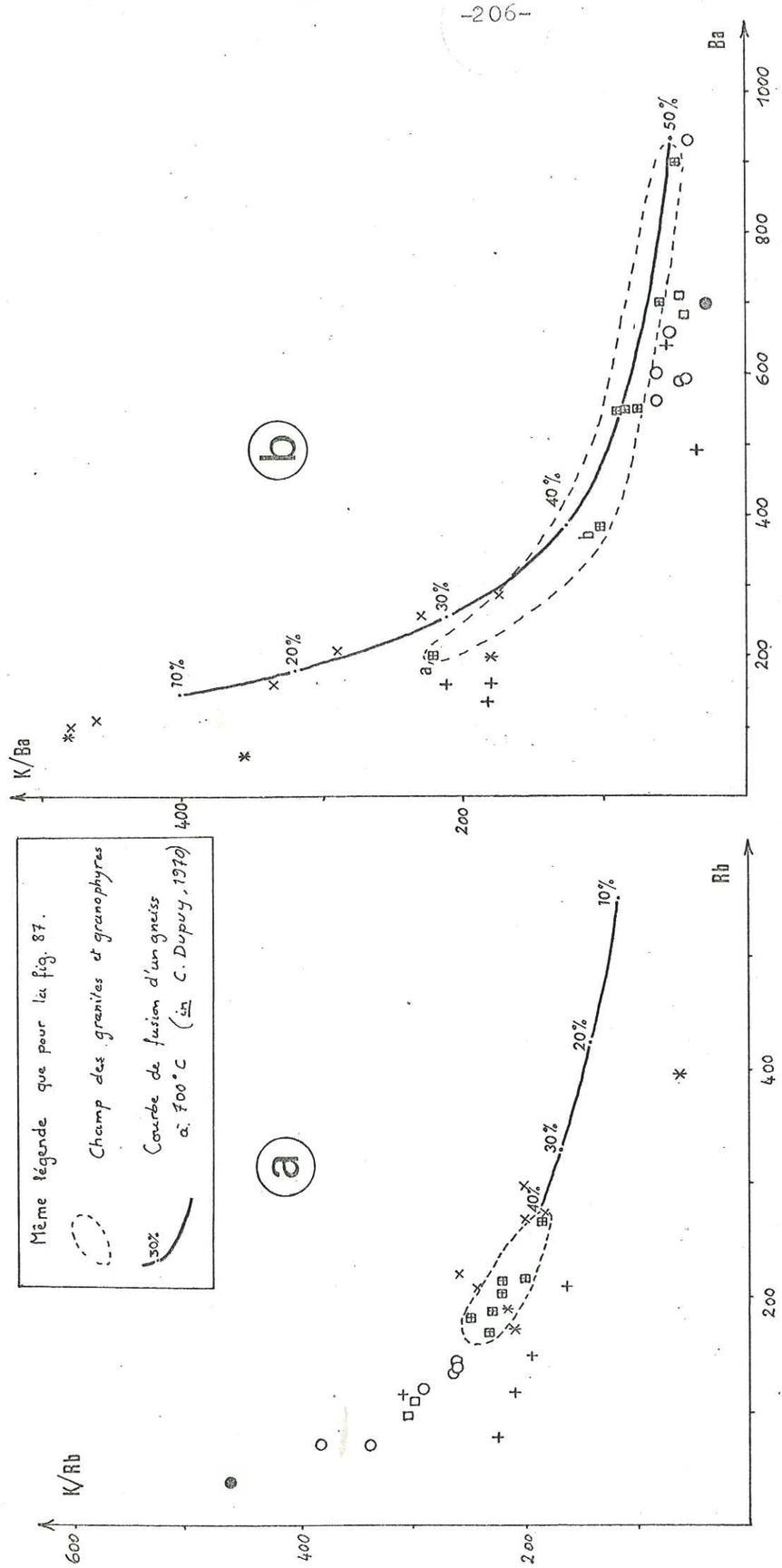


Figure 88 - VARIATIONS DES RAPPORTS K/Rb ET K/Ba DANS LES ROCHES VOLCANIQUES OLIGOCENES

les premières manifestations locales du magmatisme alcalin (andésites) qui expliquerait la minéralogie très particulière des latites et des rhyodacites (chap. III, p. 81).

E - Conclusion :

L'anatexie de la croûte supérieure, sans doute en liaison avec l'important flux thermique qui a affecté la région de Mianeh à la fin de l'Eocène, permet d'expliquer l'origine des énormes volumes de roches acides qui se mettent en place au début de l'Oligocène. La géochimie des éléments-traces (Ba) confirme d'ailleurs l'indépendance des rhyolites et des granophyres vis-à-vis des quelques roches basiques (andésites) qui apparaissent tout à fait au Nord-Est de la région étudiée.

D'après les courbes présentées par C. Dupuy (1970), le magma granitique résulterait de la fusion partielle de 40 à 50 % de matériel gneissique à 700° C, sans doute vers 5 km de profondeur si l'on tient compte du gradient géothermique calculé au chapitre IV (p. 159). Ce magma subit ensuite différents modes d'évolution suivant l'environnement tectonique (fig. 89) :

- Vers le Nord-Ouest, dans une région assez stable, de petits massifs subvolcaniques de granite et de granophyre se mettent en place entre 1 et 3 km de profondeur. Sauf dans le cas de quelques faciès pegmatitiques, la cristallisation fractionnée n'a pas modifié la composition chimique, proche de l'eutectique (chap. III, p. 80), de ces roches grenues.

- Dans les régions plus intensément faillées de l'Est et du Sud du Plateau, l'arrivée en surface du magma granitique différencié (séparation des cristaux de feldspath et de ferromagnésiens) provoque des manifestations explosives suivies de l'émission de petits dômes de rhyolite porphyrique (lave dégazée appauvrie en K et en Rb).

- Enfin, dans la zone orientale, des fractures profondes guident la mise en place de rhyolites fluidales. En dépit de l'érosion importante qui a affecté cette région, aucun indice de chambres magmatiques superficielles n'a été décelé. Il semble donc que ces laves enrichies en K et en Rb soient montées très rapidement. Les énormes volumes atteints par les dômes de rhyolite fluidale pourraient résulter de l'expulsion du liquide résiduel, lors d'un début de cristallisation fractionnée du magma granitique (ou granodioritique), sous l'influence de mouvements tectoniques (filtre-presse).

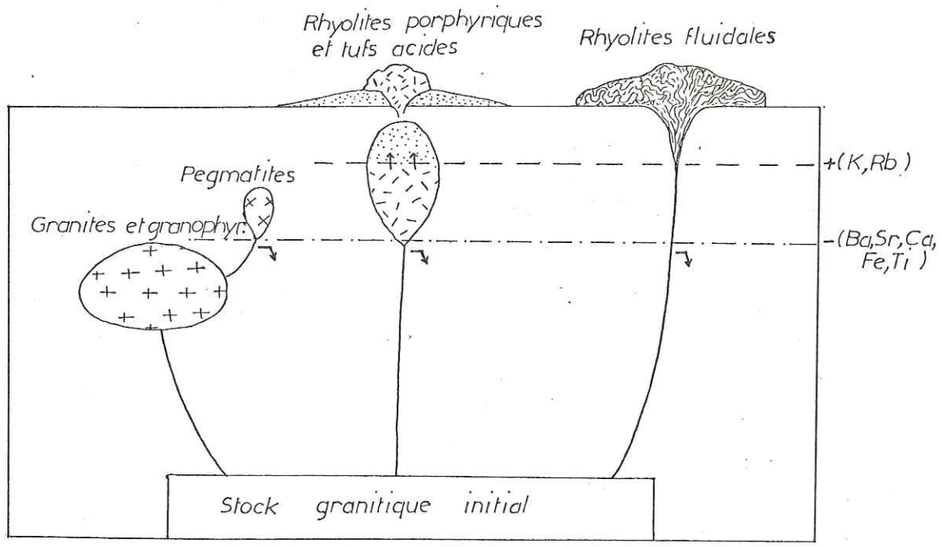


Figure 89 - Schéma de l'évolution du magma granitique oligocène dans la région de Mianeh.

↘ : cristallisation fractionnée avec séparation de cristaux de plagioclase, de biotite et de feldspath potassique (par gravité ou par filtre-presse).

↑↑ : enrichissement en fluides et en éléments légers au sommet de la chambre magmatique.

IV - GEOCHIMIE DU VOLCANISME OLIGOCENE SUP. ET NEOGENE :

A - Géochimie du volcanisme oligo-miocène de Khatab :

L'étude volcanologique (chap. III, p. 84) de ce centre éruptif nous a permis de distinguer un groupe de roches acides (tufs à ponces, dômes de dacite) d'un ensemble de basaltes, latite-andésites et trachyandésites. L'étude minéralogique montre que la disparition progressive des minéraux ferromagnésiens (olivine et pyroxène) permet d'établir le lien entre les différentes laves basiques ; les dacites sont caractérisées par l'association biotite + hornblende + andésine + quartz dans un verre riche en silice.

1° Diagramme K-Rb (fig. 90 a) :

Basaltes, latite-andésites et trachyandésites s'alignent sur une droite parallèle à la courbe de différenciation dessinée par une association de l'Afar (F. Barberi et al., 1975). Les basaltes alcalins de Khatab sont seulement un peu plus riches en potassium que ceux de l'Afar.

La corrélation positive entre K et Rb n'est pas détruite pour les termes les plus différenciés (trachyandésites) car le feldspath potassique ne cristallise jamais.

Le groupe des dacites ne se distingue pas nettement de celui des trachyandésites. L'hétérogénéité de la répartition du potassium dans la mésostase vitreuse, déjà mise en évidence lors de son étude à la microsonde (chap. III, p. 123), provoque un assez grand étalement des teneurs en K indépendamment du Rb (grand dôme-coulée de Khatab).

2° Diagramme K-Ti (fig. 90 b) :

La corrélation négative qui existe entre K et Ti à l'intérieur du groupe des roches basiques correspond à la séparation des minéraux ferromagnésiens et des oxydes avec enrichissement du liquide résiduel en potassium.

Les basaltes de Khatab, premiers termes basaltiques francs du volcanisme tertiaire de la région étudiée, possèdent des teneurs en titane légèrement plus élevées que celles des basaltes néogènes mais toujours très inférieures à celles des basaltes des zones cratoniques, qui contiennent souvent plus de 2 % de Ti (J. Bebien, 1972).

Une légère corrélation négative existe également entre K et Ti au sein du groupe des dacites malgré la dispersion des points due à la mobilité du potassium et à la plus ou moins grande abondance de biotite.

Ce diagramme illustre bien l'indépendance des dacites vis-à-vis de la lignée de différenciation basalte → latite-andésite → trachyandésite. Ces roches acides se rapprochent plutôt du domaine des granites et des rhyolites oligocènes. Leur teneurs en potassium (2-3 %), relativement faibles pour un magma palingénétique, résultent peut-être d'un phénomène de transfert gazeux vers le sommet de la chambre magmatique (voir p. 203) : le magma enrichi en fluides,

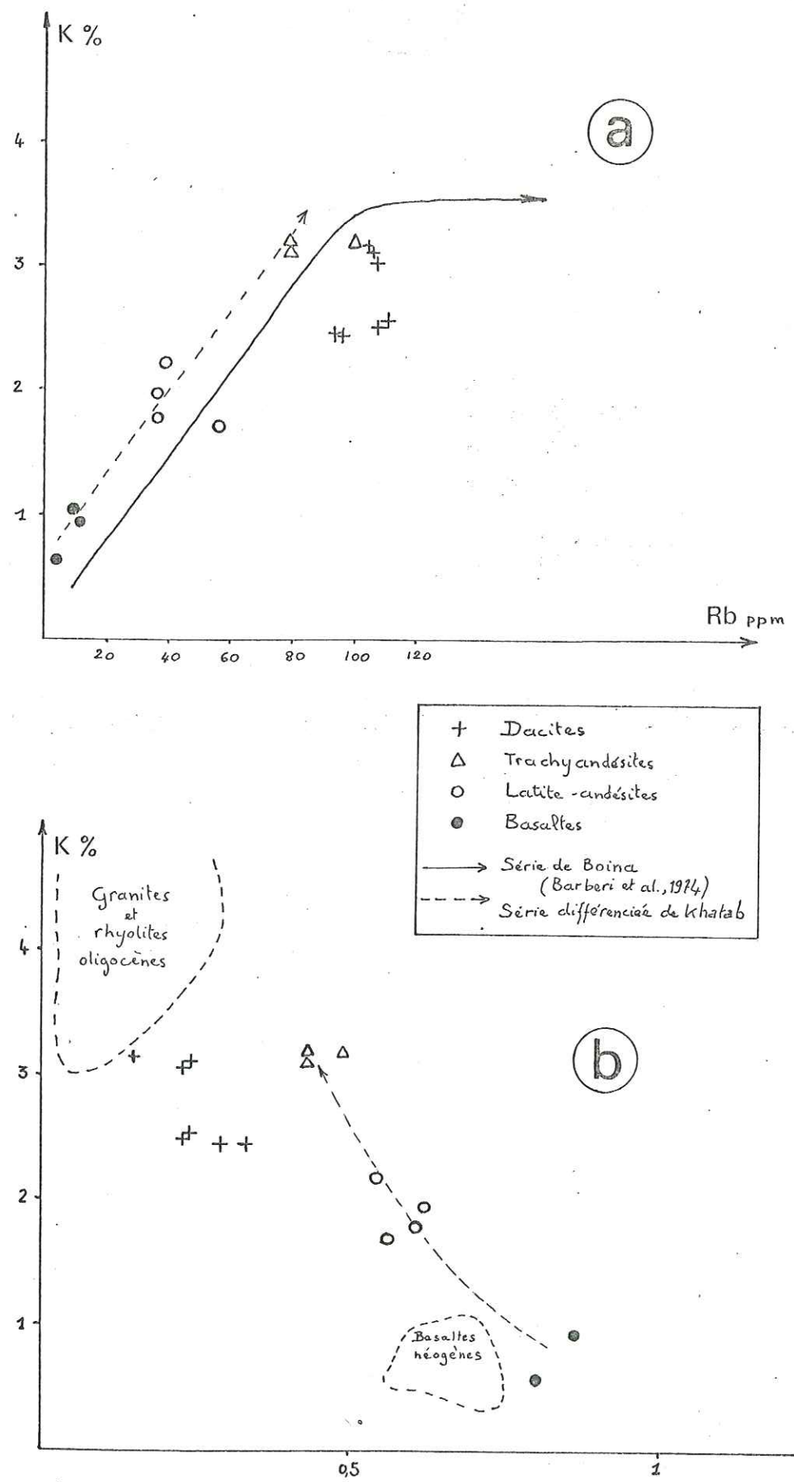


Figure 90 _ Comportement de K, Rb et Ti dans les laves du centre éruptif de Khatab

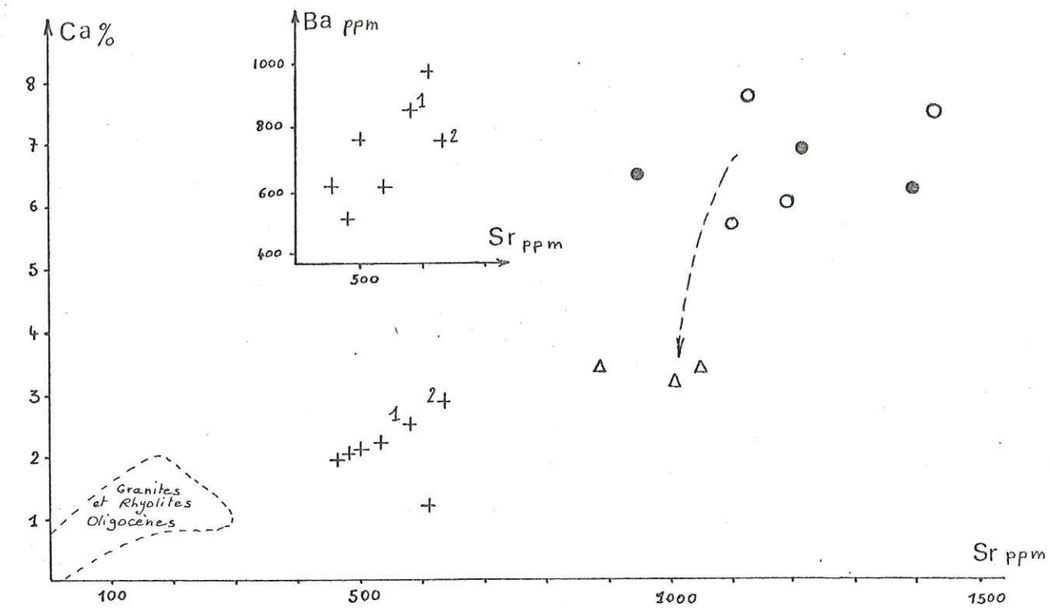


Figure 91 _ Variations de Ca, Ba et Sr dans les laves de Khatab (même légende que dans la fig. 90)

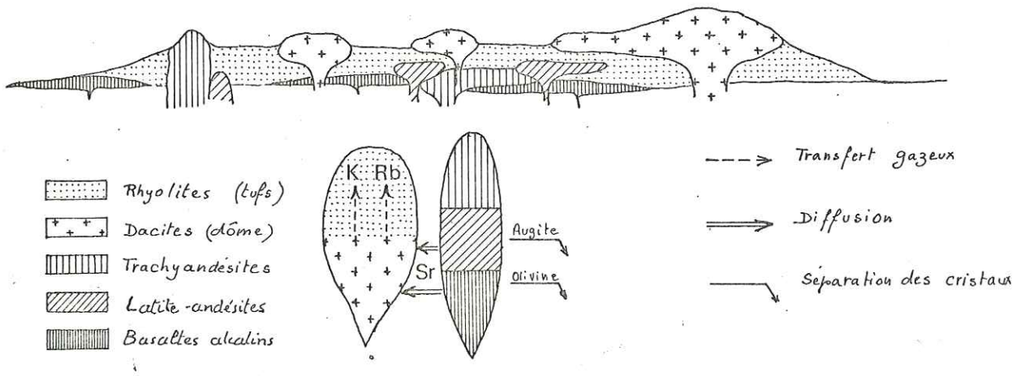


Figure 92 _ Schéma d'évolution magmatique du centre éruptif de Khatab

en potassium et rubidium aurait donné naissance aux grandes épaisseurs de tufs rhyolitiques qui caractérisent le volcanisme de Khatab tandis que les laves dégazées émises postérieurement représenteraient le fond de la chambre magmatique, de composition dacitique, appauvri en K, Rb et Si (fig. 92).

3° Diagramme Ca-Sr (fig. 91) :

Le caractère alcalin des laves basiques de Khatab est souligné par leurs teneurs élevées en Sr (> 900 ppm). L'absence de corrélation entre Ca et Sr dans le groupe des basaltes et des latite-andésites implique que la cristallisation fractionnée du plagioclase n'a pas joué un grand rôle dans l'évolution de cette lignée différenciée. De même, la séparation du pyroxène, si elle semble fort probable entre latite-andésites et trachyandésites (appauvrissement en Ca sans modification des teneurs en Sr), ne permet pas d'expliquer le passage des basaltes aux latite-andésites qui résulterait plutôt de la séparation de l'olivine (confirmée par l'étude minéralogique, p. 112).

Le groupe des dacites, intermédiaire entre celui des laves basiques et le champ des roches acides oligocènes, montre une corrélation positive entre Sr et Ca qui n'est pas due à la plus ou moins grande abondance du plagioclase. En effet, les teneurs les plus fortes en Sr et Ba caractérisent les dacites à mésostase vitreuse très bien développée (1 et 2, fig. 91). Il semble donc que ces deux éléments soient surtout présents dans le verre.

Ces teneurs élevées en strontium s'accordent mal avec une origine palingénétique des dacites et semblent une conséquence de l'influence du magma basaltique alcalin. Des études expérimentales (H. S. Yoder, 1973) ont montré que si deux magmas de composition chimique très différente ne se mélangent pas, leur interface est souvent le siège de diffusions. De nombreuses interactions entre les produits acides et basiques ont été mises en évidence par les études volcanologique et pétrographique (chap. III, p. 88 et p. 124). Le strontium, en forte teneur dans le magma basaltique alcalin, aurait pu diffuser dans le magma acide en voie de cristallisation et être ainsi concentré dans le verre des dacites. Cette hypothèse demanderait à être vérifiée par le dosage du Sr à la fois dans les plagioclases et dans le verre.

4° Conclusion (fig. 92) :

Le centre éruptif de Khatab, bien que d'extension réduite, préfigure par ses émissions quasi-simultanées de laves basiques et de produits volcaniques acides l'évolution magmatique du Miocène inférieur (chaîne volcanique du Qaranqu). Cependant, à la différence de cette dernière, les phénomènes d'interactions entre magma basaltique alcalin et magma palingénétique acide sont peu marqués et n'affectent pratiquement que le magma acide.

Pendant ou immédiatement après la mise en place des rhyolites porphyriques de l'Est du Plateau, apparaissent des basaltes dont le caractère alcalin est souligné par de fortes teneurs en éléments incompatibles (K = 1 %, Sr > 900 ppm, Ba > 800 ppm). Ces basaltes se différencient en latite-andésites et en trachyandésites par séparation de l'olivine puis du pyroxène. Il est improbable que les produits acides (dacites, tufs à ponces) dérivent également des basaltes alcalins en raison des volumes qu'ils représentent, de la présence de quartz primaire

et de leurs faibles teneurs en Ti. Leur origine palingénétique n'explique cependant pas leur richesse en Sr : il faut sans doute y voir le résultat d'une diffusion à partir du magma alcalin.

L'évolution de ce magma acide (à l'origine sans doute de composition rhyolitique) contaminé par la montée des basaltes se caractérise par une différenciation par transfert gazeux qui permet d'expliquer les fortes explosions précédant la mise en place des laves dacitiques appauvries en potassium.

B - Géochimie du volcanisme miocène inférieur :

Cette étude se rapporte principalement au comportement géochimique des laves de la chaîne volcanique du Qaranqu.

La présentation des grands groupes chimiques et la liaison avec l'étude dynamique de ce volcanisme (chap. III, p. 92) sera faite dans un premier temps à l'aide du diagramme Rb-Sr.

L'influence de la cristallisation fractionnée sera ensuite discutée sur les diagrammes K-Rb, K-Ba, Ca-Sr, Rb-Ba et Sr-Ba. Enfin, un modèle d'évolution géochimique pour la période miocène sera proposé à l'aide des diagrammes K/Rb-Rb et K/Ba-Ba.

1° Diagramme Rb-Sr (fig. 93) :

Les points représentatifs des deux grands ensembles volcaniques acide et basique que nous avons distingués dans le chapitre III sont séparés dans ce diagramme par la droite Rb/Sr = 0,1 (fig. 93 b).

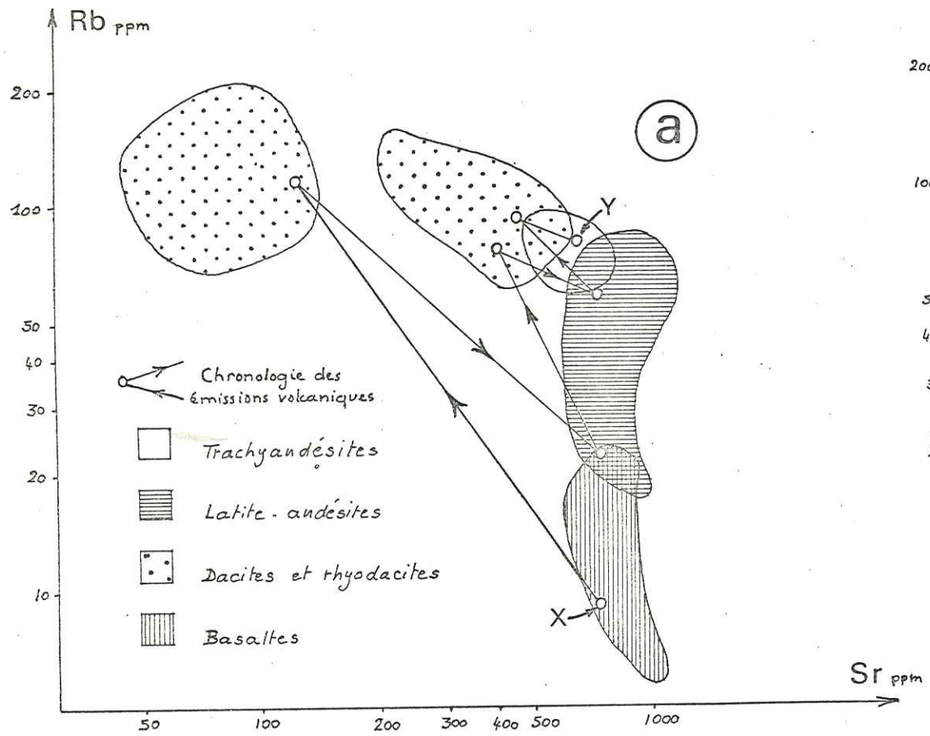
L'ensemble basique (basaltes, latite-andésites) possède des teneurs très variables en Rb tandis que rhyodacites et dacites de l'ensemble acide contiennent entre 50 et 500 ppm de Sr. Les trachyandésites font le lien entre ces deux groupes. La richesse en verre de la dacite (1) et de la trachyandésite (2) explique leurs teneurs élevées en rubidium et la position excentrique de leurs points représentatifs.

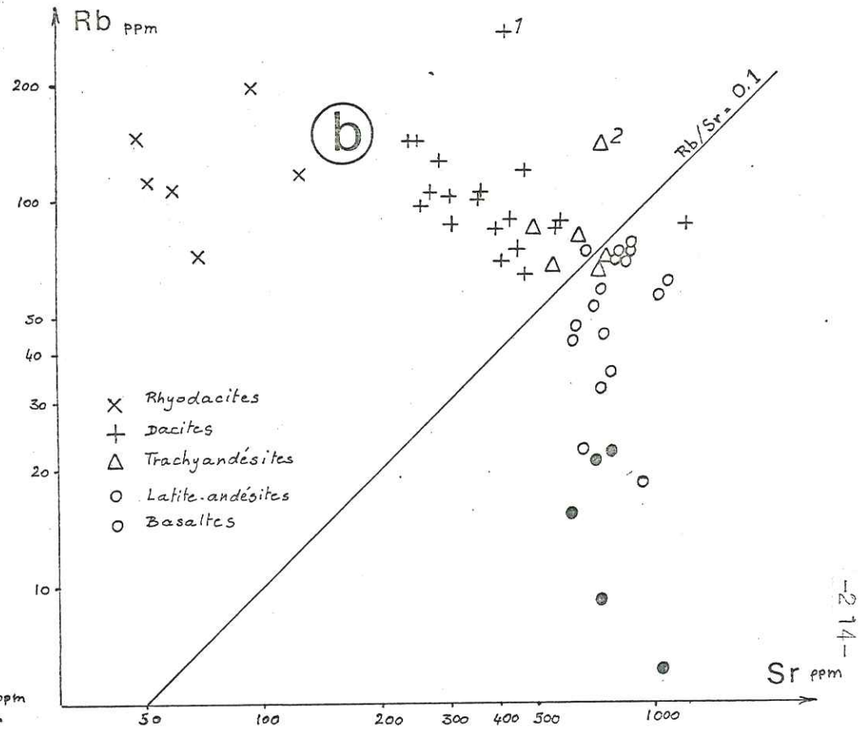
L'apparente continuité existant entre basaltes, latite-andésites et andésites, trachyandésites, dacites et rhyodacites ne tient compte ni de l'ordre de succession des émissions dans la chaîne volcanique du Qaranqu, ni de leurs volumes respectifs.

L'alternance rythmique de laves de chimisme très différent (illustrée par la fig. 93 c) est en effet un caractère constant du volcanisme de cette chaîne. Dans la figure 93 a, on a matérialisé par des flèches la succession observée le long de la coupe X Y :

basalte alcalin (X) → tuf rhyodacitique → andésite à pyroxène → ignimbrite (rhyodacite et dacite) → latite-andésite porphyrique → nappe de ponces (rhyodacite et dacite) → trachyandésite à amphibole (Y).

L'opposition entre les ensembles acide et basique s'atténue progressivement au cours des émissions et disparaît localement avec la mise en place de trachyan-





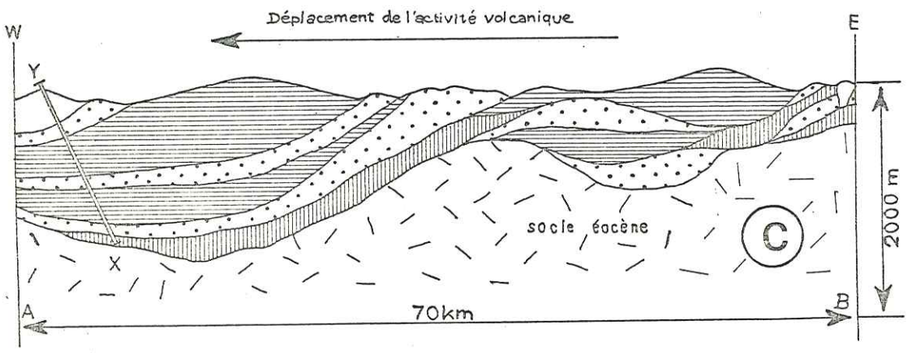


Figure 93

COUPE SCHEMATIQUE DE LA CHAINE VOLCANIQUE DU QARANQU

ET COMPORTEMENT DU Rb ET Sr DANS CES LAVES

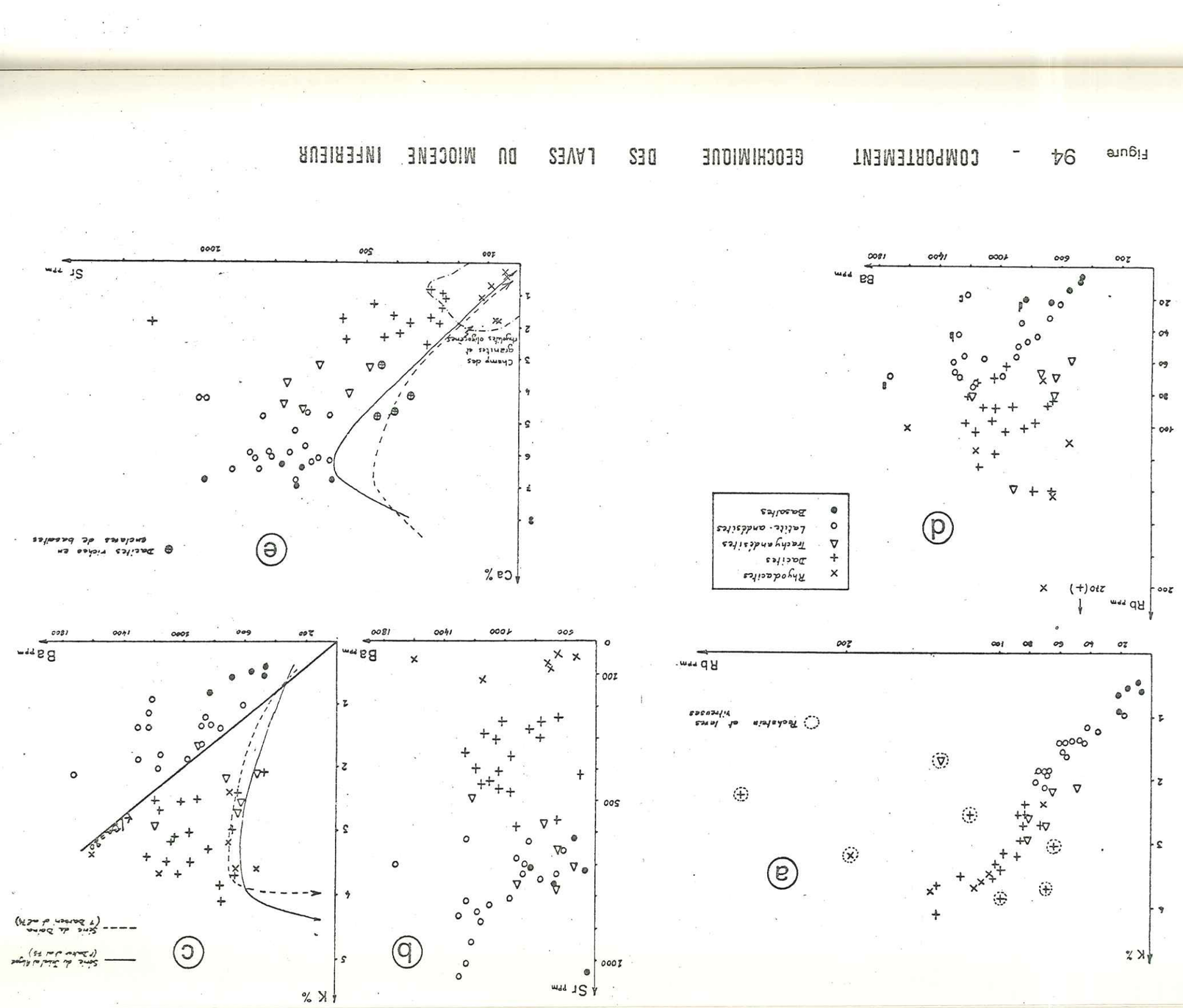


Figure 94 - COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE DES LAVES DU MIOCENE INFERIEUR

désites. Cette alternance se retrouve, plus ou moins complète, tout au long de la coupe AB (fig. 93 c). La présence de trachyandésites terminant le cycle est liée à la durée de l'activité volcanique en un même point.

D'autre part, les produits acides et intermédiaires sont de loin les plus importants en volume tandis que les basaltes, fréquents à la base de la série, sont en fait peu abondants.

2° Diagrammes K-Rb, K-Ba, Rb-Ba, Sr-Ba et Ca-Sr (fig. 94) :

a) les roches volcaniques basiques :

Les corrélations positives entre Rb et Ba (fig. 94 d), entre K et Rb (fig. 94 a), moins nette entre K et Ba (fig. 94 c) pourraient résulter d'un processus de cristallisation fractionnée depuis les basaltes alcalins jusqu'aux latite-andésites. Le léger enrichissement en Sr des secondes par rapport aux premiers (fig. 94 b) accompagné d'une baisse des teneurs en Ca (fig. 94 e) s'accorde grossièrement avec une différenciation par séparation du pyroxène. Cependant, l'enrichissement en baryum qui en résulte est beaucoup plus important que dans les séries différenciées typiques des bordures de la Mer Rouge (fig. 94 c). Cette différence tient sans doute à la plus grande richesse initiale en baryum et en strontium (fig. 94 e) des basaltes alcalins de la région de Mianeh.

Dans certains cas, l'augmentation des teneurs en Ba due à la différenciation par séparation du pyroxène peut ne pas s'accompagner d'un enrichissement parallèle en rubidium : les coulées terminales des grands appareils andésitiques (a, b, et c de la fig. 94 d) ainsi qu'un basalte riche en analcime (d) montrent ces fortes teneurs en baryum qui restent difficilement explicables en simples termes de cristallisation fractionnée.

Les trachyandésites se rattachent, suivant les diagrammes, soit au groupe des roches acides (fig. 94 c et d), soit au groupe des laves basiques (fig. 94 b). Elles possèdent les mêmes teneurs en Ba et en Sr que les basaltes mais sont très nettement enrichies en K et en Rb (fig. 94 a) vis-à-vis de ces derniers. Au sein de ce groupe, une très légère corrélation positive entre K et Rb, K et Ba et Ca et Sr pourrait traduire une cristallisation fractionnée avec séparation du plagioclase ou de l'amphibole.

Cependant, on ne peut retenir ce processus pour expliquer l'origine des trachyandésites par différenciation à partir des laves basiques, en raison de l'absence de liaison entre K et Ba (fig. 94 c).

b) les roches volcaniques acides :

L'abondance de la mésostase vitreuse permet d'expliquer les grandes fluctuations de Ba et de Rb (fig. 94 a et d) dans le groupe des dacites et des rhyodacites (voir p. 187).

Les rhyodacites, très pauvres en calcium et en strontium, sont bien groupées dans le diagramme Ca-Sr (fig. 94 e) à cause des faibles variations de ces deux éléments dans la phase vitreuse. Elles possèdent à peu près les mêmes tendances géochimiques que les rhyolites et les granophyres oligocènes mais s'en distinguent par une différence chimique majeure (fig. 81) : le rapport

K_2O/Na_2O des laves acides miocènes est en effet toujours inférieur à 1, contrairement à celui des roches acides oligocènes.

Les dacites se distinguent essentiellement des rhyodacites par l'augmentation de leurs teneurs en strontium. La droite de corrélation Ca-Sr (fig. 94 e) possède une pente trop faible pour traduire uniquement la séparation du plagioclase et, comme dans le cas des dacites de Khatab, l'enrichissement en Sr semble indépendant des variations minéralogiques.

La présence d'enclaves de roches basiques et de xénocristaux de labrador dans certaines coulées acides ou ignimbrites miocènes (chap. III, p. 124) provoque leur enrichissement en Ca (fig. 94 e). Mais ces mélanges incomplets entre laves de composition différente ne modifient pas leurs teneurs en éléments incompatibles, notamment en Sr.

Le baryum fluctue entre les mêmes valeurs aussi bien dans le groupe des dacites et des rhyodacites que dans celui des laves basiques. L'absence d'enrichissement de cet élément dans les laves acides démontre qu'elles ne dérivent pas des basaltes et des latite-andésites par cristallisation fractionnée.

3° Diagrammes K/Rb-Rb et K/Ba-Ba (fig. 95) :

Dans les fig. 95 a' et b' , les tendances des basaltes, latite-andésites et trachyandésites sont matérialisées par trois courbes indépendantes (1, 2 et 3) alors que celles des dacites et des rhyodacites sont représentées par le domaine hachuré (4).

Comme nous venons de le voir, l'étalement des points représentatifs de ces laves acides est dû à l'hétérogénéité de la mésostase vitreuse et à l'action des fluides qui ont dévitrifié ces roches. La "tendance" 4 n'est donc pas imputable à un phénomène de cristallisation fractionnée.

Par contre, les tendances 1, 2 et 3, parallèles à la courbe de différenciation de la série volcanique des Petites Antilles (fig. 95 b'), traduisent des séparations de minéraux (principalement pyroxène) à l'intérieur de chaque groupe de laves basiques et intermédiaires.

Cette allure en enveloppes des différentes tendances confirme le fait que dacites et rhyodacites d'une part, trachyandésites d'autre part ne peuvent dériver par cristallisation fractionnée du groupe des roches basiques. De même, l'apparente continuité qui lie plus ou moins bien basaltes et latite-andésites dans les autres diagrammes disparaît dans les fig. 95 a' et b' au profit de deux tendances distinctes (1 et 2). Leur disposition implique une augmentation des teneurs en potassium indépendante de l'enrichissement dû à la cristallisation fractionnée du pyroxène mise en évidence dans le paragraphe précédent. L'apport de potassium est encore plus important dans les trachyandésites (> 2 % de K) dont les points représentatifs (3) se situent souvent de ce fait dans le champ des roches acides (4 dans la fig. 95).

4° Interprétation :

Les différences de texture (rhyodacites), les mélanges imparfaits (certaines dacites) et les phénomènes intervenant dans les chambres magmatiques superficielles (cristallisation fractionnée des latite-andésites) sont des processus dont

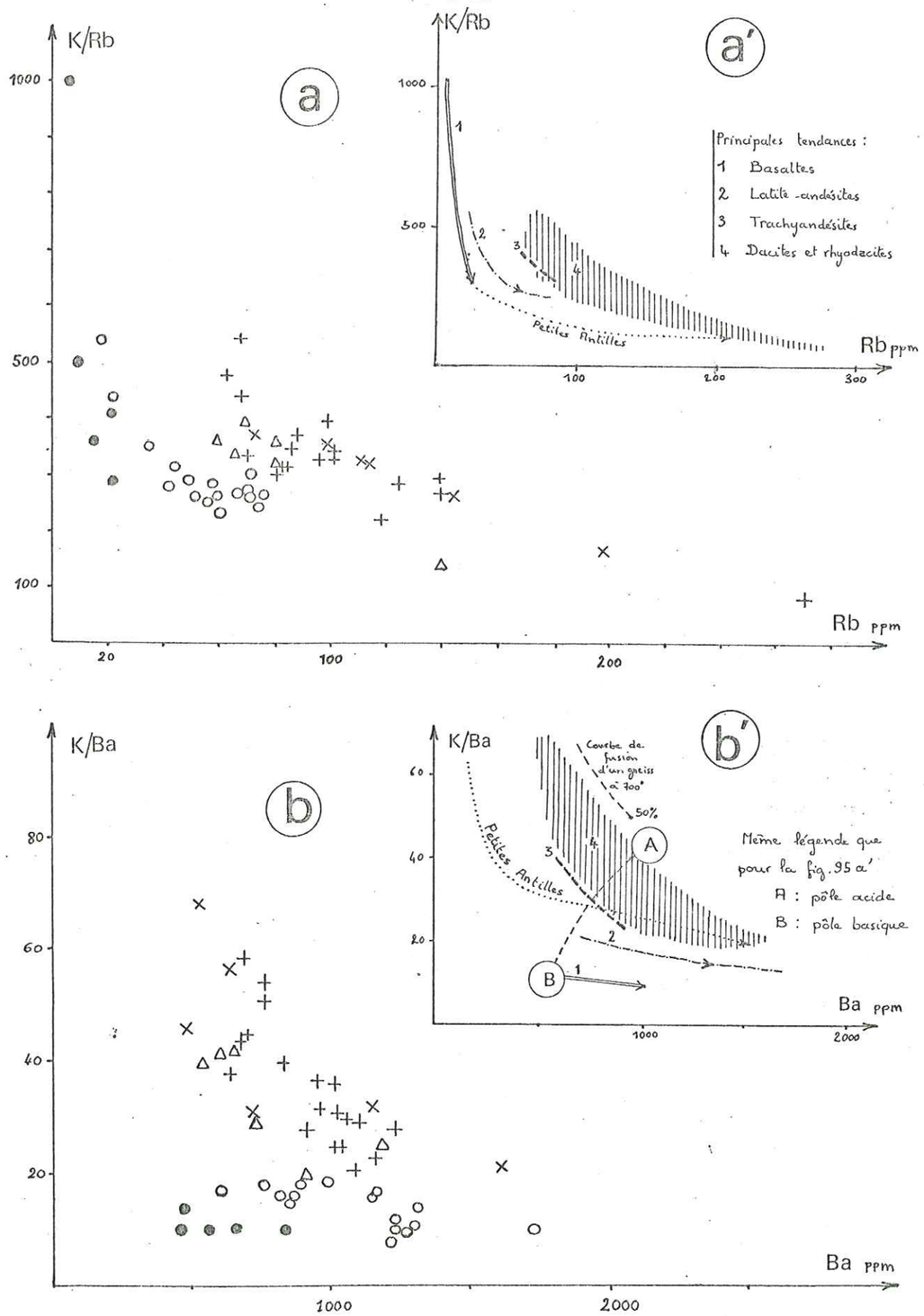


Figure 95 (Même légende que pour la fig. 94)

VARIATIONS DES RAPPORTS K/Rb ET K/Ba DES LAVES DU MIOCENE INFERIEUR

il est nécessaire de faire abstraction avant de formuler des hypothèses sur la nature originelle des magmas.

La fig. 95 montre que l'ensemble acide ne peut dériver de l'ensemble basique par simple différenciation comme le confirme la rythmicité des émissions. Nous proposons donc un modèle bimagmatique caractérisé par un pôle basaltique alcalin (B) et un pôle acide (A) (fig. 95 b'). Ce dernier, défini par référence aux granites oligocènes, correspond à la fusion de près de 50 % de gneiss à 700° C. La composition A résulterait de la fusion partielle de matériaux sialiques provoquée par la montée du magma basaltique alcalin B.

Cependant aucune rhyolite de composition analogue n'a été rencontrée dans les laves acides miocènes : on pourrait alors imaginer une fusion partielle un peu plus poussée aboutissant à un magma rhyodacitique ou dacitique. Mais un tel mécanisme n'est pas en accord avec le caractère sodique des rhyodacites miocènes (fig. 80 et 81), ni avec les teneurs élevées en strontium des dacites.

Nous préférons envisager une contamination réciproque modifiant la composition des magmas initiaux par une diffusion de certains éléments : Sr et Na (?) vers le magma acide, K vers le magma basaltique. Ainsi le magma palingénétique de composition rhyolitique aboutirait-il aux dacites et aux rhyodacites tandis que le magma basaltique cèderait en partie la place à un important stock de latite-andésites enrichies en potassium. Les compositions des magmas résultants peuvent être matérialisées par la courbe A-B de la fig.95 b'.

En liaison avec l'ouverture progressive d'une zone d'extension au début du Miocène (chap. V, p.183), cette évolution s'est déroulée assez rapidement pour que le phénomène de contamination n'aboutisse pas à un mélange magmatique homogène et unique. En effet, l'emboîtement des appareils volcaniques, schématisé par la fig.93 c, nous a permis de mettre en évidence le déplacement de l'activité éruptive de l'Est vers l'Ouest au cours du Burdigalien.

C - Géochimie du volcanisme pliocène :

1° Diagramme Rb-Sr (fig.96 a) :

Les basaltes alcalins du Pliocène ont une composition analogue à ceux du Miocène inférieur. Les gabbros subvolcaniques associés s'en distinguent par un appauvrissement en Rb et en Sr.

2° Diagramme K/Ba-Ba (fig. 96 b) :

Les gabbros, nettement séparés des basaltes alcalins par une diminution de leurs teneurs en Ba, présentent des caractères de cumulats. Deux échantillons de basalte vacuolaire possèdent des teneurs très élevées en baryum qui ne peuvent être expliquées par leur composition minéralogique ou par une quelconque évolution géochimique.

3° Diagramme Ca/Sr-Sr (fig.96 c) :

L'ensemble des points représentatifs montre un étalement important des teneurs en Sr pour une faible variation du Ca. La valeur très élevée du rapport Ca/Sr des gabbros traduit une tendance de cumulat à affinité tholéiitique confirmée par leur appauvrissement en Ba et en Rb.

En conclusion, le cycle pliocène n'aboutit dans la région étudiée qu'à des émissions très localisées de basaltes, dont le caractère alcalin est souligné par la richesse en éléments incompatibles. Cet épisode prend au contraire une grande ampleur dans les importants édifices volcaniques plio-quaternaires du Sahand (P. Bordet et al, 1971) et du Sabalan (J. Didon et Y. M. Gemain, 1976) qui achèvent l'activité éruptive en Azerbaijan.

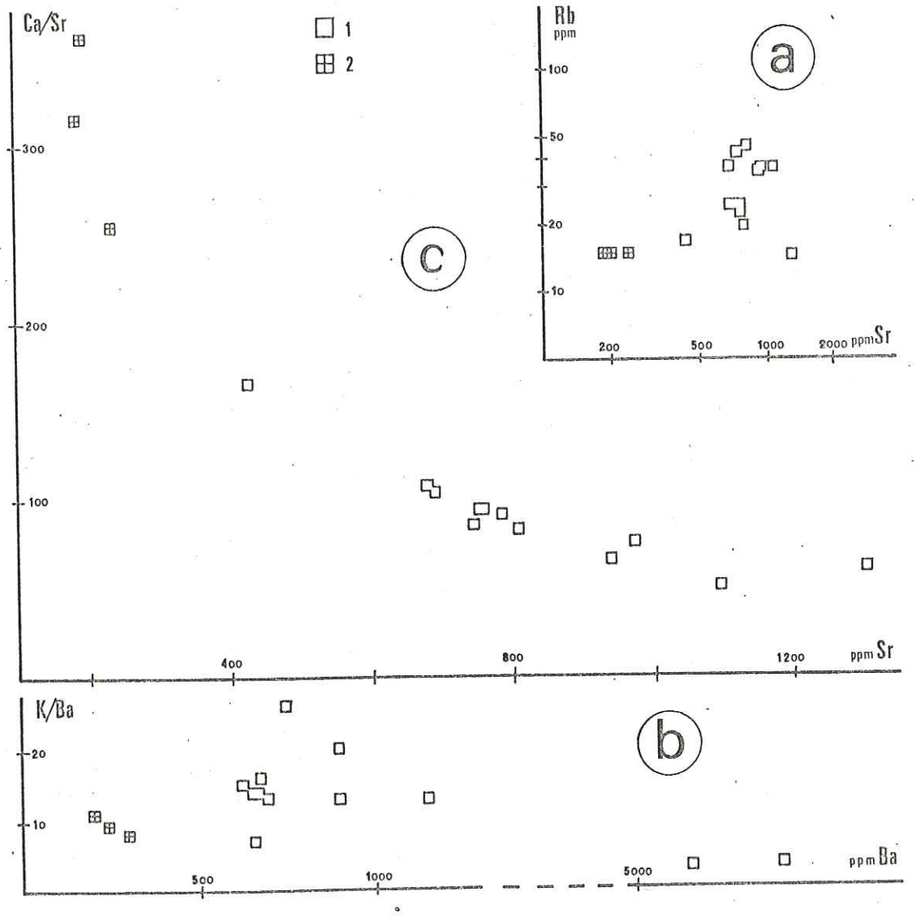


Figure **96** *. Comportement géochimique des basaltes (1) et des gabbros subvolcaniques (2) pliocènes*

C O N C L U S I O N

CADIST

Dans ce dernier chapitre, nous allons essayer de relier les évolutions stratigraphique, structurale et magmatique de la région de Mianeh dans le cadre de l'histoire géologique de l'Azerbaijan. Cet exemple nous permettra de souligner quelques unes des principales caractéristiques du volcanisme tertiaire en Iran et d'esquisser une comparaison avec les grandes zones volcaniques des aires continentales.

A - Résumé de la géologie régionale (tableau XXVI) :

L'histoire géologique anté-éocène de l'Azerbaijan oriental est mal connue en raison de l'extension et de l'épaisseur des sédiments et roches volcaniques d'âge tertiaire. Il semble cependant que cette région joue au cours du Secondaire le rôle d'une plate-forme tandis que sa bordure nord-est, plus subsidente, donne naissance, au Crétacé supérieur, aux chaînes plissées de l'Elbourz et du Talesh (R. G. Davies et al., 1975). Au Sud, cette plate-forme est limitée par la zone d'accidents de Soltanieh-Tabriz dont les premiers mouvements visibles datent également du Crétacé supérieur (J. Stöcklin et J. Eftekhar-nezhad, 1969).

A l'Eocène, l'ensemble de l'Azerbaijan oriental est affecté par une intense activité volcanique directement liée à la fracturation de cette zone stable. Partie intégrante d'une des grandes chaînes volcaniques individualisées dès le Lutétien qui traversent tout l'Iran suivant les anciennes directions structurales, cette région est caractérisée par l'extension particulièrement importante des manifestations éruptives (2oo km du Nord au Sud). L'élargissement de la bande volcanique traduit un mouvement d'ouverture très marqué à l'Ouest de la zone d'accidents N-S Mianeh-Ardebil qui semblerait donc avoir joué à cette époque un rôle de faille transformante. Les centres éruptifs s'y disposent en cordillères E-W séparées par des bassins lacustres où retombent les tufs d'explosion. De tels caractères, ainsi que la forte épaisseur atteinte par la séquence volcanique éocène (jusqu'à 3 000 m), permettent de penser que l'Azerbaijan oriental subit à l'Eocène une importante distension et évolue à la manière d'un rift intracontinental.

La majeure partie des laves émises possède un caractère alcalin qui s'atténue au Sud-Est de l'Azerbaijan avec l'apparition de rhyolites et de laves à tendance calco-alcaline. Deux processus magmatiques différents peuvent donc être envisagés :

- d'une part, d'importantes montées de flux thermique dans la partie la plus active du rift (région de Mianeh) provoquent parfois la fusion partielle de la croûte. Ainsi s'expliqueraient la genèse des rhyolites de l'Ensemble Inférieur de l'Eocène et peut-être aussi celle des laves calco-alcalines de l'Ensemble Moyen selon le processus envisagé plus au Sud par M. Amidi (1975).

- cependant, la prépondérance des laves alcalines à caractère shoshonitique dans le volcanisme éocène d'Azerbaijan semble indiquer que les "panaches thermiques" n'ont joué qu'un rôle limité dans la magmatogenèse. L'évolution de chacune des quatre grandes tendances alcalines pourrait se résumer à trois phases principales :

  . fusion partielle du manteau produisant un magma basaltique alcalin,

  . début de cristallisation (labrador, augite, olivine) et enrichissement plus ou moins poussé en K, Sr, Rb, Ba, parfois suivis de la cristallisation d'analcime sous de fortes pressions de fluides (entre 20 et 50 km de profondeur d'après J. Roux et D. L. Hamilton, 1976),

  . émission rapide vers la surface du magma à caractère shoshonitique plus ou moins marqué lors d'une phase d'ouverture du rift.

L'évolution du rift avorte rapidement vers la fin de l'Eocène, sans doute sous l'influence des premiers mouvements d'ouverture de la mer Rouge (J. F. Dewey et J. M. Byrd, 1970; M. Sabzehi, 1974). Un important dôme thermique se met alors en place dans la région de Mianeh où convergent les grandes directions structurales N-S de la zone Mianeh-Ardebil et NW-SE de la zone Soltanieh-Tabriz. Le flux thermique particulièrement intense (> 120° C/km) provoque le métamorphisme (phase M) du socle anté-tertiaire et de la base de la séquence volcanique éocène. Un début d'anatexie, sans doute dès 5 km de profondeur, permet alors la formation du magma palingénétique à l'origine de l'important volcanisme rhyolitique post-éocène.

La phase tectonique de l'Oligocène inférieur entraîne le plissement et la surrection des chaînes de l'Elbourz et de Soltanieh alors qu'elle disloque la plate-forme d'Azerbaijan, reconstituée lors de l'arrêt de l'évolution du rift éocène. Dans la région de Mianeh, le rejeu coulissant des grands accidents N-S et NW-SE détermine à la fois des zones de compression intensément diaclasées où se localise un métamorphisme hydrothermal (phase m) et des zones d'ouverture locales qui guident la montée d'importantes masses de rhyolite fluidale. Dans la région plus stable du Plateau, le magma palingénétique se met en place sous forme de massifs subvolcaniques de granophyre et de granite.

L'émission de basaltes alcalins suit de très près la mise en place des rhyolites, sans doute durant le dépôt des grès et des conglomérats de la Formation Rouge Inférieure (LRF, Oligocène sup. ?), et se poursuit jusqu'à la transgression d'âge miocène inf.. Ces basaltes semblent être montés rapidement à partir du manteau sans avoir subi l'enrichissement en éléments incompatibles qui caractérise les shoshonites éocènes. Cette activité volcanique fissurale évolue ensuite vers un type central avec apparition de chambres dans lesquelles le magma basaltique se différencie. Au contact de celles-ci, une fusion partielle de matériel crustal engendre un magma palingénétique qui n'est jamais émis sous forme de rhyolites comme à l'Oligocène mais sous forme de dacites et de rhyodacites. L'étude géochimique nous amène à envisager une contamination réciproque, par diffusion de certains éléments, entre les termes basique et acide. Ainsi s'explique l'émission rythmique de latite-andésites et de rhyodacites au-dessus des basaltes dans les appareils volcaniques échelonnés en bordure du bassin sédimentaire miocène (chaîne du Qaranqu). L'ouverture progressive d'Est en Ouest de cette zone fragile empêche l'établissement d'un grand édifice central et l'apparition d'un mélange magmatique homogène.

Après le dépôt des calcaires de la formation de Qom (Aquitanien-Burdigalien), 3 000 m de sédiments miocènes comblent le bassin subsident méridional, en régime lagunaire tout d'abord (Formation de l'Ahi Chay) puis continental (Formation Rouge Supérieure, URF).

La phase tectonique de la fin du Miocène provoque le rejeu coulissant (dextre) de la zone d'accidents Soltanieh-Tabriz. Le bassin sédimentaire de Mianeh, localisé dans l'axe de cette zone, est alors fortement plissé tandis que les failles individualisées à l'Oligocène inf. dans la plate-forme d'Azerbaijan sont réactivées. Il en résulte une disposition en horsts et grabens qui détermine encore la morphologie actuelle. Des émissions ponctuelles de basalte alcalin précèdent, au Pliocène, l'édification des grands volcans quaternaires du Sahand (P. Bordet, 1971) et du Sabalan (J. Didon et Y. M. Gemain, 1976).

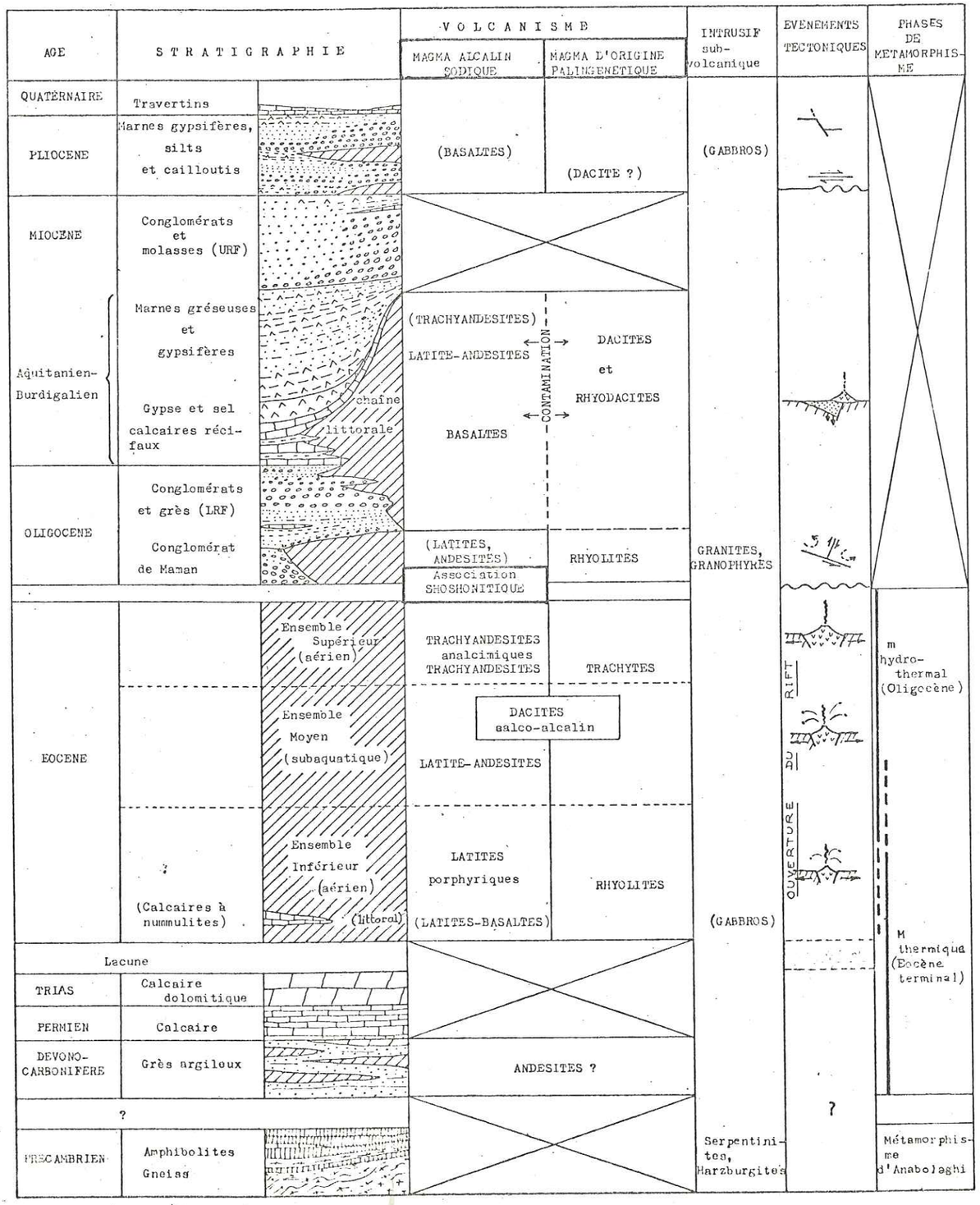


Tableau XXVI - Tableau récapitulatif des principaux évènements géologiques dans la région de Mianeh.

B - Interprétation pétrostructurale :

Classiquement considéré comme "volcanisme calco-alcalin de zone orogénique", le volcanisme tertiaire d'Iran, ainsi que toutes les autres manifestations magmatiques de cette époque, ont été souvent interprétés comme des conséquences de la subduction de la plaque arabique sous la plaque eurasienne (D. Jung et al., 1975). Cette hypothèse, déjà rejetée en Iran méridional par M. Sabzehi (1974) et en Iran central par M. Amidi (1975), doit également être abandonnée en Azerbaijan.

En effet, les ceintures volcaniques associées aux zones de subduction se disposent généralement en bandes d'autant plus récentes que l'on s'éloigne de l'ancien plan de Benioff. Cette évolution spatiale s'accompagne d'un enrichissement progressif en potassium (W. Dickinson, 1970) qui se traduit par l'apparition de la suite : tholéiites → laves calco-alcalines → shoshonites.

Or, en Azerbaijan oriental, il n'existe aucune ceinture ophiolitique pouvant être interprétée comme la cicatrice d'un ancien plan de subduction. De plus, l'évolution du volcanisme, principalement alcalin, ne présente pas de points de ressemblance avec celle des arcs insulaires : la zonation spatiale y est absente et l'enrichissement en potassium apparaît indépendant de toute chronologie. Ainsi, les latites porphyriques de l'Ensemble Inférieur et les trachyandésites analcimiques de l'Ensemble Supérieur, qui sont les laves les plus enrichies en K et en éléments incompatibles, couvrent toute la largeur de la bande volcanique et soulignent la rythmicité des émissions volcaniques à caractère shoshonitique durant l'Eocène.

Les manifestations éruptives post-éocènes n'apportent pas non plus d'arguments en faveur d'une hypothétique subduction : les basaltes alcalins qui se mettent en place à la faveur de grandes fractures au cours du Néogène sont en effet typiques d'un volcanisme d'aire continentale.

Le modèle de rift intracontinental proposé par M. Sabzehi (1974) et repris par M. Amidi (1975) s'accorde mieux avec l'histoire géologique de l'Azerbaijan. L'ouverture rythmique d'un tel rift durant l'Eocène permet d'expliquer les quatre grandes lignées alcalines du volcanisme de cette époque : latite-basaltes → latites → latite-andésites → trachyandésites. Ce processus avorte à la fin de l'Eocène sans qu'il y ait apparition d'une croûte océanique de composition tholéiitique.

Si la plupart des caractères dynamiques et magmatiques observés nous permettent de confirmer le mécanisme de type "rift", il convient cependant de rappeler que les modèles d'évolution proposés par I. G. Gass (1970) pour la Mer Rouge ou par D. K. Bailey (1964) pour le Rift Est-Africain s'appliquent à des zones cratoniques stables. Dans ce cas, les manifestations éruptives possèdent des caractères particuliers : hyperalcalinité, sous-saturation, teneurs élevées en titane (> 2 %), qui n'apparaissent jamais dans les roches volcaniques d'Iran malgré leur caractère alcalin prédominant dans la région étudiée.

Les faibles teneurs en TiO_2 (0,7 % en moyenne) des laves basiques éocènes seraient plutôt, selon J. Bebien (1972), caractéristiques du volcanisme des arcs insulaires et des ceintures orogéniques (Andes, Ouest des U. S. A.).

On en arrive donc à la conclusion que le volcanisme qui apparaît au Tertiaire sur la plate-forme iranienne possède des caractères hybrides entre celui des zones cratoniques et celui des zones orogéniques, sans être pour autant lié à une subduction.

Le domaine fracturé et instable d'Iran Central, situé entre les chaînes plissées du Zagros et de l'Elbourz, appartient effectivement au vaste système alpino-himalayen (J. Stöcklin, 1968). Les ceintures volcaniques qui soulignent la bordure de la plaque eurasienne depuis les Balkans jusqu'à l'Afghanistan représenteraient donc des rifts intracontinentaux de zone fragile (de type Basin and Range Province) plutôt que de zone cratonique stable (de type Est-Africain). De tels systèmes pourraient s'apparenter aux "intracontinental rifts of young folded zone" de E. E. Milanowsky (1972). Il nous semble, comme l'avait déjà entrevu G. Joplin (1965), que le volcanisme à tendance shoshonitique est étroitement lié à de telles structures.

BIBLIOGRAPHIE

AFSHAR F. A., 1965 - Geology of Mianeh district of northwestern Iran, int. N. I. O. C. report.

AMIDI S. M., 1975 - Contribution à l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz-Nain-Surk (Iran Central). Thèse d'état, Grenoble.

ANSARI, 1965 - Geology of southern Mianeh basin. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 49, p. 88-97.

AVERIEV V. V., 1965 - Hydrothermal process in volcanic areas and its relation to magmatic activity. Int. Symp. Volc., New-Zealand (Abstracts).

BAILEY D. K., 1964 - Crustal warping - a possible tectonic control of alkaline magmatism. J. Geophys. Res., 69, p. 1103-1111.

BAKER P. E., BROSSET R., GASS I. et NEARY C., 1973 - Jebel al Abyad : a recent alkalic volcanic complex in western Saudi Arabia. Lithos, 6, p. 291-314.

BARBERI F., FERRARA G., SANTACROCE R., TREUIL M. et VARET J., 1975. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar rift, Ethiopia). J. Petrol., 16, p. 22-56.

BARBIER R., 1960 - Découverte de loess et d'une ancienne vallée remblayée dans le cours inférieur du Séfid-Roud (versant nord de l'Elbourz (Iran)). C. R. A. S., 250, p. 1097-98.

BEBIEN J., 1972 - Teneur en TiO_2 des roches volcaniques. C. R. A. S., 275-D, p. 1967-70.

BERTHIER F., BILLIAULT J. P., HALBRONN B. et MAURIZOT P., 1974 - Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros, Iran). Thèse 3e cycle, Grenoble.

BOLOURCHI M. H., 1975 - Etude géologique de la région d'Avaj (NW de l'Iran). Stratigraphie et Tectonique. Thèse d'état, Grenoble.

BORDET P., MITTEMPERGHER M., MARINELLI G. et TAZIEFF H., 1963 - Contribution à l'étude volcanologique du Katmaï et de la vallée des dix-mille fumées (Alaska). Mém. Soc. Belge Géol., 8, n° 7.

BORDET P., 1968 - A propos du volcanisme plio-quaternaire d'Afghanistan Central : ignimbrites et brèches péléennes. Bull. Volc., 31.

BORDET P. et BERBERIAN M., 1971 - Reconnaissance géologique du massif du Sahand (Azarbaidjan). G. S. I., prel. report.

BOUCARUT M., 1971 - Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var). Thèse d'état, Nice.

BOYD R. F., 1961 - Welded tuffs and flows in the Rhyolite Plateau of Yellowstone Park, Wyoming. Bull. Geol. Soc. Am., 72, p. 387-426.

CARMICHAEL I. S. E., TURNER F. J. et VERHOOGEN J., 1974 - Igneous petrology. Mc Graw-Hill, New-York.

CLOCHIATTI R., 1974 - Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz : étude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologiques. Thèse 3e cycle, Paris.

CONRAD G., CONRAD J. et GIROD M., 1971 - Données sur le volcanisme tertiaire et quaternaire affectant le bloc du Lout et les monts de Kerman (Iran oriental). C. R. Somm. S. G. F., p. 196-198.

CONRAD G. et GIROD M. - l'âge des manifestations volcaniques du désert du Lout (Iran oriental). 3e réunion annuelle des Sc. de la Terre, Montpellier, avril 1975.

DAVIES R. G., JONES C. R., HAMZEPOUR B. et CLARK G. C., 1972. Geology of the Masuleh Sheet (Northwest Iran). G. S. I., report n° 24.

DAVIES R. G. HAMZEPOUR B., JONES C. R. et CLARK G. C., 1975 - Explanatory text of Bandar-e-Pahlavi map. G. S. I.

DEDUAL E., 1967 - Zur Geologie des mittleren und unteren Karaj-Tales, Zentral Elburz (Iran). Mitt. Geol. Inst. E. T. H. univ. Zürich, 76.

DEER W., HOWIE R. A. et ZUSSMANN J., 1963 - Rock-forming minerals. Wiley, New-York, 5 vol.

DELLENBACH J., 1964 - Contribution à l'étude géologique de la région située à l'Est de Téhéran, Iran. Thesis Univ. Zürich.

DEMANT A., 1972 - Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de la Sardaigne nord-occidentale. Le cycle "andésitique terminal". Thèse 3e cycle, Marseille.

DEWEY J. F. et BIRD J. M., 1970. Plate tectonics and geosynclines. Tectonophysics, 10, p. 625-638.

DICKINSON W., 1970 - Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. Rev. Geoph. Sp. Phys., 8(4), p. 813-860.

DIDON J. et GEMAIN Y. M., 1976 - Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaijan oriental (Iran) : étude géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional. Thèse 3e cycle, Grenoble.

DIDON J. et GEMAIN Y. M. - Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaijan oriental iranien : sa place dans le volcanisme tertiaire, son dynamisme et la géochimie de ses éléments incompatibles. 4e réunion annuelle des Sc. de la terre, Paris, avril 1976.

DOZY J. D., 1955 - A sketch of post Cretaceous volcanism in Central Iran. Leidse Geol. Medel., 20, p. 48-57.

DUPUY C., 1970 - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Thèse d'état, Montpellier.

DUPUY C. et LEFEVRE C., 1974 - Fractionnement des éléments en trace Li, Rb, Ba, Sr, dans les séries andésitiques et shoshonitiques du Pérou. Comparaison avec d'autres zones orogéniques. Contr. Mineral. Petrol., 46, p. 147-157.

EWART A., TAYLOR S. et CAPP A., 1968 - Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand. Contr. Mineral. Petrol., 18, p. 76-104.

FABRE D. et ROBERT J. P., 1976 - Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. Ann. Soc. Geol. Nord, 65, n°3, p. 175-182.

FABRIES J., 1966 - Une représentation graphique des principales substitutions rencontrées dans les amphiboles calciques et sodiques. C. R. A. S., 262-D, p. 1824-27.

FÜRSTER H., FESEFELDT K. et KÜRSTEN M., 1972 - Magmatic and orogenic evolution of the central iranian volcanic belt. 24 th I. G. C., Montreal, sect. 2, p. 198-210.

GASS I. G., 1970 - The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian Rifts. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 267, p. 369-380.

GASS I. G., MALLICK D. I. et COX K. G., 1973 - Volcanic islands of the Red Sea. J. Geol. Soc. London, 129, p. 275-510.

GREEN D. H. et RINGWOOD A. E., 1967 - The genesis of basaltic magmas. Contr. Mineral. Petrol., 15.

HARRIS P. G., 1974 - Anatexis and other processes within the mantle. p. 427-436 in Sörensen (Ed.). The alkaline rocks. Wiley, New-York.

HIRAYAMA K., SAMIMI M., ZAHEDI M. et HUSHMAND-ZADEH A., 1966 - Geology of the Tarom District, western part (Zanjan area, Northwest Iran). G. S. I., report n°8.

ILLIES J., 1969 - An intercontinental belt of the world rift system. Tectonophysics, 8, p. 5-29.

IWAO S. et HUSHMAND-ZADEH A., 1971 - Stratigraphy and petrology of the low-grade regionally metamorphosed rocks of the Eocene Formation in the Alborz range, north of Tehran, Iran. J. Japan. Ass. Min. Petr. Econ. Geol., 65, n°6, p. 265-285.

JAMESON B. G. et CLARKE D. B., 1970 - Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. J. Petrol., 11, p. 183-204.

JOPLIN G., 1965 - The problem of the potash-rich basaltic rocks. Min. Mag., 34, p. 266-275.

JOPLIN G., 1968 - The shoshonite association : a review. J. Geol. Soc. Austr., 15, p. 275-294.

JOPLIN G., KISS Z., WARE N. et WIDDOWSON J., 1972 - Some chemical data on members of the shoshonite association. Min. Mag., 38, p. 936-945.

JUNG J. et JEANNET A., 1933 - Géologie de la chaîne du Kaflan-Kouh (Perse). C. R. A. S., 197, n° 17, p. 929-31.

JUNG D., KURSTEN M. et TARKIAN M., 1975 - Post-mesozoïc volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-arabian plate under the Eurasian plate. "Afar Monograph". Deutsche Forschung.

KELLER J., 1969 - Origin of rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks . Bull. Volc., 33.

KELLER J. et VILLARI L., 1972 - Rhyolitic ignimbrites in the region of Afyon (Central Anatolia). Bull. Volc., 36, n°2.

KHAIN V. E., 1975 - Structure and main stages in the tectono-magmatic development of the Caucasus : an attempt at geodynamic interpretation. Am. J. Sc., 275-A, p. 131-156.

KUNO H., 1959 - Origin of cenozoïc petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volc., 20, p. 37-76.

LACROIX A., 1924 - Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et d'une façon générale la classification des roches contenant de l'analcime. C. R. A. S., 178, p. 178-180.

LADAME G., 1942 - Le gisement potassifère de Mamane en Iran. Schweiz Miner. Petr. Mitt., 22, n° 2, p. 242-247.

LAMEYRE J., 1966 - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, n° 29.

LEAKE J., 1971 - An aluminous and edenitic hornblende. Min. Mag., 38, p389-407.

LESCUYER J. L., MICHEL R., RIOU R. et VIVIER G., 1976. Etude géochimique du volcanisme tertiaire de la région de Mianeh (Azerbaijan, Iran). Tr. Lab. Géol. Univ. Grenoble (à paraître).

LESCUYER J. L., RIOU R. et VIVIER G. - Le volcanisme tertiaire de l'Azerbaijan (Iran). Géochimie des éléments incompatibles et proposition d'un modèle de contamination pour la période miocène. 4e réunion annuelle des Sc. de la terre, Paris, avril 1976.

LOFGREN, 1971 - Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolite glass. Bull. Geol. Soc. Am., 82, p. 111-124.

LORENZ C., 1964 - Die Geologie des oberan Karaj-Tales (Zentral Elburz), Iran. Thesis Univ. Zürich.

Mc BIRNEY A. R. et MURASE T., 1970 - Factors governing the formation of pyroclastic rocks. Bull. Volc., 34, p. 372-384.

MICHEL R., 1953 - Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme de la Grande Limagne. Mem. Soc. Hist. Nat. Auv., 5, p. 93-98.

MIDDLEMOST E. A. K., 1972 - A simple classification of volcanic rocks. Bull. Volc., 36, p. 382-397.

MILANOWSKY E. E., 1972 - Continental rift zones : their arrangment and development. Tectonophysics, 15, p. 65-70.

MIYASHIRO A., 1973 - Metabasites : progressive mineral changes. Ch. 8 B in Metamorphism and metamorphic belts. G. Allen et Unwin.

National Iranian Oil Company, 1959 - Geological map of Iran, 1/2,500,000. N. I. O. C., Tehran.

NOBLE D. C., BOWMAN H. R., HEBERT A. J., SILBERMAN M. L., HEROPOULOS C. E., FABBI B. P. et HEDGE C. E., 1975 - Chemical and isotopic constraints on the origin of low-silica latite and andesite from the Andes of central Peru. J. Geol.

NOCKOLDS S. R., 1933 - Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. J. Geol., 41, p. 561-589.

NOWROOZI A. A., 1971 - Seismo-tectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions. Bull. Seismol. Soc. Am., 61, n° 2, p. 317-341.

PASQUARE, 1971 - Cenozoïc volcanics of the Erzerum area, turkish Armenia. Geol. Rund., 60, n° 3, p. 46.

PEARCE, 1970 - The analcite bearing volcanic rocks of the Crownest Formation, Alberta. Can. J. of Sc., 7, n° 1, p. 46.

POWELL J. L. et KEIGH BELL, 1974 - Isotopic composition of strontium in alkalic rocks. p. 412-421 in Sörensen (Ed.). The alkaline rocks. Wiley, New-York.

PRINGLE G. J., TREMBATH L. T. et PAJARI G. E., 1974. Cristallization history of a zoned plagioclase. Min. Mag., 39, p. 867-77.

RIEBEN H., 1934 - Contribution à la géologie de l'Azerbaijan persan. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., 59, p. 19-144.

ROMANO R., 1969 - Sur l'origine de l'excès de sodium (ns) de certaines laves de l'île Pantelleria. Bull. Volc., 33.

ROSS C. L. et SMITH R. L., 1961 - Ash-flow tuffs : their origin, geologic relations and identification. Geol. Survey Prof. Papers, 366, p. 1-54.

ROUBAULT M., FABRIES J., TOURET J. et WEISBROD A., 1963 - Détermination des minéraux des roches. Lamarre-Poinat, Paris.

ROUX J. et HAMILTON D. L., 1976 - Primary igneous analcite, an experimental study. J. Petrol., 17, n°2, p. 244-257.

RUTTEN M. G., 1963 - Acid lava flow structure (as compared to ignimbrites). Bull. Volc., 25, p. 111-121.

SABZEHI M., 1974 - Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional) : -étude pétrologique et structurale,- interprétation dans le cadre iranien. Thèse d'état, Grenoble.

SIEGERS A., PICHLER H. et ZEIL W., 1969 - Trace element abundances in the "Andesite" Formation of Northern Chile. Geoch. Cosmoch. Acta, 33, p. 882-87.

SOLOVKIN A. N., 1945. Analcime rocks in the Little Caucasus (Azerbaijan, SSR). Dokl. Acad. Sc. URSS, 49, p. 50.

STALDER P., 1971 - Magmatisme tertiaire et subrécent entre Taleghan et Alamout, Elbourz central (Iran). Bull. Suisse Min. Petr., 51, p. 1-138.

STOCKLIN J., 1968 - Structural history and tectonics of Iran : a review. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 52, n°7, p. 1229-58.

STOCKLIN J. et EFTEKHAR-NEZHAD J., 1969 - Explanatory text of the Zanjan Quadrangle Map 1/250,000. G. S. I.

STOCKLIN J. et NABAVI M. H., 1971 - Explanatory text of the Boshruyeh Quadrangle Map. G. S. I.

STRECKEISEN A. L., 1967 - Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh., 107, n°3, p. 215-240.

SVIRIDOV V. V., 1969 - Andesite-basalts. Dokl. Acad. Nauk SSSR, 189, n°1, p. 176-179.

TAYLOR S. R., EWART A. et CAPP A. C., 1968 - Leucogranites and rhyolites : trace element evidence for fractional crystallisation and partial melting. Lithos, 1, p. 179-186.

TAYLOR S. R., CAPP A. C. et GRAHAM A., 1969 - Trace elements abundances in andesites. II, Saipan, Bougainville and Fiji. Contr. Mineral. Petrol., 23, p. 1-26.

TAZIEFF H., 1968 - Sur le mécanisme des éruptions basaltiques à faible profondeur et la genèse d'hyaloclastites associées. Geol. Rund., 57, n° 3, p. 955.

VARET J., 1970 - Contribution à l'étude des roches volcaniques du bassin du Lout (Iran). C. R. Somm. S. G. F., p. 194-195.

VARET J., 1973 - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. Thèse d'état, Paris.

VERDIER A., 1961 - Geological report n° 236 on S. W. Meyaneh area and Sarab-Tabriz-Khoi areas. I. Inst. Fr. du Pétrole, Bureau des Etudes Géologiques.

VIALON P., HUSHMAND-ZADEH A. et SABZEHI M., 1972. Proposition d'un modèle de l'évolution pétrostructurale de quelques montagnes iraniennes, comme une conséquence de la tectonique des plaques. 24th I. G. C., Montreal, sect. 3, p. 196-208.

VINCENT P., 1960 - Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central. Thèse d'état, Paris.

WESTERCAMP, 1972 - Thèse 3e cycle, Paris.

WILKINSON J. G. F., 1959 - The geochimie of a differentiated teschenite sill near Gunnadab, N. S. Wales. Geoch. Cosmoch Acta, 16, p. 123-150.

WINKLER H., 1970 - Abolition of metamorphic facies. Introduction of the four divisions of metamorphic stages. N. Jb. Miner Abh, p. 189-248.

WOOLLEY A. R. et SYMES R. F., 1976 - The analcime-phyric phonolites (blairmorites) and associated analcime kenytes of the Lupata Gorge, Mocambique. Lithos, 9, n° 1, p. 9-15.

WYART J. et SABATIER G., 1962 - l'équilibre des feldspaths et des feldspathoïdes en présence de solutions sodi-potassiques. Norsk Geol. T., 42, p. 317-329.

YODER H. S., 1973 - Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. Am. Min., 58, p. 153-171.

Compléments

BAILEY D.K., 1964. Melting in the deep crust. p. 436-442, in Sörensen (Ed.). The alkaline rocks. Wiley, New York.

HESS H.H. et POLDERVAART A., 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. J.Geol., 59, p. 472.

HESS H.H., 1952. Orthopyroxenes of the Bushweld type. Ion substitutions and change in unit cell dimensions. Am. J. Sc., Bowen Vol., p. 173.

REYNOLDS D.L., 1954. Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. Am. J. Sc., 202, p. 577 - 612.

YODER H.T., 1969. New-York State Museum and Science Service Memoir, 18, p. 13-22.

ANNEXES

AGE	Nature de la roche	N°	Fe (%)	Ti (%)	Ca (%)	K (%)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Rb/Sr	K/Rb	Ca/Sr	K/Ba
Anté-Eocène	Amphibolite (Anabolaghi)	74 247	6,81	0,58	11,65	—	37	230	—	—	—	525	—
	Quartzite (Qaflan-Kuh)	73 55	2,49	0,28	1,13	4,23	1346	237	152	0,64	278	36	31
	" (Sareskand)	" 132	0,39	0,78	0,09	—	66	—	15	0,88	—	—	21
EOCENE	Latite-andésite	74 IXa	5,70	0,53	5,80	2,25	574	520	53	0,10	425	111	39
	"	" IXa'	5,69	0,52	5,66	2,56	740	553	65	0,12	394	102	35
	"	" IXb	6,09	0,57	5,78	2,79	560	678	75	0,11	372	89	50
	" (altérée)	" IXb'	6,24	0,59	4,68	3,91	660	571	123	0,21	318	82	59
	"	" 95	6,06	0,63	6,29	1,94	690	462	54	0,12	360	136	28
	"	73 187	6,21	0,56	5,58	2,29	702	500	62	0,12	369	112	33
	Dacite (Qaflan-Kuh)	" 197	4,89	0,51	3,47	3,26	736	340	113	0,33	288	102	51
	Latite-andésite	" 113	5,95	0,54	5,75	2,32	574	535	57	0,11	408	107	41
	Latite porphyrique	" I	3,92	0,38	5,45	3,70	1100	777	93	0,12	398	70	34
	Monzogabbro (Dizgun)	74 87	6,32	0,40	7,01	1,93	430	767	33	0,04	586	91	45
	Monzodiorite	" III a	6,05	0,50	5,87	2,37	970	566	70	0,12	339	104	24
	"	" III a'	6,06	0,49	5,93	2,01	1215	568	47	0,08	427	104	17
	"	" III b	6,11	0,50	5,78	2,20	700	595	60	0,10	367	97	31
	"	" III c	6,97	0,53	6,47	2,62	500	579	70	0,12	374	112	52
	"	" III c'	6,90	0,54	6,99	2,00	600	465	54	0,12	370	150	33
	Latite (cornéenne)	73 46	4,42	0,38	1,61	3,80	1204	480	136	0,28	279	33	32
	Tuf vert	" 200	5,08	0,53	7,07	2,91	527	268	63	0,23	462	264	55
	Trachyandésite analcimique	74 283	4,29	0,56	3,30	5,18	1215	913	100	0,11	518	36	43
	Trachyte	" 281	2,61	0,39	1,44	5,36	1050	128	184	1,44	291	112	51
	Ignimbrite (altérée)	73 168	1,14	0,33	0,57	3,06	940	155	132	0,85	232	37	33
	Latite-andésite	" 186	5,75	0,46	6,20	2,60	580	427	80	0,19	325	109	45
	Dacite (Qaflan-Kuh)	" 192	4,38	0,42	4,95	3,22	570	410	110	0,27	293	121	57
	" "	" 195	4,60	0,45	3,64	3,48	750	429	133	0,31	261	85	46
	Trachyte	" 35	2,47	0,38	1,80	4,92	886	138	176	1,27	280	130	56
	Ignimbrite	74 165	3,76	0,61	1,85	3,18	—	277	105	0,38	303	67	∞
	Rhyolite	" 97	1,78	0,36	0,27	4,78	—	85	154	1,81	310	32	∞
	"	" 100	2,69	0,44	1,47	4,70	946	212	148	0,70	318	69	50
	"	" 101	2,18	0,33	0,45	4,75	877	172	150	0,87	317	26	54
	Trachyandésite analcimique	" 148	3,51	0,44	2,64	4,98	1014	913	90	0,10	553	29	49
	Trachyandésite	" 152	3,53	0,54	0,69	8,80	825	463	241	0,52	365	15	107
	"	" 109	4,31	0,53	3,83	6,19	1020	569	206	0,36	300	67	61
	"	" 191	3,78	0,50	2,73	5,70	825	490	200	0,41	285	56	69
	Latite porphyrique	" 159	3,94	0,43	4,74	3,91	701	667	115	0,17	340	71	56
	Rhyolite	" 162	1,99	0,37	0,54	4,75	884	98	167	1,70	284	55	54
	Rhyodacite (Khatunabad)	" 234	1,77	0,21	1,58	3,51	744	198	126	0,64	279	80	47
	Trachyandésite altérée	" 174	6,08	0,51	0,42	5,33	707	492	128	0,26	416	8	75
	Latite (cornéenne)	" 277	4,10	0,46	5,83	3,78	322	858	97	0,11	390	68	117
	Andésite (Khatab)	" 280	6,67	0,60	6,75	1,47	600	579	38	0,07	387	117	25
	Monzogabbro (Dizgun)	" 88	7,61	0,53	7,99	1,20	416	647	49	0,08	246	123	29
	Latite porphyrique (corn.)	" 138	3,65	0,39	5,18	3,42	781	762	100	0,13	342	68	44
	Latite (dyke: Golujeh Eslam)	" 166	4,34	0,52	3,40	3,06	639	719	98	0,14	312	47	48
	Latite-andésite (Gol Tapeh)	" 161	5,53	0,58	4,95	1,90	450	377	62	0,16	306	131	42
	Trachyandésite	" 233	3,54	0,48	4,18	4,46	822	645	95	0,15	469	65	54
	Dacite (Khatunabad)	" 235	4,71	0,48	3,24	4,45	713	396	153	0,39	291	82	62
	Rhyodacite (Qosheh bolagh)	" 252	2,93	0,40	1,85	3,71	769	213	129	0,61	288	87	48
	Latite (Qezel Owzan)	" 289	6,32	0,59	4,64	3,10	803	553	70	0,13	443	83	39

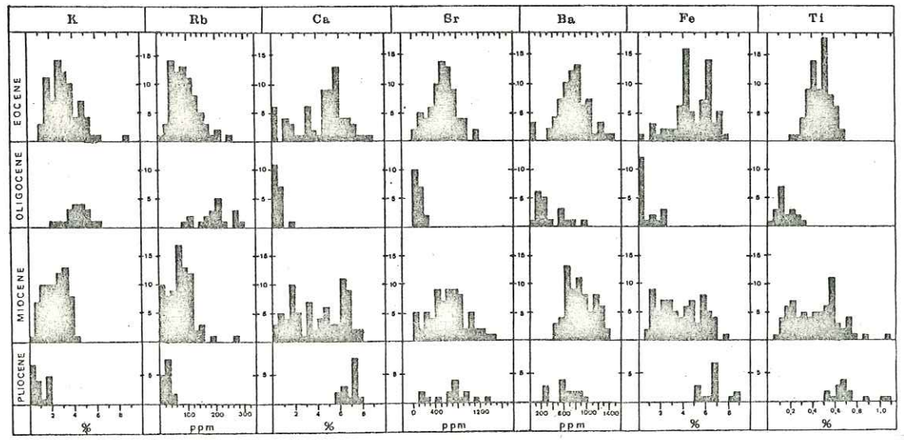
AGE	Nature de la roche	N°	Fe (%)	Ti (%)	Ca (%)	K (%)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Rb/Sr	K/Rb	Ca/Sr	K/Ba
OLIGOCENE	Andésite (route d'Ardebil)	74 182	7,79	1,01	5,42	1,76	697	716	38	0,05	463	76	25
	Latite (Qezel Owzan)	" Va	4,08	0,44	4,57	3,55	930	321	136	0,42	261	154	38
	" "	" Va'	4,12	0,43	4,36	3,77	600	385	144	0,37	262	112	63
	" "	" Vb	4,12	0,40	4,62	3,51	560	406	133	0,33	264	113	63
	" " (faciès sombre)	" Vc	5,75	0,62	4,82	2,68	590	363	70	0,19	383	132	45
	" " "	" Vc'	5,91	0,63	4,85	2,33	590	374	69	0,18	338	129	40
	" (Zirinjin)	73 178	3,56	0,48	4,46	3,42	659	328	118	0,36	290	136	52
	Granophyre	74 VIII a	2,35	0,26	0,99	4,69	550	155	213	1,37	220	45	85
	"	" VIII a'	2,11	0,24	0,88	4,29	700	153	216	1,41	199	38	61
	"	" VIII b	2,32	0,30	1,26	4,53	900	240	182	0,76	249	41	50
	Granite (Qarangu)	" 262	1,88	0,19	1,15	4,96	550	184	267	1,45	186	47	90
	Granophyre (chloriteux)	73 VII	2,44	0,31	1,89	4,24	550	171	187	1,09	227	97	77
	Granite (faciès pegmatitique)	74 253	0,78	0,11	0,63	3,90	384	145	168	1,16	232	43	102
	" "	" 229	0,80	0,12	0,34	4,46	202	88	202	2,30	221	39	221
	Rhyolite (dyke siliceux)	73 III	0,33	0,04	0,29	3,60	200	24	171	7,12	210	121	180
	" porphyrique	" IV	0,81	0,11	0,36	3,40	160	60	210	3,50	162	60	212
	" (dyke "aplitique")	" V	0,74	0,08	1,20	3,51	640	121	114	0,94	308	99	55
	" porphyrique (Agbolagh)	" 103	0,66	0,05	0,42	1,70	493	79	76	0,96	224	53	34
	" " (Abak)	" 172	0,51	0,10	0,25	2,44	133	—	116	∞	210	∞	183
	" vitreuse (Khatab)	74 23	0,55	0,05	0,46	4,06	84	18	189	10,5	215	256	483
	Pechstein (Qaflan-Kuh)	73 300	0,78	0,12	0,82	3,15	68	35	398	0,17	312	234	356
	Rhyolite fluidale (r. d'Ardebil)	74 181	0,87	0,22	0,54	5,67	248	35	220	6,3	258	154	229
	" " (Zirinjin)	73 179	0,96	0,11	0,19	6,02	208	—	299	∞	201	∞	290
	" " (route d'Ardebil)	" 61	1,68	0,23	0,98	5,02	287	289	207	0,72	243	34	175
	" " (Qaflan-Kuh)	" 49_3	1,01	0,11	0,62	5,37	161	—	269	∞	200	∞	333
	" " "	" VIII	1,26	0,13	0,12	4,81	100	—	80	∞	602	∞	481
	Rhyolite porphyrique (sill)	" 65	0,75	0,08	1,05	2,90	161	126	149	1,18	195	83	180
	Rhyodacite (Qazlu)	74 155	3,43	0,41	3,58	2,89	685	252	95	0,38	304	138	42
	" (Sarchembala)	" 285	3,44	0,48	3,59	3,29	713	300	110	0,37	299	116	46
	Rhyolite fluidale (Qazlu)	73 85	1,21	0,13	0,32	5,07	110	77	276	3,58	184	42	461
"Oligo-miocène" (Abak-Khatab)	Basalte (Khatab)	74 135	6,39	0,80	6,98	0,58	1300	1214	4	0,003	1450	58	4
	" "	73 79	5,77	0,86	6,25	0,93	885	1397	12	0,01	773	45	10
	" "	74 131	7,56	1,29	6,50	1,04	784	950	10	0,01	1040	69	18
	Andésite "	73 75	5,42	0,56	6,06	1,69	902	1190	56	0,05	302	51	19
	" "	74 132	4,14	0,62	7,75	1,92	899	1132	36	0,03	533	70	21
	" "	" 127	4,78	0,54	7,50	2,19	932	1435	39	0,03	561	53	23
	Trachyandésite "	" 130	4,01	0,49	3,47	3,19	750	886	100	0,11	319	38	43
	" "	" 133	4,13	0,43	3,31	3,18	849	1044	79	0,08	403	30	37
	" "	73 17	3,93	0,43	3,40	3,10	815	1008	79	0,08	393	32	38
	Dacite "	74 VIa	2,35	0,24	2,10	2,56	750	502	111	0,22	231	42	34
	" "	" VIb	2,44	0,24	2,24	2,51	600	534	108	0,20	232	42	42
	" "	" VIc	2,31	0,24	2,04	3,13	500	481	106	0,22	296	42	63
	" "	" VIc'	2,28	0,23	1,94	3,06	600	462	107	0,23	286	42	51
	" "	" VId	2,76	0,29	2,52	2,46	840	580	93	0,16	265	43	29
	" "	" VId'	2,83	0,33	2,85	2,47	750	638	95	0,15	260	45	33
	" "	" 21	1,26	0,15	1,21	3,15	942	612	101	0,17	312	20	33
	" (Abak)	73 169	2,92	0,30	4,65	3,03	961	475	63	0,13	481	97	32

AGE	Nature de la roche	N°	Fe (%)	Ti (%)	Ca (%)	K (%)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Rb/Sr	K/Rb	Ca/Sr	K/Ba
MIOCENE INF.	Basalte (Qareh Ori)	74 (74)	6,91	0,709	6,77	0,535	550	614	15,5	0,025	357	112	10
	" (Gunadghadi)	73 53	5,92	0,572	6,83	0,603	464	1047	6	0,008	1005	66	13
	" (Qareh Ori)	74 (212)	6,31	0,727	6,41	0,850	840	706	21	0,030	405	92	10
	" (Gunadghadi)	" 14	6,90	0,74	7,00	0,45	467	726	9	0,01	500	98	10
	" (Qareh Ziarat)	" 146	4,85	0,69	6,32	0,64	671	774	22	0,028	290	83	10
	Andésite (Goilklar) ou basalte?	" 291	6,91	1,07	3,59	1,25	959	584	38	0,07	329	59	13
	Latite-andésite (Kesjin)	" IVa	4,66	0,578	4,21	1,410	1307	1051	60	0,057	235	39	11
	" "	" IVb	4,74	0,584	4,26	1,418	1233	1023	56	0,055	253	41	12
	" "	" IIa	6,00	0,619	6,49	2.020	1183	855	76	0,089	266	77	17
	" "	" IIa'	5,83	0,574	6,05	1,820	1307	863	67	0,078	272	71	14
	" "	" IIb	5,66	0,551	5,96	1,83	1158	884	74	0,084	247	68	16
	" "	" IIc	5,97	0,547	5,93	1,843	1270	822	71,5	0,087	260	73	15
	" "	" IIc'	6,05	0,552	6,00	1,868	972	808	69	0,085	271	75	19
	" "	" (223)	6,84	0,590	6,30	1,245	856	682	35	0,051	356	93	15
	" (Qal'eh Zahak)	" (198)	5,56	0,558	6,20	1,355	823	633	47	0,074	288	99	16
	Andésite (Qareh Ziarat)	73 (IX)	5,23	0,606	6,49	0,983	1208	942	18	0,019	546	70	8
	Latite-andésite	" 90	4,97	0,460	5,71	1,370	877	700	52	0,074	263	82	16
	"	" 26	4,40	0,542	5,22	1.633	889	735	57	0,078	285	71	18
	"	" 99'	5,83	0,711	5,96	1,393	761	750	44	0,059	317	80	18
	" ou andésite	" 133	6,08	0,561	6,78	0,368	666	731	32	0,044	115	94	6
	" (Cheragh Mardan)	" 119	5,05	0,584	4,66	2,165	1724	689	71	0,103	305	67	13
	" (Qareh Ziarat)	74 176	5,78	0,67	6,08	1,02	610	663	23	0,03	443	93	17
	"	" 244	4,37	0,48	4,74	1,17	1231	621	42	0,07	279	76	10
	Trachyandésite (Qal'eh Zahak)	73 (93)	4,70	0,493	4,05	2,195	730	558	65	0,116	338	71	30
	" "	" 92	3,75	0,403	3,24	2,933	1190	490	81	0,165	362	63	25
	" (Abak)	74 (39)	4,84	0,581	5,30	2,783	665	860	72	0,084	382	62	42
	" (pechstein)	" (242)	3,66	0,399	3,66	1,698	900	760	139	0,183	122	47	19
	" (Pol-e-Dokhtar)	" (287)	3,76	0,356	4,77	1,550	1100	838	58	0,069	267	57	14
	And. altérée "	73 494	4,35	0,403	4,49	3,18	730	505	144	0,285	222	88	44
	Trachyandésite (Seyedlar)	74 209	4,47	0,45	4,42	2,73	629	770	69	0,09	396	57	43
	" "	" 210	4,60	0,48	4,56	2,13	530	707	59	0,08	361	64	40
	" "	" 211	3,30	0,35	3,20	2,58	617	652	80	0,12	322	47	42
	Dacite (Mah Kuh)	" 49	3,38	0,51	2,30	3,21	1094	439	87	0,19	368	47	29
	" ou trachyand. (Pe-Dokht.)	73 140	3,13	0,289	2,39	2,443	651	564	82	0,145	298	39	38
	Rhyodacite (pechstein)	74 (282)	1,01	0,11	0,70	3,18	700	94	197	2,10	162	74	45
	"	" (120)	1,52	0,21	1,07	3,68	1150	124	115	0,93	320	86	32
	Dacite (Doganan)	73 125	3,18	0,51	1,85	3,41	1225	357	98	0,27	348	45	28
	Ignimbrite (Mah Kuh)	" 159	3,25	0,45	4,58	3,71	1030	410	68	0,17	545	111	36
	Dacite (Gugdaraq)	" 116a	1,32	0,15	0,91	4.12	765	250	140	0,56	295	36	54
	Rhyodacite	" 130	0,87	0,12	0,43	3,71	645	47	144	3,06	258	91	58
	" (Sheikhdarabad)	" 162	2,41	0,30	1,74	3,44	1602	59	105	2,14	327	255	21
	" (Qareh Ziarat)	" 145a	1,83	0,19	1,82	2,37	709	68	71	1,00	334	233	33
	Vitrophyre (Kesjin)	" 106b	1,38	0,16	1,13	3,70	643	240	140	0,58	263	47	57
	Dacite (Qareh Ori)	" 166	1,65	0.22	1,43	3,13	1054	255	96	0,38	327	46	30
	" (Seyedlar)	74 208	1,76	0,19	1,61	2,24	484	411	269	0,65	83	33	46
	Ignimbrite (Qarangu)	" 215	1,31	0,18	1,74	2,50	915	579	87	0,15	290	26	28
	Pechstein	" 57	1,54	0,23	1,36	2,52	1014	465	118	0,25	214	23	25
	Dacite	" 248	2,01	0,32	1,89	3,31	828	269	101	0,38	328	62	40
	"	" 250	2,75	0,53	4,08	3,51	949	361	103	0,29	341	111	37
	Rhyodacite à feldspath K (Kalehgard)	" 231	1,13	0,14	0,19	6,73	704	143	265	1,85	254	13	96

AGE	Nature de la roche	N°	Fe (%)	Ti (%)	Ca (%)	K (%)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Rb/Sr	K/Rb	Ca/Sr	K/Ba
MIOCENE INF.	Dacite	74 240	1,33	0,16	0,86	3,50	1119	286	125	0,44	280	30	31
	"	" 260	2,85	0,37	2,18	2,53	1184	397	82	0,21	309	50	21
	"	" 261	2,84	0,38	1,67	3,86	163	299	97	0,32	398	47	51
	Rhyodacite (Seyedlar)	" 206	0,57	0,07	0,33	3,61	530	52	111	2,13	325	63	68
	Dacite "	" 207	1,24	0,14	1,83	2,97	682	1233(?)	85	0,06?	349	15.?	44
	" (Dyke - Kesjin)	" 224	2,94	0,32	3,15	2,70	1159	450	73	0,16	369	66	23
	Ignimbrite	" 257	2,33	0,29	2,63	2,58	1029	305	84	0,27	307	80	25
PLIOCENE	Basalte (Ajami)	" VII a	6,62	0,67	7,12	0,91	624	791	20	0,02	455	92	15
	" "	" VII a'	6,49	0,64	7,08	0,88	695	758	22	0,03	402	95	13
	" "	" VII b	6,44	0,64	7,13	0,93	666	764	24	0,03	387	95	14
	" "	" VII b'	6,55	0,68	7,22	1,08	674	683	36	0,05	300	108	16
	" "	73 (VI)	6,64	0,67	7,13	0,91	657	692	24	0,03	379	105	14
	" (Cheragh Mardan)	" 118'	5,27	0,52	6,69	1,54	1154	819	44	0,05	351	83	13
	" (Dashbolagh)	" 171	6,57	0,66	7,78	1,13	899	1313	14	0,01	809	61	13
	ou and.? (Khatab)	74 126	5,33	0,63	5,65	1,79	899	1101	36	0,03	497	51	20
	" (Kesjin)	" 222	5,46	0,54	6,39	1,53	5412?	752	42	0,05	364	86	3?
	" (Cheragh Mard.)	" 249	5,41	0,58	6,19	1,75	5154?	946	35	0,03	500	66	3?
	" (Sarchembala)	" 284	6,17	0,75	7,14	1,92	743	958	36	0,03	533	75	26
	" (Yaneiq)	73 139	8,11	0,71	6,98	0,39	558	427	17	0,04	228	167	7
	Bordure métamorph. de l'intrusion de Yaneiq	" 138	0,32	0,53	2,12	1,88	105	414	13	0,03	1450	49	180
	Gabbro (Yaneiq)	74 1a	6,81	0,86	5,99	0,24	300	236	15	0,06	160	256	8
	" "	" 1b	8,60	1,02	7,02	0,21	240	196	15	0,08	143	364	9
	" "	" 1c	8,39	1,10	5,88	0,22	200	187	15	0,08	147	317	11

RESULTATS DES ANALYSES PAR FLUORESCENCE X

(Les numéros entourés d'un cercle correspondent aux analyses chimiques globales)



HISTOGRAMMES DE FREQUENCE DES ELEMENTS DOSES DANS LES QUATRE EPISODES VOLCANIQUES TERTIAIRES

BIUS JUSSIEU THÈSES PARIS

Dernière page d'une thèse

VU

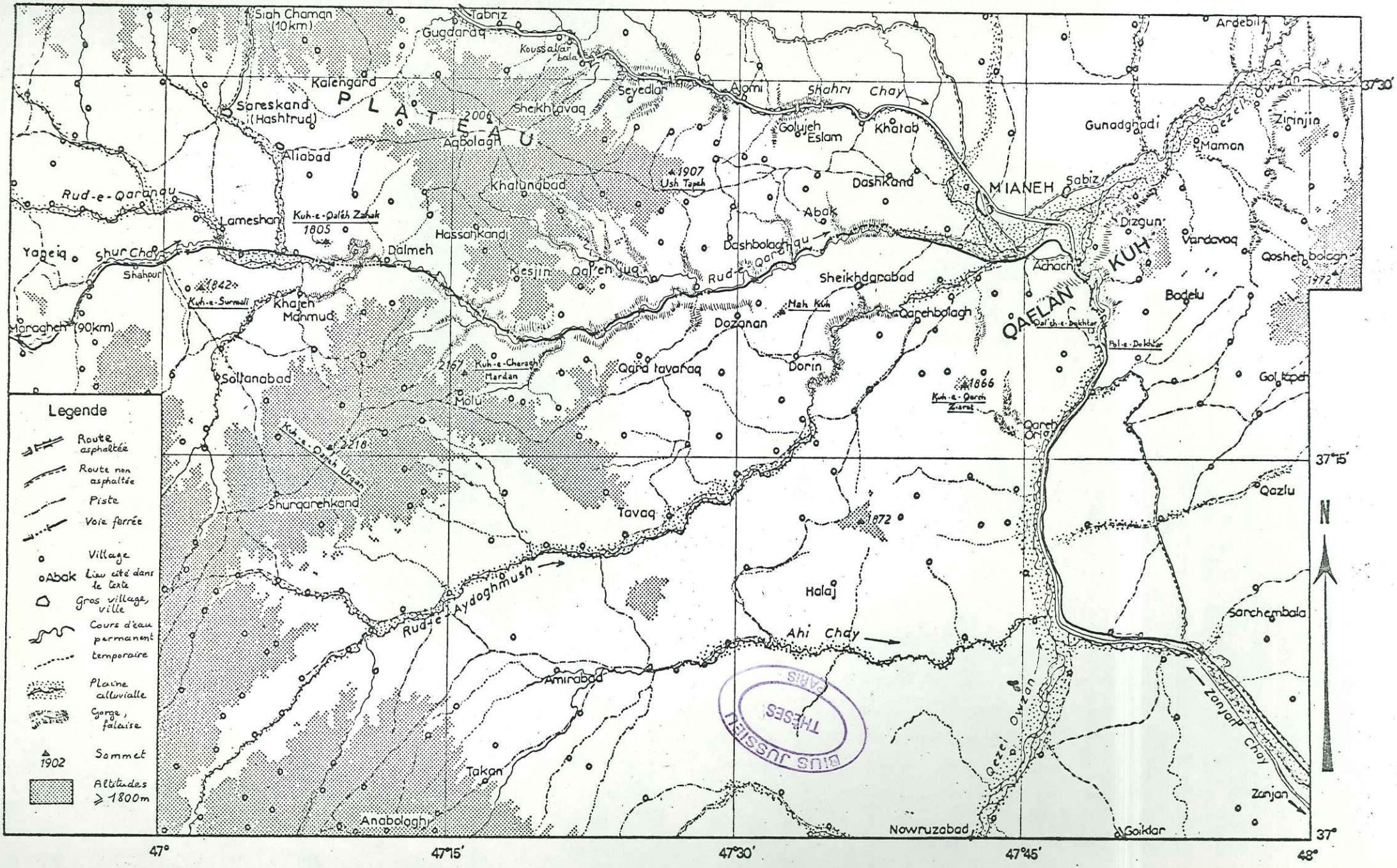
Grenoble, le 31 mai 1976

Le Président de la thèse

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale



CARTE GEOGRAPHIQUE DE LA REGION ETUDIEE

BIUS JUSSIEU THÈSES PARIS