



HAL
open science

**Géologie de la région de Quom-Aran (Iran).
Contribution à l'étude dynamique et géochimique du
volcanisme tertiaire de l'Iran central**

Mohammad Hachem Emami

► **To cite this version:**

Mohammad Hachem Emami. Géologie de la région de Quom-Aran (Iran). Contribution à l'étude dynamique et géochimique du volcanisme tertiaire de l'Iran central. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1981. Français. NNT: . tel-00509888v2

HAL Id: tel-00509888

<https://theses.hal.science/tel-00509888v2>

Submitted on 26 Aug 2013

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.



THESE PRESENTEE
A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

EMAMI (M.H.)
Ex. n° I



Pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

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

GEOLOGIE DE LA REGION DE QOM-ARAN (IRAN)

CONTRIBUTION A L'ETUDE DYNAMIQUE ET GÉOCHIMIQUE DU VOLCANISME

TERTIAIRE DE L'IRAN CENTRAL

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



par Mohammad Hachem EMAMI
Géologue au Service Géologique de l'IRAN

Soutenue le 23 Décembre 1981 devant la Commission d'Examen :

- | | | |
|-------------------|---|----------------------|
| R. MICHEL | Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble | Président-Rapporteur |
| S.M. AMIDI | Sous-Directeur du Département de Géologie au Service Géologique de l'Iran | Rapporteur |
| P.M. VINCENT | Professeur à l'Université de Clermont Ferrand | Rapporteur |
| P. VIALON | Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble | Examineur |
| N. VATIN PERIGNON | Maître de Recherches au CNRS, Grenoble | Examineur |
| G. VIVIER | Ingénieur CNRS, Grenoble | Examineur |

REF0000000, VERSION 1 - 17 Aug 2010

THESE PRESENTEE
A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

GEOLOGIE DE LA REGION DE QOM-ARAN (IRAN)

CONTRIBUTION A L'ETUDE DYNAMIQUE ET GÉOCHIMIQUE DU VOLCANISME
TERTIAIRE DE L'IRAN CENTRAL

2

par Mohammad Hachem EMAMI
Géologue au Service Géologique de l'IRAN

Soutenu le 23 Décembre 1981 devant la Commission d'Examen :

<i>R. MICHEL</i>	<i>Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble</i>	<i>Président-Rapporteur</i>
<i>S.M. AMIDI</i>	<i>Sous-Directeur du Département de Géologie au Service Géologique de l'Iran</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>P.M. VINCENT</i>	<i>Professeur à l'Université de Clermont Ferrand</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>P. VIALON</i>	<i>Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble</i>	<i>Examineur</i>
<i>N. VATIN PERIGNON</i>	<i>Maître de Recherches au CNRS, Grenoble</i>	<i>Examineur</i>
<i>G. VIVIER</i>	<i>Ingénieur CNRS, Grenoble</i>	<i>Examineur</i>

S O M M A I R E

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

AVANT-PROPOS	III
ABSTRACT	V
Chapitre I - INTRODUCTION	1

1ère PARTIE - STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE

Chapitre II - STRATIGRAPHIE - PALEOGEOGRAPHIE	11
---	----

2ème PARTIE - PETROGRAPHIE ET DYNAMISME DES ERUPTIONS VOLCANIQUES

Chapitre III - PHASE VOLCANIQUE DU LUTETIEN INFERIEUR	111
Chapitre IV - PHASE VOLCANIQUE DU LUTETIEN SUPERIEUR	147
Chapitre V - PHASE VOLCANIQUE DE L'EOCENE SUPERIEUR	173
Chapitre VI - MAGMATISME OLIGO-MIOCENE ET PLIO-QUATERNAIRE	211

3ème PARTIE - PLUTONISME ET METAMORPHISME

Chapitre VII - MASSIFS PLUTONIQUES	272
Chapitre VIII - METAMORPHISMES ET ALTERATIONS HYDROTHERMALES	299

4ème PARTIE - GEOCHIMIE, MAGMATOGENESE ET CADRE STRUCTURAL

Chapitre IX - GEOCHIMIE ET MAGMATOGENESE	313
1 - Ensemble Lutétien (318)	
2 - Ensemble de l'Eocène supérieur (342)	
3 - Ensemble des volcanites de l'Oligo-Miocène et du Plio-Pleistocène(370)	
4 - Géochimie des roches intrusives (397)	
5 - Interprétation magmatogénétique et pétrostructurale (422)	

Chapitre X - TECTONIQUE	441
-------------------------------	-----

CONCLUSIONS GENERALES : EVOLUTION DE LA REGION ETUDIEE	457
--	-----

BIBLIOGRAPHIE	465
---------------------	-----

TABLE DES MATIERES	483
--------------------------	-----

PLANCHES HORS TEXTE

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

AVANT - PROPOS

à ma Famille
à mon Maître R. MICHEL
Professeur à l'U. S. M. G.

A l'issue de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui, à des titres divers, ont contribué à sa réalisation, bien qu'il me soit impossible de citer tous les concours qui me furent prêtés.

Mes missions de terrain furent possibles grâce au Service Géologique de l'Iran qui m'a fourni l'aide matérielle nécessaire. C'est aussi la Direction du S. G. I. qui m'a offert la possibilité de venir me perfectionner en France; je lui exprime ma gratitude. Je tiens à dire aussi ma reconnaissance au Gouvernement français, et tout particulièrement au Centre National des Oeuvres Universitaires dont l'aide financière m'a permis de séjourner à Grenoble et d'y réaliser le présent travail.

Je voudrais tout particulièrement exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a bien voulu diriger ce travail. Sur le terrain il a mis sa grande expérience à ma disposition; à Grenoble ensuite, il a suivi mes travaux avec intérêt et patience. Ses conseils judicieux, tout au long de mes recherches, ont été pour moi des guides précieux.

Je dois remercier très vivement, Monsieur le Professeur P. VIALON qui m'a fait bénéficier de ses conseils sur les problèmes structuraux et de sa grande expérience de la géologie iranienne.

Je tiens à exprimer ma gratitude à Monsieur le Professeur P. M. VINCENT, à Madame N. VATTIN-PERIGNON, à Monsieur G. VIVIER et à Monsieur S. M. AMIDI qui ont bien voulu accepter de faire partie de mon jury. Je n'oublie pas Monsieur le Professeur P. GIRAUD pour tous ses conseils et toutes les aides matérielles qu'il m'a accordées; je lui exprime ma vive reconnaissance, de même qu'à Monsieur J. APRAHAMIAN qui m'a fait bénéficier de sa grande compétence sur le métamorphisme commençant.

Je voudrais remercier tous les spécialistes qui ont bien voulu examiner mes échantillons paléontologiques, ce qui m'a permis de dater de façon précise les formations de la région étudiée: Mme ARNAUD (U. S. M. G.), A. BLONDEAU (Université Paris V), M. HAMDI (S. G. I.), Mme LESSANI (S. G. I.), M. MEHRNUSH (S. G. I.), J. L. PAIRIS (U. S. M. G.), PARTOAZAR (S. G. I.), K. SEYED EMAMI (S. G. I.).

Quant aux analyses chimiques, elles ont été effectuées principalement à l'Institut Dolomieu de Grenoble et en partie au Service Géologique de l'Iran. Ainsi, ma reconnaissance va à M. AZIZEDIN (S.G.I.), Mlle EHTESHAMI (S.G.I.), M. ERMAGAN (S.G.I.), Mme KELLER (U.S.M.G.) et Mme KHADEM (S.G.I.).

J'ai également plaisir à remercier tous mes collègues et amis du Service Géologique de l'Iran et de l'Institut Dolomieu de Grenoble pour les conseils et l'aide morale qu'ils m'ont apportés.

Je n'aurai garde d'oublier les chercheurs et techniciens de l'Institut Dolomieu (M. GIRAULT, Mme REVOL, Mlle LOUVAT, M. COCHET, M. DEMENJON) qui m'ont beaucoup aidé dans la préparation matérielle de ce travail et de ce mémoire.

Enfin, et surtout, c'est ma femme Shahnaz et mes filles Pegah et Neguine que je dois remercier vivement; leur patience pendant des années m'a permis de consacrer la totalité de mon temps à l'aboutissement de ce travail.

ABSTRACT

The Qom-Aran region covers an area of about 30 000 sq. kms. It is characterized by a number of subparallel mountains and depressions, running NW-SE (nearly N 130° E). But for its SW corner (zone of Sanandaj-Sirjan), the greater part of this region belongs to the Central Iran zone. The oldest formation found in the area is ascribed to the Permian. From this time up to the Quaternary, several tectonic events have affected the blocks of the Central Iran zone. The various sedimentation, paleogeographic, and magmatic processes are linked with the movements of these blocks.

Permian-Triassic (Lower to Middle) - The region studied is part of the vast Iranian platform blocks. The carbonate sediments were deposited in a shallow sea. The Early Kimmerian Orogeny, in late Triassic times, generally caused folding/uplifting, metamorphism (zone of Sanandaj-Sirjan), and post-tectonic magmatism. In the Tafresh sector (part of the region studied) it only caused epirogenic movements which led to a progressive passage from Middle Triassic carbonate sediments to Upper-Triassic detritic deposits.

Upper Triassic-Jurassic - The thick detritic sediments were deposited in subsiding paralic basins during late Triassic, and Jurassic times. In the middle-late Jurassic they grade into a carbonate facies (Issaabad limestone) in the subzone of Haftad Qolleh; but at the same epoch, the Tafresh sector was probably emerged.

Cretaceous - The late Kimmerian movements (late Jurassic to early Cretaceous), have caused folding/uplifting which are evidenced by an angular unconformity, sometimes quite marked (subzone of Haftad Qolleh), at the base of the Cretaceous system. The sedimentation following the transgression began with a mainly continental red conglomerate-sandstone unit and became calcareous in its upper part, giving way to marine deposits (mainly limestone and marl). Owing to the play of blocks in this horst-graben system, different transgressions and regressions of the sea during this period have been recorded; the block of the Haftad Qolleh subzone remained emerged after Cenomanian times.

Tertiary - In late Cretaceous to Paleocene times the Laramidian movements caused regional folding/uplifting, and localized metamorphism, in the Sanandaj-Sirjan zone. At Eocene times, the opening up of the basins gave birth to a new horst-graben system and also to the most intense and extensive volcanic activity in the whole of the known geological history of Iran.

In the early Lutetian a basic alkaline volcanism is simultaneously associated with a bulky palaeogenetic acidic

volcanism. The former probably originated from partial melting of upper mantle materials, the latter by melting of silicic crustal materials. The latter phenomenon was probably favoured by thermal flow accompanying the subcrustal basic magmas. Furthermore, volatiles from the mantle may have supplied additional heat, and lowered the range of melting points of the rocks. All mineralogical and geochemical data, as well as chronologic volcanic activities, and respective volumes of the volcanic outputs, support this hypothesis.

The basaltic magma shows fractionnal crystallization at low pressure levels. But this phenomenon only produced some intermediate alkaline rocks with a basic trend (trachy-basalt, . . .), not more acidic rocks. The paligenetic acidic magma has also undergone different transformations, especially a selective gaseous transfer which is responsible for the appearance of the two, sodic and potassic, trends. We have shown, both petrographically and geochemically, that a mutual contamination phenomenon between these two (basic and acidic) magmas is responsible for the origin of later, intermediate (mostly calc-alkaline), volcanic activities. Our petrographic studies of the magmatic mixture show an evolution from an incomplete mixture ("emulsion rock") to homogeneized, hybrid rocks.

In the late Lutetian, the transgression of the Eocene sea is more developed, and thick volcano-sedimentary sequences (green series) are deposited. The volcanic outputs are essentially acidic in composition. Owing to the influence of seawater (phreatomagmatic eruptions), the activities are explosive.

In the late Eocene, the thick volcanic products have different compositions (basic, intermediate, and acidic) and are extended in the Indes-Ravand sector and in the north-eastern subzone. Finally, the volcanism of the end of the Eocene is characterized by a shoshonitic trend.

The Pyrenean movements caused the emersion of the region studied. The Lower Red Formation continental-lagoonal deposits mark the beginning of the Oligocene. Volcanism is localized, with basic alkaline rocks and garnet-bearing rhyolites.

During Oligo-Miocene times, the sea covers for the last time the area studied. It deposits mostly calcareous and marly sediments (Qom Formation). Analcime-bearing basanites, and also andesitic rocks, characterize the localized volcanism of this time.

At the end of the lower Miocene the thick red continental-lagoonal sediments of the Upper Red Formation transitionally replace the marine facies of the Qom Formation. Volcanic manifestations become especially important in the Ashtian-Naragh and Tafresh sectors. The Neogene volcanic activities are divided into two phases NgV₁ and NgV₂. During the first (NgV₁), the Neogene strato-volcanoes are born, and volcanic products of mainly basaltic to andesitic composition are emitted. These volcanics are, in part, the lateral equivalent of Upper Red Formation. In the Sakht-Hessar and Khastak areas, our petrographical and geochemical studies show that fractionnal crystallization of silica-poor pargasitic amphibole in the basaltic magma (under conditions of H₂O saturation) is responsible for the origin of the

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

volcanism. The former probably originated from partial melting of upper mantle materials, the latter by melting of silicic crustal materials. The latter phenomenon was probably favoured by thermal flow accompanying the subcrustal basic magmas. Furthermore, volatiles from the mantle may have supplied additional heat, and lowered the range of melting points of the rocks. All mineralogical and geochemical data, as well as chronologic volcanic activities, and respective volumes of the volcanic outputs, support this hypothesis.

The basaltic magma shows fractionnal crystallization at low pressure levels. But this phenomenon only produced some intermediate alkaline rocks with a basic trend (trachy-basalt, ..), not more acidic rocks. The paligenetic acidic magma has also undergone different transformations, especially a selective gaseous transfer which is responsible for the appearance of the two, sodic and potassic, trends. We have shown, both petrographically and geochemically, that a mutual contamination phenomenon between these two (basic and acidic) magmas is responsible for the origin of later, intermediate (mostly calc-alkaline), volcanic activities. Our petrographic studies of the magmatic mixture show an evolution from an incomplete mixture ("emulsion rock") to homogeneized, hybrid rocks.

In the late Lutetian, the transgression of the Eocene sea is more developed, and thick volcano-sedimentary sequences (green series) are deposited. The volcanic outputs are essentially acidic in composition. Owing to the influence of seawater (phreatomagmatic eruptions), the activities are explosive.

In the late Eocene, the thick volcanic products have different compositions (basic, intermediate, and acidic) and are extended in the Indes-Ravand sector and in the north-eastern subzone. Finally, the volcanism of the end of the Eocene is characterized by a shoshonitic trend.

The Pyreneean movements caused the emersion of the region studied. The Lower Red Formation continental-lagoonal deposits mark the beginning of the Oligocene. Volcanism is localized, with basic alkaline rocks and garnet-bearing rhyolites.

During Oligo-Miocene times, the sea covers for the last time the area studied. It deposits mostly calcareous and marly sediments (Qom Formation). Analcime-bearing basanites, and also andesitic rocks, characterize the localized volcanism of this time.

At the end of the lower Miocene the thick red continental-lagoonal sediments of the Upper Red Formation transitionally replace the marine facies of the Qom Formation. Volcanic manifestations become especially important in the Ashtian-Naragh and Tafresh sectors. The Neogene volcanic activities are divided into two phases NgV_1 and NgV_2 . During the first (NgV_1), the Neogene strato-volcanoes are born, and volcanic products of mainly basaltic to andesitic composition are emitted. These volcanics are, in part, the lateral equivalent of Upper Red Formation. In the Sakht-Hessar and Khastak areas, our petrographical and geochemical studies show that fractionnal crystallization of silica-poor pargasitic amphibole in the basaltic magma (under conditions of H_2O saturation) is responsible for the origin of the

andesitic liquids. Nevertheless, in the other areas (e.g. Jasb), the contamination phenomenon has modified the composition of the two fundamental magmas (basic and acidic).

The Miocene granitoid bodies are regarded as acidic equivalents of the NgV₁ phase. Study of the intrusive rocks shows the geochemical independence of the granitoids with respect to the gabbro-diorites. This has led us to restrict the bimagmatic model (basic and acidic) to the intrusives.

The Neogene volcanic activities continued with an explosive event, which played a destructive role for the NgV₁ volcanic edifices, and favoured the formation of the Kuh-e-Khastak caldera. Moreover, the volcanic ashes and other pyroclastic materials were mobilized by water, generating the poorly sorted beds of the Neogene lahars.

The explosive event was followed by the volcanic to subvolcanic associations of NgV₂, with products of mainly andesitic to rhyolitic composition. The volcanic domes of NgV₂ and their diverse modes of emplacement are especially characteristic of this phase.

Mio-Pliocene movements are characterized by wrench deformation. They can be connected with the northeastward displacement of Arabia relative to Central Iran. The fold-axis virgations, the curved faults, the shear lenses, among others, are evidences of a right-lateral shearing, accompanying the squeezing. Moreover, the Neogene magmatic materials are mainly localized in favoured zones (extension fractures, ..).

At Plio-Pleistocene times, a local volcanic activity (with basic alkaline tendency) of strombolian type marks the most recent volcanic phase in the region studied. It is developed along the curved Talkhab fault.

At Tertiary time, the time span between the Laramidian and Mio-Pliocene phase is related to the opening up of the basins (type of intracontinental rift), the extensional phenomenon moving slowly at the end of the Eocene and at the beginning of the Oligocene. The closing of the basins, or "compressional period", began with the Mio-Pliocene movements which caused the folding and uplifting. These movements themselves were caused by the opening of another basin of the same type: the Red Sea.

CHAPITRE I - INTRODUCTION

1. BUTS DE L'ETUDE

Dans le cadre des travaux réguliers de cartographie géologique de l'Iran, mission fondamentale du Service Géologique de l'Iran, nos levés sur le terrain ont commencé au printemps 1974. Ils se sont poursuivis régulièrement pendant les saisons climatiquement favorables (automne et printemps), jusqu'en 1978. Notre but était une connaissance détaillée des divers problèmes géologiques touchant à la stratigraphie, à la paléogéographie, à la tectonique, au métamorphisme, avec un regard particulier pour le magmatisme, et qui n'avaient pratiquement pas été abordés avant ces recherches. Parallèlement aux travaux de terrain, ont été menées des recherches en laboratoire, mais ces dernières ont été essentiellement effectuées de 1978 à 1981 à l'Institut Dolomieu de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Les recherches sur le terrain ont été réalisées au moyen de photos aériennes d'échelle 1/50 000 environ; elles ont abouti à la rédaction de la carte géologique au 1/250 000 de la partie occidentale de la région étudiée (quadrangle de Qom, en cours de publication par le S.G.I.). Pour les études de laboratoire, plusieurs centaines d'échantillons pétrographiques et paléontologiques ont été examinés dont plus de 800 lames minces de roches éruptives de la région étudiée. Près de 150 analyses chimiques ont été effectuées sur roches totales et sur minéraux triés; de même de nombreuses analyses par diffraction RX ont été réalisées sur roches totales et sur minéraux triés.

Dans cette recherche notre effort s'est essentiellement porté sur les divers problèmes concernant les roches éruptives (pétrographie, dynamisme des émissions volcaniques, géochimie), mais sans oublier les autres phénomènes géologiques, car ils ne peuvent pas évidemment être séparés les uns les autres.

Dans la première partie une étude assez détaillée de la stratigraphie, nous permet non seulement de préciser la succession des formations sédimentaires et volcaniques, depuis le Permien jusqu'au Quaternaire, mais aussi d'esquisser les conditions paléogéographiques de notre région qui sont très importantes pour la compréhension du dynamisme des éruptions volcaniques. En particulier, nous avons pu dater et individualiser les différentes phases volcaniques avec certitude, grâce aux déterminations paléontologiques des niveaux fossilifères interstratifiés.

Dans la deuxième partie (pétrographie et dynamisme des éruptions volcaniques), nous avons essayé de montrer la variété des constituants de chaque phase volcanique et d'interpréter leurs modes de mise en place.

La troisième partie (plutonisme et métamorphisme) est consacrée à l'étude des massifs plutoniques et aux métamorphismes subis parfois par les roches volcaniques et intrusives.

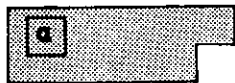
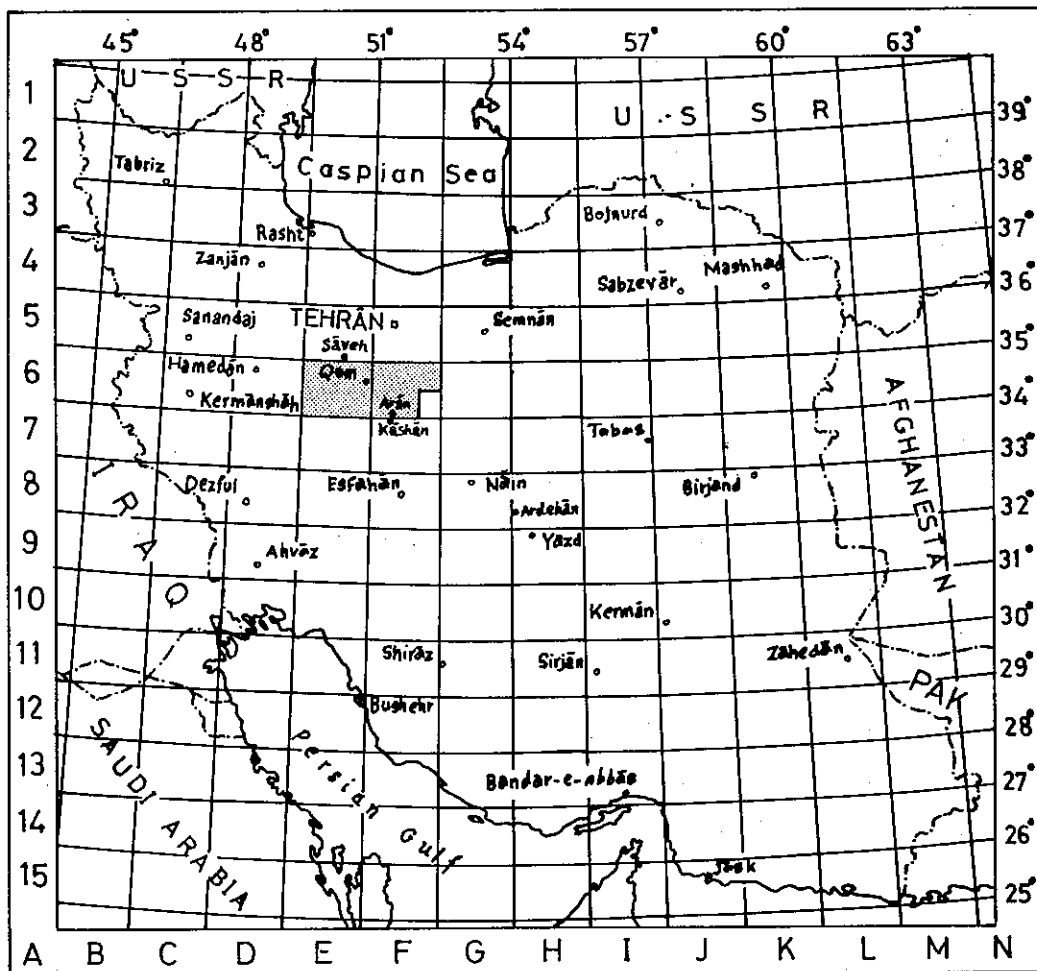


Fig. 1 - Situation géographique de la région étudiée (Qom-Aran);
a: région de Tafresh étudiée par HAJIAN (1970)

La quatrième partie (géochimie, magmatogenèse et cadre structural) concerne l'étude géochimique et l'interprétation magmatogénétique de nos roches éruptives, en liaison avec les observations de terrain; ce fut là le but principal de nos recherches. D'autre part, l'ensemble des processus sédimentaires, paléogéographiques et magmatiques est évidemment en liaison avec les mouvements tectoniques; le rôle de ces derniers dans le contrôle de ces processus a été abordé dans le chapitre sur le tectonique.

2. TRAVAUX ANTERIEURS

Une partie de la région étudiée, celle de Tafresh, a été étudiée par HAJIAN (1970) (fig.1), surtout en ce qui concerne la stratigraphie et la paléogéographie; nous nous en sommes évidemment inspiré ici, tout en abordant de façon plus détaillée la pétrographie, la géochimie et le dynamisme des éruptions volcaniques. NOGOLE (1978), dans le cadre d'une interprétation structurale de la zone de Tabriz-Bazman, insiste sur les conséquences des résultats de l'analyse structurale, obtenus aux environs de Qom. A part ces deux publications, il existe quelques rapports confidentiels des géologues de la N.I.O.C., effectués dans le cadre de l'exploration des gîtes pétrolifères de l'Iran central. Quelques publications de ces géologues mettent l'accent sur les aspects stratigraphiques et paléontologiques, en particulier pour la Formation de Qom (Oligo-Miocène); nous les citerons dans le chapitre sur la stratigraphie.

3. CADRE GEOGRAPHIQUE

Géographiquement, la région de Qom-Aran couvre deux quadrangles: celui de Qom, situé entre $49^{\circ} 30'$ et 51° de longitude est, et entre 34° et 35° de latitude nord (fig.2), et celui d'Aran, compris entre 51° et $52^{\circ}30'$ de longitude est, et entre 34° et 35° de latitude nord (fig.3). L'ensemble couvre une superficie d'environ $30\ 000\text{ km}^2$ et se trouve dans le quart nord-ouest de l'Iran (fig.1).

La région de Qom-Aran comporte des plaines et des zones montagneuses qui s'étendent parallèlement du Nord Ouest au Sud-Est, avec une direction générale N 130 E. Donc, du Nord-Est de la région vers le Sud Ouest, on peut distinguer les subdivisions suivantes:

3.1. La plaine nord-est

Elle correspond à la partie nord ouest de la dépression du Grand Kavir, avec une altitude inférieure à 750 m vers l'Est.

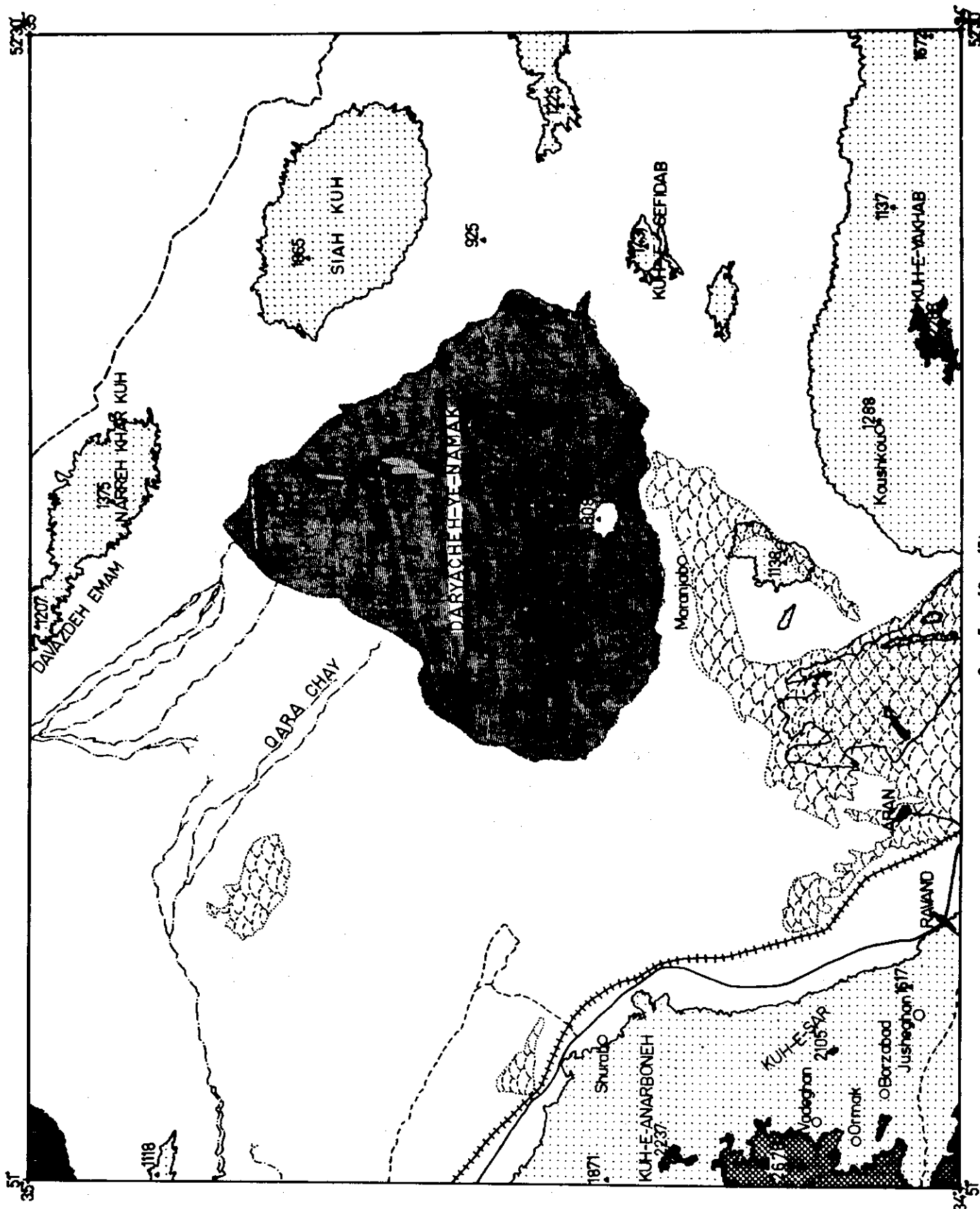
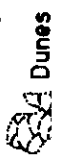


Fig3-Carte géographique de la région d'Aran

(même légende que fig 1)



3.2. La zone montagneuse nord-est

Elle comprend quelques monticules peu élevés, dont le mont Siah Kuh (1865 m) et le mont de Yakh Ab (2288 m). Cette zone sépare la dépression du Grand Kavir, au Nord, de la dépression de Qom-Ardekan, au Sud.

3.3. La plaine centrale

C'est la partie nord-ouest de la dépression de Qom-Ardekan. Elle comprend le bassin triangulaire du Daryacheh-ye-Namak (lac salé) d'une altitude de 797 m. Vers le Nord Ouest, cette plaine est divisée en deux branches par les collines isolées du Kushk-e-Nosrat. La branche septentrionale comprend le bassin de Daryacheh-ye-Howz Soltan, tandis que la plaine méridionale s'étend vers le Nord Ouest jusqu'à Saveh.

3.4. La chaîne centrale

C'est une partie importante de la ceinture de Tabriz-Bazman, avec des monts élevés, comme le Valijia (3330 m, point culminant de la région), et avec de profondes vallées. Les roches magmatiques y sont dominantes, et les montagnes les plus élevées en sont constituées. Elle comprend aussi quelques petites plaines intramontagneuses.

3.5. La plaine sud-ouest

Elle forme un bassin fermé dont le centre est occupé par le lac salé de Tuzlu Gol dont l'altitude ne dépasse pas 1700 m. Cette plaine est bordée, dans sa partie septentrionale, par les reliefs de l'Iran central, et dans sa moitié méridionale, par la chaîne de la zone de Sanandaj-Sirjan.

3.6. La chaîne sud-ouest

Enfin, au coin sud-ouest de la région étudiée, se trouvent des reliefs relativement élevés qui culminent à 2621 m au Kuh-e-Nassar Shagheh. Ils appartiennent à la chaîne de la zone de Sanandaj-Sirjan.

Nous voyons donc que les altitudes augmentent progressivement du Nord-Est au Sud-Ouest, expliquant les variations des conditions climatologiques. Ainsi le climat de type désertique de la moitié nord est (avec des températures qui varient de -10°C à 45°C environ), devient un climat modéré dans les régions montagneuses de la moitié sud-ouest.

Les pluies sont évidemment rares ou faibles dans les régions désertiques ou subdésertiques, tandis que dans les zones montagneuses les précipitations sont assez fréquentes surtout à la fin de l'automne, en hiver et au début du printemps.

Les ressources en eau de la région sont essentiellement les rivières permanentes de Qara Chay et de Mazdeghan Chay qui s'allongent du Nord Ouest à l'Est, confluent dans la plaine centrale avec la rivière de Qom Rud qui s'écoule du Sud vers le Nord Est. L'ensemble se jette dans le lac salé de Daryacheh-ye-Namak. L'autre ressource importante réside dans les galeries de captage souterraines (Qanat) qui se trouvent surtout dans la plaine sud-ouest et dans le Nord-Ouest de la plaine centrale. Il faut noter aussi quelques sources, au pied des reliefs.

La répartition de la population se calque évidemment sur la distribution des ressources en eau, ce qui explique la concentration des villes et des villages dans la moitié sud-ouest.

4. CADRE GEOLOGIQUE

Notre région appartient, pour la plus grande partie, à la zone de l'Iran central et, dans son coin SW, à celle de Sanandaj-Sirjan (fig.4). Les caractères suivants individualisent ces deux zones structurales, selon les divers auteurs (STÖCKLIN, 1968; SABZEHEI, 1974; BOLOURCHI, 1975; NABAVI, 1976; BERBERIAN, 1976, etc.):

- l'extension faible des formations tertiaires (y compris les roches volcaniques) dans la zone de Sanandaj-Sirjan, tandis qu'un volcanisme intense se développe au Tertiaire dans la zone de l'Iran central;
- l'existence d'un important plutonisme fini-mésozoïque dans la zone de Sanandaj-Sirjan;
- les mouvements paléozoïques (antépermien) plus prononcés dans la zone de Sanandaj-Sirjan;
- l'existence des métamorphismes paléocimmérien et laramien dans la zone de Sanandaj-Sirjan;
- la direction générale NW-SE, analogue à celle du Zagros, pour la zone de Sanandaj-Sirjan.

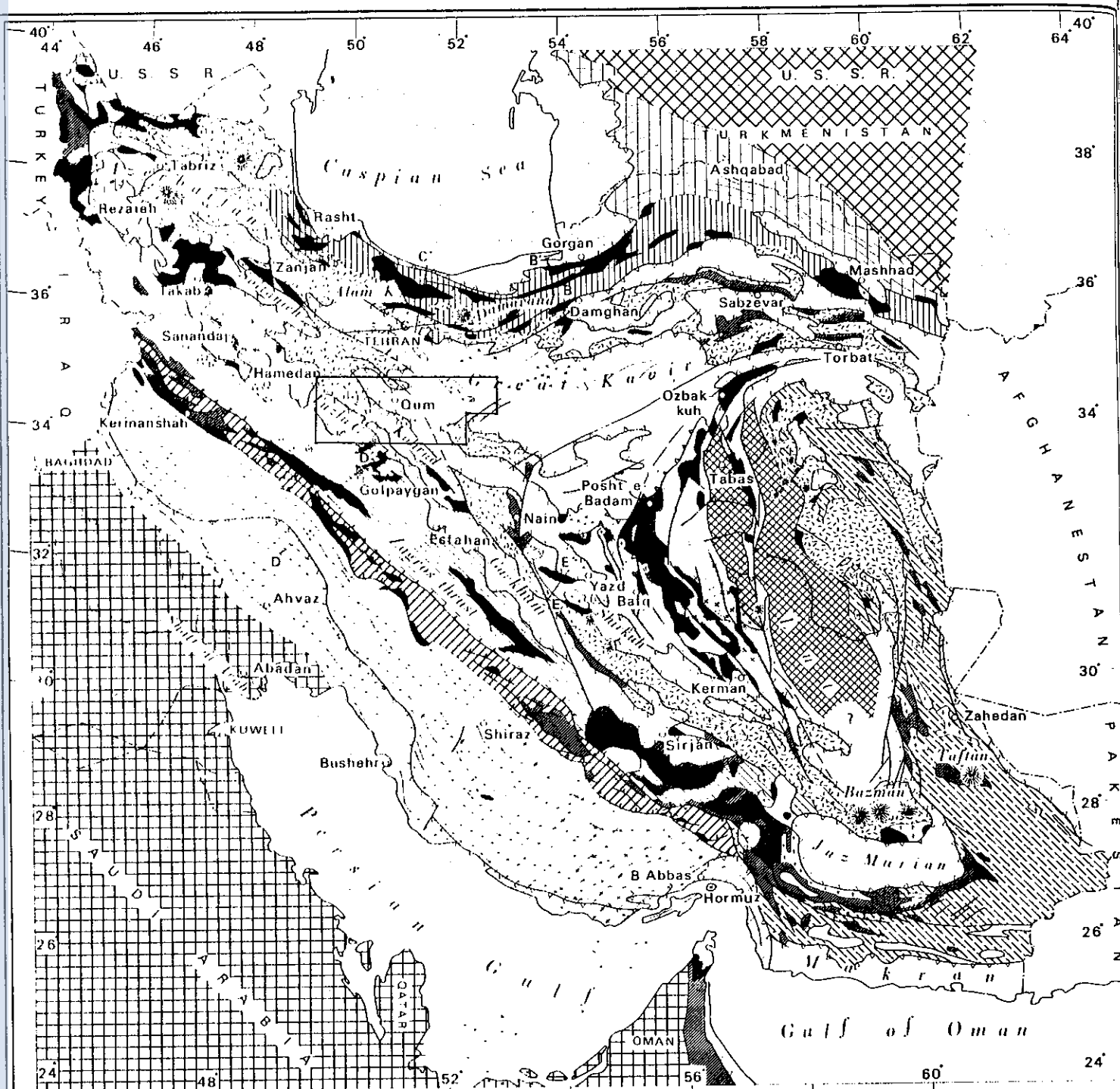
4.1. Zone de Sanandaj-Sirjan

Elle comporte dans notre région, les assises schisto-gréseuses du Jurassique inférieur (de faible extension) et une puissante séquence calcaro-péolitique du Crétacé inférieur. L'ensemble montre un métamorphisme épizonal.

4.2. Zone de l'Iran Central

Dans notre région, elle comporte une séquence allant du Permien au Quaternaire, et est caractérisée par une activité volcanique intense au Tertiaire. Le plutonisme y est aussi important. Les grands accidents, de direction générale NW-SE (en moyenne N 130 E), la divisent en trois sous-zones (fig.5):

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010



Stable Areas		Folded Areas				General Symbols							
		Ancient Cores		Alpine Structural Zones									
Turan Plateau		Intracamb platform		Kopet Dagh		Zagros thrust zone		Ophiolite - radiolarite		Quaternary volcano		Salt dome	
Arabian Platform		Triassic cover		Alborz Mts.		Zagros folded belt		Granite and diorite intrusions		Fault		Thrust	
Lut Block		Precambrian basement		Central Iran		East Iran Makran		Tertiary volcanics and tuffs		Fold axis			
				Sanandaj Sirjan		Young depressions		Zones of Alpine metamorphism		Cross section			

GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN - UNITED NATIONS SPECIAL FUND PROJECT

GENERALIZED TECTONIC MAP OF IRAN

A. Ruttner and J. Stöcklin

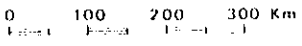
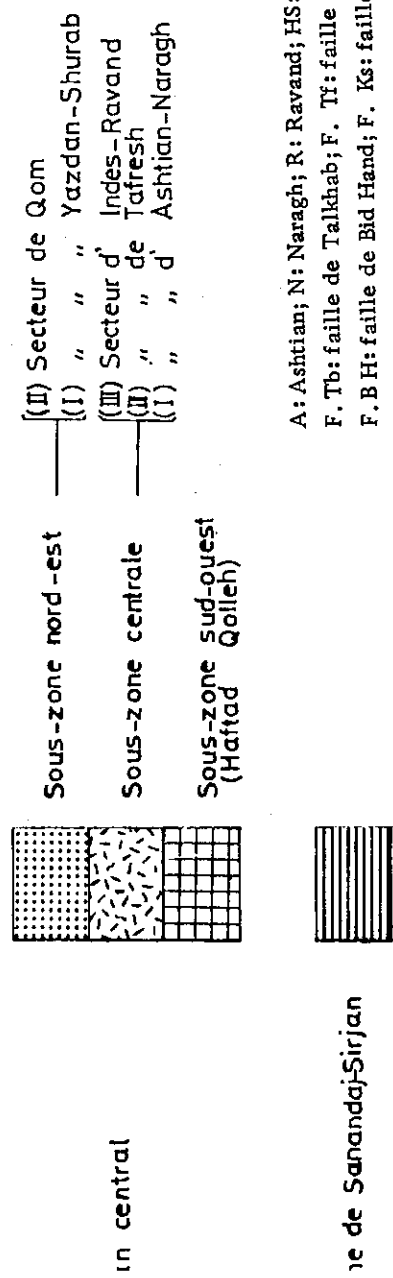
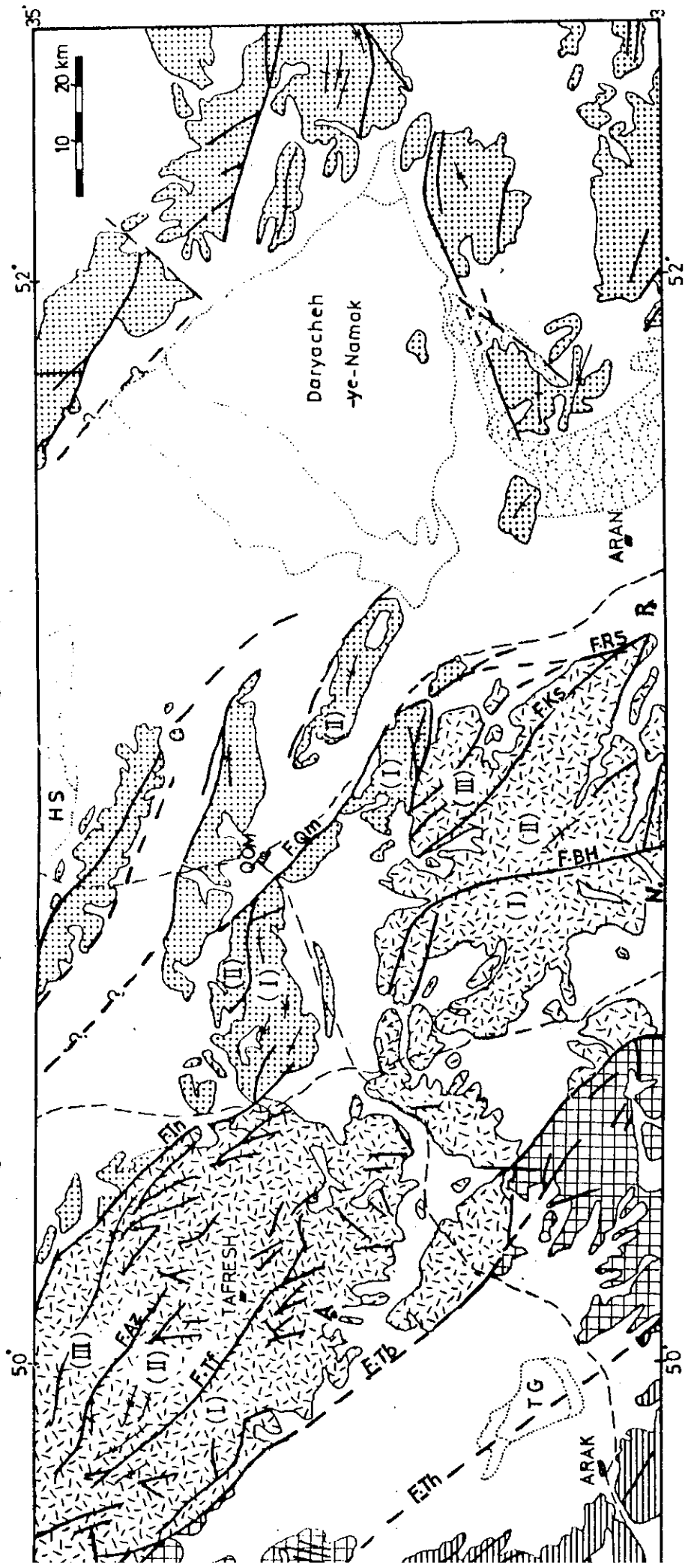


Fig. 4

Fig. 5 - Situation des zones, sous-zones et secteurs de la région de Qom-Aran.



A: Ashtian; N: Naragh; R: Ravand; HS: Howz-e-Soltan; TG: Tuzlu Gol; F. Th: faille de Tabarteh;
 F. Tb: faille de Talkhab; F. Tf: faille de Tafresh; F. Az: faille d'Azedin; F. In: faille d'Indes;
 F. B.H: faille de Bid Hand; F. Ks: faille de Kashan; F. Rs: faille de Ravand-Shurab; F. Qm: faille de Qom.

4.2.1. Sous-zone sud-ouest

(= sous-zone de Haftad Qolleh) - Elle comporte essentiellement des dépôts du Jurassique et du Crétacé. Après le Cénomaniens, elle demeure en horst, ce qui explique l'absence de formations tertiaires; les roches volcaniques ou intrusives y sont absentes. Ainsi cette sous-zone est-elle comparable à la zone de Sanandaj-Sirjan; mais elle s'en distingue par l'absence de métamorphisme dans le Mésozoïque. et par l'existence d'une séquence sédimentaire crétacée assez différente et moins puissante. Cette sous-zone peut être interprétée comme une transition entre les zones de Sanandaj-Sirjan et de l'Iran Central.

4.2.2. Sous-zone centrale

Elle est par contre caractérisée par l'abondance des sédiments et des roches éruptives du Tertiaire. Cette sous-zone peut être subdivisée à son tour en trois secteurs: Ashtian-Naragh, Tafresh et Indes-Ravand.

Le secteur de Tafresh a une situation centrale par rapport à celui d'Ashtian -Naragh (au Sud) et celui d'Indes-Ravand (au Nord); il est caractérisé souvent par une sédimentation et une subsidence plus prononcées. Quant au secteur d'Indes-Ravand, il est caractérisé surtout par l'importance du volcanisme de l'Eocène supérieur, tandis que celui d'Ashtian-Naragh est caractérisé par l'intensité du volcanisme du Néogène.

Au Tertiaire, surtout, il existe latéralement des changements de faciès et d'épaisseur qui sont certainement contrôlés par des accidents de direction à tendance N-S (moyenne N 175 E). Ces derniers peuvent être interprétés comme les accidents satellites (fractures d'extension) des grands décrochements NW-SE; ils ont donc le rôle d'individualisation latérale des bassins.

4.2.3. Sous-zone nord-est

Elle est caractérisée par l'extension et l'épaisseur importantes des assises de l'Oligo-Miocène et du Néogène; la subsidence y a été active et se poursuit à l'heure actuelle (bassin de Daryacheh-ye-Namak). Les volcanites de l'Eocène existent surtout dans le secteur NE de cette sous-zone, alors que celles du Néogène y sont rares. Elle peut être aussi subdivisée en deux secteurs: celui de Yazdan-Shurab (au Sud) et celui de Qom (au Nord). Les dépôts détritiques plus ou moins grossiers (grès et conglomérats) du Néogène se développent surtout dans le secteur de Yazdan-Shurab. Celui-ci est également caractérisé par la présence d'intercalations volcaniques.

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE

Chapitre II - STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE

CHAPITRE II - STRATIGRAPHIE ET PALEO GEOGRAPHIE

Les plus anciennes assises de la région étudiée appartiennent au Permien. Mais avant d'étudier chaque unité stratigraphique, il semble nécessaire de résumer brièvement ses caractères dans les diverses zones de l'Iran, avec une attention particulière sur l'activité magmatique.

Nous pourrons ensuite comparer les unités stratigraphiques dans les différentes sous-zones de la région étudiée.

A - PERMIEN

1 - LE PERMIEN EN IRAN

Au Permien, la mer envahit la majeure partie de l'Iran. S'y déposent d'abord des grès, des grès-quartzites, des shales et des marnes rouges; ensuite, une séquence carbonatée.

. ALBORZ

Les dépôts détritiques du Permien inférieur (Formation de Dorud; ASSERETO, 1963) comprennent une succession (180 m) de grès, de siltites, de shales, de calcaires marneux, de quartzites et de calcaires à Fusulinidés. Cette formation est recouverte en concordance par des calcaires biogéniques (230 m) du Permien supérieur (Formation de Ruteh; ASSERETO, 1963). L'activité magmatique se manifeste localement sous la forme de roches andésitiques (NABAVI, 1976), de mélaphyres et de tufs.

. EST DE L'IRAN

La séquence permienne type comprend 475 m de calcaires et de calcaires récifaux passant au sommet à des bancs dolomitiques (60 m). L'ensemble, dénommé Formation de Jamal (STOCKLIN, 1965), comporte à la base des grès quartzitiques blancs.

. ZAGROS

La séquence permienne, constituée de calcaires et d'anhydrites (Formation de Dalan, N.I.O.C. Geological sub-committee, 1976) est importante par ses réserves de gaz.

. ZONE DE SANANDAJ-SIRJAN

Les sédiments du Permien sont surtout des grès, des shales et des calcaires. L'activité magmatique est plus importante ici que dans les autres zones: il s'agit surtout de laves basiques à intermédiaires avec des tufs (THIELE et al., 1968), mais on y rencontre aussi des roches rhyolitiques (NABAVI, 1976).

IRAN CENTRAL

Les sédiments carbonatés sont dominants au Permien. En quelques endroits, comme Abadeh, la séquence permienne sert de référence stratigraphique mondiale, car le système triasique succède en toute continuité au Permien.

2 - REGION ETUDIEE (fig. 6).

Le Permien se trouve uniquement au Sud-Est de la sous-zone de Haftad Qolleh, avec une très faible extension. Les contacts avec les formations plus récentes sont toujours tectoniques. En outre, la base du Permien n'est pas visible ici. Mais vers le Sud, dans la région voisine (Golpaygan), la transgression de la mer permienne commence, comme dans les autres zones de l'Iran, par des dépôts détritiques. Les couches de base ont une épaisseur de quelques mètres, avec une lithologie variable. On y observe des grès-quartzites et, localement, des shales calcaires et des grès, qui passent parfois aux conglomérats. Vers le Nord, au Sud-Ouest de Nayneh, les niveaux inférieurs du Permien sont des grès-quartzites gris-rougeâtre, qu'on peut paralléliser à la base du Permien de la région de Golpaygan.

La série se poursuit par des dépôts dolomitiques très épais, passant localement à des calcaires cristallins, à Verbe ckina cf. verbe cki (THIELE et al., 1968). Au sommet, ces dolomies passent graduellement à des calcaires cristallins non fossilifères, dont une partie appartient peut-être au Trias. On retrouve cette séquence carbonatée dans notre région: elle commence aussi par des dolomies en bancs épais, séparés par des dolomies gris-foncé. Viennent ensuite des calcaires dolomitiques à intercalations de calcaires cristallins et de calcaires oolithiques. Dans notre région, le Permien est pauvre en fossiles; cependant, nous avons découvert un calcaire recristallisé à Archaeodiscus sp., Hemigordius sp. Pachyphloia iranica, ce qui donne un âge permien (éch. 76-E, MR-135; dét. MEHRNUSH, G.S.I.).

L'activité magmatique est nulle dans la région étudiée tandis que, du point de vue tectonique, on observe un enfoncement progressif qui s'accompagne du passage des sédiments détritiques aux dépôts biochimiques.

CONCLUSION

Dans la région étudiée, comme dans la majeure partie de l'Iran, la séquence permienne comprend des roches détritiques à la base, puis des roches carbonatées. Le tout s'est déposé dans une mer chaude, agitée et peu profonde. Cette série se rapproche surtout de celle de l'Est de l'Iran (Formation de Jamal).

B - TRIAS

1 - LE TRIAS EN IRAN

Le mer recouvre encore la majeure partie de l'Iran. Dans certaines régions, comme Abadeh (Iran central) ou Jolfa (Nord de l'Azerbaïdjan), il y a un passage continu (zone de transition) entre Permien et Trias.

ref:0569868, version 1, 17 Aug 2010

ALBORZ

Les dépôts du Trias (Formation d'Elika) recouvrent en concordance les couches permienues et débutent par des calcaires vermiculés. Puis il y a des dolomies, des calcaires dolomitiques et des calcaires cristallins. Cependant, dans certains bassins locaux de l'Alborz oriental (par exemple à l'Ouest du Firuz Kuh), on trouve des gypses et des dolomies. Par suite d'une érosion pré-liasique, la puissance du Trias est variable.

Les mouvements tectoniques de la phase éocimmérienne, au Trias supérieur, provoquent non seulement un changement dans le régime sédimentaire, mais aussi l'épanchement de laves basaltiques. Dans le Nord de l'Iran, certains gisements de fer dérivent de l'altération de ces roches basiques (NABAVI, 1976).

EST DE L'IRAN

Le Trias comporte à la base la Formation des Sorkh Shales (= shales rouges): il s'agit de shales argileux et de shales calcaires rouges, avec des intercalations de calcaires vermiculés à la base (122 m). Au-dessus, viennent des dolomies jaunâtres et enfin des calcaires cristallins (calcaires d'Espahk). Cet ensemble carbonaté est dénommé 'Formation de Shotori' (STOCKLIN et al., 1965), d'une épaisseur de 970 m. Au Trias supérieur, le régime sédimentaire devient plutôt terrigénétique avec une épaisse séquence (2 800 m environ) de shales, alternant avec des grès et quelquefois des calcaires (Formation de Nayband).

ZAGROS

La mer peu profonde du Trias dépose d'abord des calcaires vermiculés, puis des bancs dolomitiques et des assises gypsifères (Formation de Khaneh Kat).

IRAN CENTRAL

A part certains bassins, comme celui d'Anarak, où il y a une séquence épaisse (2 500 m environ) de grès, shales, conglomérats et calcaires (NABAVI, 1976), les faciès sont plus ou moins comparables avec ceux de l'Est ou du Nord de l'Iran.

2. REGION ETUDIEE (fig-6)

Les dépôts triasiques affleurent uniquement dans les secteurs de Tafresh et d'Abgarm-Nayneh (Sud-Est de la sous-zone de Haftad Qolleh).

2.1. Sous-zone centrale

Dans la région de Tafresh, le Trias, étudié par HAJIAN (1970), comprend deux faciès: calcaires cristallins à la base, shales-grès au-dessus. La puissance de cette séquence dépasse 1 300 m. On peut la diviser en trois unités par les faciès et les caractères morphologiques.

Unité 1. - Sa partie inférieure est constituée de calcaires cristallins blancs à crème, d'une épaisseur de 220 m environ, dénommés calcaires de Noghreh Kamar ;

Région de Tafresh

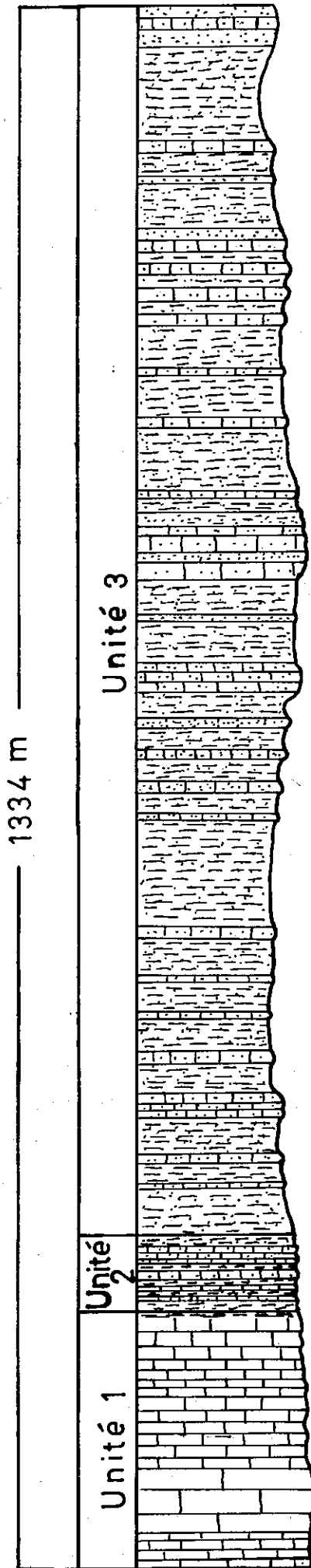


Fig. 7 - Coupe stratigraphique du Trias
(explications dans le texte)

Unité 2. - Elle correspond à des horizons transitionnels (64 m). Il s'agit d'alternances de calcaires oolithiques, de shales et de calcaires gréseux.

Unité 3. - 1050 m de shales gris, avec des intercalations de calcaires, qui sont l'équivalent de la Formation de Nayband de l'Est de l'Iran (Trias supérieur). Ici le sommet est tronqué tectoniquement, le contact avec le Jurassique inférieur se faisant par faille (fig. 7).

Il existe deux horizons fossilifères principaux:

- Le premier existe dans l'unité (2) et renferme les fossiles suivants qui indiquent un âge ladinien supérieur-carnien.

a) Macrofossiles (dét. SEYED EMAMI): Pinna sp., Thamnasteria rectilamellosa Winkler, Megalodon rostratiforme Krumbek, Coraux, débris végétaux.

b) Microfossiles (dét. FOURY): Glomospirella cf. Persica (Oberhauser), Aulotortus sp., du groupe de A. eomesozoicus (Oberhauser).

- Le second se trouve dans la partie supérieure de l'unité (3). Parmi les fossiles de cette unité, il y a une ammonite et un nautilus mal conservés, quelques Coraux et des Lamellibranches caractéristiques du Norien (dét. SEYED EMAMI): Indopecten glabra Douglas, Myophoria cf. Verbecki, M. Verbecki Boettger, Circopora caucasica Miosseiev, Palaeocardita bruca Krumbek, Opis sp., Homomya cf. sublariana Krumbek.

On peut donc attribuer les calcaires cristallins de Noghreh Kamar (Unité 1) au Trias moyen, les couches de transition (Unité 2) au Ladinien supérieur-Carnien (= passage du Trias moyen au Trias supérieur), enfin la séquence schisteuse de l'unité (3) au Trias supérieur.

2.2. Sous-zone de Haftad Qolleh

Comme nous l'avons déjà dit, dans le Sud-Est de cette sous-zone (Abgarm-Nayneh) et dans la région voisine (Golpaygan), les dolomies du Permien passent à une séquence de calcaires cristallins qui peut-être correspondent en partie au Trias. L'existence de failles et parfois la répétition tectonique des bancs donnent la plupart du temps des séries anormales. L'âge, en l'absence de fossiles caractéristiques, est difficile à déterminer. Mais, par analogie des faciès, on peut attribuer cette séquence au Trias. En effet, le Permien est surmonté en certains points, où ils ont échappé aux suppressions tectoniques, par quelques mètres de shales calcaires et de grès rouges qui sont en concordance avec les bancs carbonatés inférieurs du Trias; il s'agirait donc de l'équivalent de la Formation des Sorkh Shales (Trias inférieur) de l'Est de l'Iran.

Au-dessus de cette unité rouge, viennent des dépôts carbonatés pauvres en fossiles: dolomies, puis calcaires dolomitiques cristallins en bancs épais de teinte claire, enfin des calcaires gris foncé, avec intercalations de shales calcaires ou de calcaires en bancs minces à débris de fossiles, et avec quelques grosses coquilles recristallisées de Megalodon (?). La comparaison lithostratigraphique de cet ensemble carbonaté avec d'autres séries d'Iran nous conduit à l'assimiler à la Formation de Shotori (Trias moyen) et plus précisément à son membre supérieur, les calcaires

d' Espahk. D'ailleurs, le calcaire marmorisé de Noghreh Kamar (unité 1) et les calcaires et shales de l'unité (2) peuvent être les équivalents de la séquence décrite un peu plus loin vers le Sud; de plus, dans la région de Mahallat (quadrangle de Golpaygan), THIELE et al. (1968) attribuent des calcaires sombres à coquilles de *Megalodon* au Trias supérieur. Ils ont aussi rapporté au Norien-Rhétien une série schisteuse avec intercalations de calcaires à Coraux, Bryozoaires, débris de Crinoïdes et *Heterastridium conglobatum*; cette série se trouve immédiatement au-dessous du Jurassique. Mais vers le Nord (dans notre région) à cause de contacts tectoniques entre couches permotriassiques et couches jurassiques, les affleurements inférieurs du Jurassique et les niveaux supérieurs du Trias ne sont pas visibles. De nombreuses fractures, dans la région Abgarm-Nayneh, ont facilité la mise en place de filons quartzeux, dont certains recourent les assises du Permo-Trias.

3 - PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSION

Au Trias inférieur et moyen la mer recouvre la région étudiée. La sédimentation de dolomies, de calcaires oolithiques et de calcaires à gros Lamellibranches et Coraux, indique que la mer a été peu profonde, chaude et agitée. De plus, le développement de sédiments plutôt biochimiques et l'absence de dépôts détritiques (surtout pendant le Trias moyen) témoignent d'une mer franche, sans reliefs bordiers importants.

A la fin du Trias moyen ou au début du Trias supérieur, les mouvements tectoniques importants de la phase éocimmérienne provoquent des changements importants comme presque partout dans l'Iran et rompent la tranquillité relative des bassins sédimentaires du Trias moyen (sauf dans le Zagros). A la suite de ces mouvements, le régime sédimentaire change complètement: les dépôts carbonatés sont remplacés par des faciès paraliques. Ce changement de faciès est sans doute dû à la naissance de nouveaux reliefs en bordure des bassins sédimentaires du Trias supérieur. Il semble que ces reliefs aient eu une extension importante, car leur érosion tardive a engendré de grands volumes de sédiments détritiques pendant le Trias supérieur. Mais la phase tectonique éocimmérienne n'a pas affecté tout l'Iran de façon égale. Tandis que dans la majeure partie, les couches du Trias supérieur recouvrent en discordance angulaire ou non angulaire des assises plus anciennes, témoignant d'une phase de plissement, dans la région de Tafresh cette phase tectonique a provoqué simplement une diminution de la profondeur du bassin sédimentaire du Trias moyen. Dans cette région, d'après HAJIAN (1970), l'évolution sédimentaire entre le Trias moyen et le Trias supérieur a été graduelle, ce dont témoigne le dépôt des sédiments de l'unité (2) ou couches de transition.

Dans d'autres parties de notre région, la présence de formations plus récentes ne nous permet pas de savoir si des assises du Trias supérieur se sont déposées. HAJIAN (1970) a signalé des grains anguleux de quartz, d'abondants micas et des plagioclases frais dans certaines couches gréseuses du Trias supérieur. L'habitus de ces minéraux indique que les matériaux détritiques n'ont pas été transportés de très loin. L'existence de reliefs émergés et locaux au voisinage des bassins sédimentaires est donc tout à fait probable. En outre, certaines parties de la région étudiée, actuellement recouvertes par des formations plus récentes, ont été peut-être émergées au Trias supérieur et ont alimenté des bassins sédimentaires comme celui de la région de Tafresh.

D'ailleurs, l'importance de l'épaisseur des dépôts détritiques du Trias supérieur (par exemple 1 050 m dans la région de Tafresh, 2 800 m dans l'Est de l'Iran), ainsi que des conditions sédimentaires relativement constantes (milieu paralique), témoignent d'une subsidence continue et active.

C - JURASSIQUE

1 - LE JURASSIQUE EN IRAN

Le régime sédimentaire du Trias supérieur, caractérisé par des dépôts paraliques, s'est poursuivi au début du Jurassique dans la majeure partie de l'Iran (sauf dans le Zagros). Puis au Jurassique moyen et supérieur, les caractères marins se sont affirmés. Enfin, vers la fin du Jurassique, la mer a été de moins en moins profonde, et le cycle sédimentaire jurassique se termine par des dépôts évaporitiques ou détritiques. Pendant cette période, dans certaines parties de l'Iran, les bassins sédimentaires ont été plus ou moins indépendants et ont engendré des faciès relativement différents.

. ALBORZ

Le Jurassique commence par des dépôts paraliques, connus sous le nom de Formation de Shemshak (ASSERETO, 1966). Cette formation comprend les quatre lithozones suivantes (de bas en haut):

- 1) : grès inférieurs (75 m);
- 2) : série charbonneuse inférieure (330 m);
- 3) : grès supérieurs (530 m);
- 4) : série charbonneuse supérieure (85 m).

Les études paléontologiques sur cette formation indiquent un âge (Rhétien) - Jurassique inférieur - Jurassique moyen (Bajocien). La Formation de Shemshak contient des traces de plantes, et surtout des couches de charbon, d'où son importance économique. Au Jurassique moyen - supérieur, les conditions marines ont dominé. D'abord des calcaires marneux avec des intercalations de shales marneux se sont déposés. Ces calcaires marneux, dénommés Formation de Dalichai, contiennent beaucoup d'Ammonites indiquant un âge bajocien supérieur - callovien supérieur. Au Jurassique supérieur (Oxfordien - Kimméridgien), les calcaires de la Formation de Lar', à nodules de chert dans la partie inférieure, recouvrent la Formation de Dalichai. Vers la fin du Jurassique, des roches détritiques rouges, souvent gréseuses, se développent dans certaines parties de l'Alborz central, et correspondent peut-être au Thithonique (NABAVI, 1976).

Comme nous l'avons déjà dit, la phase éocimmérienne a provoqué des événements divers. Parmi eux, signalons des manifestations magmatiques locales. Dans la région de Firuz-Kuh (Alborz central), ALLENBACH (1966) a mentionné 100 m environ de roches diabasiques à augite et olivine, altérées, complètement écrasées, et ne montrant pas de débit en coussins; la mise en place se serait donc faite en milieu continental. Au Nord du col de Kandavan, GLAUS (1965) a décrit au-dessus du Trias (Formation d'Elika) une succession de roches pyroclastiques qui est recouverte par la

Formation de Shemshak. RIVIERE (1934) a signalé aussi, dans la région de Doab, des roches basiques avec la même position stratigraphique.

. EST DE L'IRAN ET IRAN CENTRAL

On connaît des faciès ressemblant à ceux de la Formation de Shemshak, dont la partie inférieure correspond parfois au Trias supérieur (Formation de Nayband). Les conditions de sédimentation sont plus ou moins comparables à celles du Nord de l'Iran. Cependant, il y avait des bassins (par exemple celui de Kerman-Tabas) qui montrent des caractères plus ou moins variables. Dans la région de Kerman, on connaît l'équivalent de la Formation de Shemshak comportant des bancs ou des lentilles de charbon; au-dessus, la Formation de Badamu est constituée par des calcaires à Ammonites, Bélemnites, Coraux, etc., appartenant au Toarcien-Bajocien, puis par une séquence de grès, shales, calcaires et charbon indiquant le Bathonien (Formation de Hojedk). Enfin, au Jurassique supérieur, il y a une séquence plutôt détritique rouge, dénommée Formation de Bidou. En dehors du bassin de Kerman-Tabas, dans la région de Shotori, on trouve sur la Formation de Badamu, une séquence marneuse vert pâle (Formation de Baghamshah) qui est l'équivalent de la Formation de Dalichai de l'Alborz (et partiellement celui de la Formation de Lar). Elle est surmontée par des calcaires récifaux et massifs du Jurassique moyen-supérieur (Calcaire d'Esfandiar). Enfin, le système jurassique se termine par les couches détritiques rouges de Garedu ou évaporitiques (gypse de Magu, AGHANABATI, 1975).

Au cours de cette période, les mouvements tectoniques ont eu surtout pour effet de modifier la profondeur des bassins sédimentaires. Cependant dans certaines régions, comme celle de Kerman, HUCKRIEDE et al. (1962) ont décrit des roches volcaniques, de faible puissance, au-dessous des sédiments du Lias. Dans la région d'Avaj, BOLOURCHI (1975) a signalé aussi une séquence de volcanites, avec des gypses et des marnes qui correspondent au Jurassique supérieur.

. KOPET DAGH

Cette région correspond au Jurassique à un bassin sédimentaire indépendant comparable à celui de Zagros. La sédimentation s'y est poursuivie jusque vers la fin du Tertiaire.

Le Jurassique commence par la Formation de Kashafud (Jurassique inférieur-moyen), constituée de shales, de grès et de marnes; puis la Formation de Chaman Bid comporte des marnes, des shales et des calcaires (Jurassique moyen-supérieur). Enfin, viennent les calcaires de la Formation de Mozduran (Jurassique supérieur), qui sont suivis, vers la fin du Jurassique, par les dépôts détritiques-évaporitiques de la Formation de Shurijeh.

. ZONE DE SANANDAJ-SIRJAN

On connaît là aussi une séquence schisteuse, équivalent de la Formation de Shemshak. Elle a subi parfois un métamorphisme léger au cours des phases tectoniques ultérieures. Les sédiments marins du Jurassique moyen - supérieur y sont moins développés. Par contre l'activité magmatique a été plus importante et se manifeste par des roches andésitiques intercalées dans la série détritique du Lias (NABAVI, 1976). BOLOURCHI (1975), dans la zone de Razan, a décrit aussi des roches volcaniques dans la séquence métamorphisée (plutôt schisteuse) du Trias supérieur-Jurassique.

ZAGROS

La sédimentation jurassique poursuit en continuité celle du Trias. Ainsi, contrairement aux autres parties de l'Iran, le Jurassique commence ici par les sédiments marins de la Formation de Neyriz (calcaires, calcaires dolomitiques et shales), attribuée au Lias. Viennent ensuite les dépôts carbonatés de la Formation de Surmeh et, vers la fin du Jurassique, l'Anhydrite de Hith ou de Gotnia .

2 - REGION ETUDIEE (fig. 6)

Après avoir vu brièvement les faciès du Jurassique dans les différentes zones de l'Iran, nous pouvons maintenant examiner les faciès du Jurassique dans les deux zones principales, c'est-à-dire zone de Sanandaj-Sirjan et zone de l'Iran Central, et les comparer avec ceux de l'Iran.

2.1. Sous-zone de Haftad Qolleh

Le Jurassique est bien développé dans cette sous-zone. La base n'affleure que dans la région voisine (Golpaygan); là, la série schisto-gréseuse jurassique, vers la base, passe à la séquence du Trias supérieur, de même faciès, sauf que cette dernière renferme des bancs calcaires. A l'Ouest de la sous-zone, la même série schisto-gréseuse, vers la base, est limitée par une faille inverse, qui sépare la zone de Sanandaj - Sirjan de celle de l'Iran central. Le Jurassique commence par une série monotone de shales et de grès. Morphologiquement, cette série forme des collines molles et peu élevées, dont les crêtes sont généralement formées par les grès, tandis que les shales correspondent à des vallées plates et peu profondes, plus ou moins remblayées par des alluvions quaternaires. Malgré la monotonie des sédiments jurassiques, surtout au début de cette période, on peut les diviser en trois unités, qui sont de bas en haut:

- unité (1) ou unité schisteuse: shales avec intercalations de grès;
- unité (2): alternances de shales et de grès ou de grès quartzitiques, avec quelques intercalations ou lentilles de calcaires ou de shales calcaires;
- unité (3) ou unité carbonatée, comportant des bancs calcaires ou calcaro-dolomitiques. Il y a parfois des intercalation de shales et de grès.

1) L'unité schisteuse est souvent constituée de shales sableux ou silteux de couleur sombre (gris à verdâtre), mais des shales argileux existent aussi. Ces shales renferment des intercalations de grès gris à patine brunâtre, et parfois des grès micacés.

2) L'unité (2) est plus ou moins semblable à l'unité (1), mais des bancs gréseux s'y trouvent fréquemment. Les grès sont parfois quartzitiques à patine brunâtre; ils sont parfois caverneux et contiennent des coquilles de Lamellibranches (région d'Aljan). A l'Ouest de la région étudiée (Ziaabad-Salmabad), on rencontre des traces de Lamellibranches et, plus rarement, des Ammonites dans les bancs gréseux. Malheureusement, ces fossiles ne sont pas bien conservés, surtout les Ammonites. Mais, en général, ils indiquent un âge liasique (K.S. EMAMI, communication orale). Vers le sommet, cette unité comporte parfois des bancs ou lentilles de calcaire. Ces bancs carbonatés augmentent surtout vers le Sud; il s'agit de calcaires récifaux, calcaires dolomitiques ou calcaires sableux, de couleur grise à patine crème à brun-clair.

Les calcaires récifaux contiennent des traces abondantes d'Algues, de Coraux, de Bryozoaires, des débris de Crinoïdes et des Lamellibranches; ils témoignent d'une mer chaude et peu profonde. Mais vers l'Ouest de la sous-zone de Haftad-Qolleh, les dépôts carbonatés sont moins visibles. En quelques endroits seulement (comme à l'Est d'Amirabad) des lentilles de calcaires sableux détritiques (contenant des débris de coquilles de Lamellibranches, etc.) existent dans la série schisto-gréseuse. Des shales calcaires ou des grès calcaires à grain fin sont quelquefois les équivalents latéraux des bancs carbonatés décrits.

Dans le Sud de la sous-zone de Haftad Qolleh, les fossiles suivants, rencontrés dans une couche calcaire, indiquent un âge jurassique inférieur ou liasique (éch. n° 76-6-MR,137, dét. MEHRNUSH) - *Kurnubia* sp., fragments de *Posidonia*, Ophtalmidés, Gastropodes, *Glumuspira* sp., Valvulinidés (*Eggerella* sp.).

L'unité (2) comprend aussi une partie gréseuse vers son sommet: il s'agit de grès gris à vert brunâtre, parfois à ciment quartzeux, passant parfois aux grès quartzitiques. En général, ces faciès gréseux se développent vers le Sud-Ouest ou à l'Ouest de la sous-zone de Haftad Qolleh. A l'Ouest, on y observe des grès quartzitiques à patine brunâtre avec des intercalations de shales. Au contraire, ces bancs gréseux sont moins fréquents vers le Sud et le Sud-Est de la sous-zone où les faciès carbonatés augmentent progressivement. Il semble que ce changement de faciès se fasse latéralement: par exemple, aux environs de Shanegh, tandis qu'au Sud Ouest les grès quartzitiques de l'unité (2) sont bien développés, quelques kilomètres plus loin vers l'Est, au Col entre Issaabad et Shanegh, les assises carbonatées apparaissent progressivement et la séquence suivante, de bas en haut, recouvre en concordance l'unité schisto-gréseuse inférieure (unité 1).

- (1-1,5 m): Grès brunâtres ;
Shales sombres;
- (1-1,2 m): Calcaires gréseux détritiques, un peu recristallisés, contenant des débris d'Echinides;
Grès et shales gréseux, gris à vert olive, à patine brunâtre;
Calcaires massifs à grain fin, récifaux, gris foncé, avec des veines de calcite, comportant les fossiles suivants: (dét. HAMDI) *Nodosaria* sp., Microgastropodes, débris d'Echinides, Coraux et Ostracodes.

A nouveau, vers le Sud-Est, les assises carbonatées deviennent plus épaisses; quelques intercalations de shales et shales calcaires existent parfois à la base.

3) L'unité (3) ou unité carbonatée forme les plus hauts niveaux du Jurassique. Comme nous l'avons déjà vu, les assises carbonatées apparaissent dans la partie supérieure de l'unité (2), et les faciès carbonatés se développent vers le Sud de la sous-zone, si bien que, au Sud du village d'Issaabad, ces faciès atteignent leur puissance maximale, sous la forme de calcaires récifaux et de calcaires dolomitiques. Ces dépôts-là s'étendent vers le Sud de la région étudiée (région de Golpaygan), mais THIELE et al. (1968) les ont confondus avec les calcaires du Crétacé inférieur, tandis que, comme nous le verrons plus loin, la série du Crétacé inférieur est complètement différente; en outre, elle recouvre en discordance les assises du Jurassique, avec une unité détritique rouge à sa base (niveau repère).

La séquence carbonatée jurassique repose en concordance sur la série schisto-gréseuse inférieure. En certains endroits de la base, on y trouve des intercalations de shales sombres et de grès. Cette série carbonatée, que nous appelons

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

Calcaire d'Issaabad, présente à 3 - 3,5 km au Sud-Sud-Ouest du village d'Issaabad son épaisseur maximale (355 m). Mais du point de vue lithologique, elle est relativement monotone. Au contraire, vers le Nord et le Nord-Ouest, elle est moins épaisse et des bancs minces de shales, de shales calcaires ou parfois de grès, s'y rencontrent surtout vers la base. Le Calcaire d'Issaabad, de bas en haut, montre la succession suivante (fig. 8):

- 14 m de calcaire gris (dolomitique à la base), plus ou moins recristallisé, à grain fin et bien lité (éch. n° 76-E, MR-140 et 141);
- 42 m de calcaire gris foncé à gris clair, à patine crème brunâtre, relativement recristallisé et en bancs gros à massifs (éch. n° 76-E, MR - 142 à 144);
- 17 m de calcaire et calcaire dolomitique, gris, bien lité (éch. n° 76-E, MR - 145);
- 155 m de calcaire, de calcaire gréseux et de calcaire dolomitique, en bancs moyens à massifs plus ou moins recristallisés (éch. n° 146 à 149);
- 32 m de calcaire gréseux, gris foncé, à grain fin à moyen, ayant des tâches brunâtres (à la patine) et la surface rugueuse (éch. n° 150);
- 25 m de calcaire et calcaire dolomitique, gris, massif, un peu recristallisé, à patine brunâtre (éch. n° 151 et 152).

Au point de vue paléontologique, on y observe les fossiles suivants (dét. MEHRNUSH):
 (éch. 76-E, MR - 140 à 142): Ostracodes, débris de Crinoïdes, Coraux;
 (" " " " -143 à 150): fragments de coquilles, Algues, Miliolidés, Lagénidés, Bryozoaires, Coraux;
 (" " " " - 151 à 152): Lagénidés, débris de Crinoïdes, Bryozoaires.

Malgré les nombreux échantillons prélevés dans cette coupe ou ailleurs, il n'y a aucun fossile caractéristique pour déterminer l'âge exact de cette séquence carbonatée. Mais pour les raisons suivantes, on peut attribuer le Calcaire d'Issaabad au Jurassique (moyen-supérieur):

- 1) concordance entre ces bancs carbonatés et la série schisto-gréseuse du Lias dans toute la région;
- 2) discordance angulaire entre la série crétacé inférieure et le système jurassique dans toute la région;
- 3) apparition de dépôts carbonatés analogues dans la série schisto-gréseuse aux niveaux supérieurs de l'unité (2);
- 4) existence d'intercalations de shales ou de grès, comparables au faciès schisto-gréseux du Lias;
- 5) passage du régime paralique au régime marin au Jurassique moyen-supérieur dans la majeure partie de l'Iran, et sédimentation carbonatée;
- 6) existence de faciès récifaux comme dans certaines régions de l'Iran (par exemple Calcaire d'Esfandiar).

2.2. Sous-zone centrale

2.2.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

Les dépôts du Jurassique n'affleurent que localement aux environs de Ravanj. La série jurassique au Nord d'Ashtian peut être regroupée avec celle du secteur de Tafresh; il s'agit d'une série schisto-gréseuse, avec les mêmes caractères que dans la sous-zone de Haftad Qolleh. On y observe parfois des lentilles ou des bancs peu épais de calcaire intramicritique, intercalés dans la série schisto-gréseuse. Au Sud-Est de Ravanj, ce calcaire renferme la faune suivante: (éch. n° 76-E-366, dét. Mme LESSANI): *Textularia* sp., débris de Mollusques, Coraux, Bryozoaires, Involutinidés ? Elle est attribuée au Mésozoïque, mais la comparaison lithostratigraphique de cette série schisto-gréseuse nous permet d'en faire l'équivalent de la Formation de Shemshak. En ce qui concerne les roches carbonatées de l'unité (3), il

Calcaire d' Issaabad

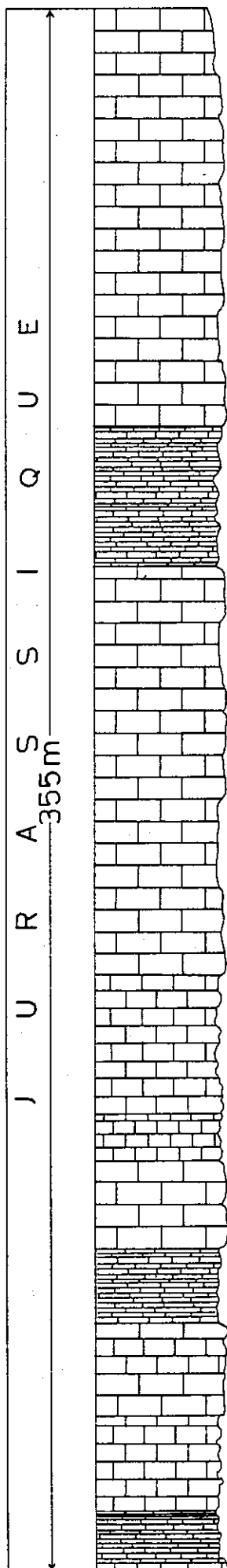


Fig. 8 - Séquence carbonatée du Jurassique (sous-zone de Haftad-Qolleh)

n'y en a aucune trace dans cette région.

2.2.2. Secteur de Tafresh

Dans ce secteur il n'y a que les dépôts du Jurassique inférieur. Ils se sont déposés en continuité avec le Trias supérieur (Formation de Nayband). Par suite de l'absence de fossiles caractéristiques, la limite entre les deux systèmes n'est pas très précise. Elle peut être fixée uniquement par les caractères lithologiques. A partir de cette limite, la puissance de la série schisto-gréseuse jurassique inférieure atteint 600 m environ, et montre les caractères suivants. (fig.9):

- 1) alternance monotones de shales et de grès;
- 2) existence de lentilles de conglomérats "à dragées", contenant des petits galets bien arrondis de quartz blanc et de silex;
- 3) présence de minces lentilles de lignite à la partie supérieure de la série ; les oxydes de fer (limonite) sont présents presque à tous les niveaux (soit dans le ciment des grès, soit en nodules dans les shales);
- 4) existence de niveaux à "ripple marks" et à stratification entrecroisée;
- 5) prédominance des shales (presque 60 %) sur les grès et les conglomérats.

Cette série schisto-gréseuse qui, d'après HAJIAN, a été attribuée à la Formation de Shemshak comporte de bas en haut les niveaux suivants:

- 1) 140 m environ de shales plus ou moins gréseux avec intercalations minces de grès;
- 2) 80 m environ de grès légèrement polygéniques, gris foncé à brunâtre, à ciment illitique;
- 3) 40 m environ de shales gréseux;
- 4) 250 m environ de grès polygéniques, à ciment limonite-argileux, passant parfois à des conglomérats à dragées, et alternant avec des shales gréseux;
- 5) 150 m environ de grès plus grossiers, avec un ciment plus limoniteux et des éléments plus anguleux que dans les grès précédents, alternant avec des shales gréseux. Ce niveau est caractérisé par l'existence à la base de minces lentilles de lignite.

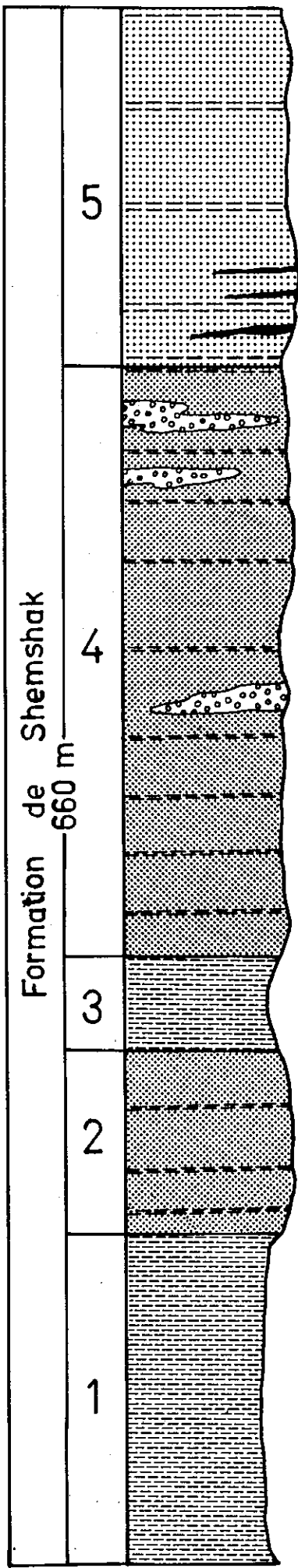
L'ensemble décrit est pauvre en fossiles. Mais au Nord du Kuh-e-Kolaheh et vers l'Est, aux environs de Sefid Shaban, il y a de petits Lamellibranches marins dans les grès du niveau (4). Ils sont mal conservés et indéterminables.

En ce qui concerne le Jurassique moyen et supérieur, il n'y en a aucune trace dans la région de Tafresh. D'après HAJIAN (1970), pendant le Dogger et peut-être le début du Malm, cette région a bien été recouverte par la mer, mais au cours du Jurassique supérieur, elle a été émergée et l'érosion a supprimé les dépôts du Jurassique moyen.

2.3. Zone de Sanandaj-Sirjan

Dans cette zone les faciès sédimentaires du Jurassique inférieur sont plus ou moins semblables à ceux de l'Iran central. Mais ces dépôts ont parfois subi un métamorphisme léger contemporain des phases tectoniques tardives: les shales et les grès du Jurassique sont transformés en schistes et grès quartzitiques. Cette série n'existe que dans un petit affleurement au coin sud-ouest de la région (à 10 km environ au Sud-Ouest d'Arak). Elle est essentiellement représentée par des bancs quartzitiques gris clair, sans aucune trace de fossiles. C'est uniquement par la lithostratigraphie qu'on peut en faire l'équivalent de la Formation de Shemshak.

tel-00509888, version 1 - 17-Aug-2010



Région de Tafresh

Fig. 9 - Coupe stratigraphique du Jurassique inférieur

3. PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSION (tab. 1)

Les conditions sédimentaires du Trias supérieur continuent plus ou moins au cours du Jurassique inférieur, et une série monotone de shales et de grès se dépose. Cette série schisto-gréseuse correspond souvent au Lias. Mais ses niveaux supérieurs dans certaines régions (comme Golpaygan) ont été attribués au Dogger supérieur (THIELE et al., 1969). Cette série correspond en gros à un milieu paralique et sa puissance importante témoigne aussi d'un bassin à subsidence remarquable. En principe, le bassin de sédimentation du Jurassique inférieur a été peu profond ou paralique, avec une tendance continentale en certains endroits. Par exemple, tandis que dans la région de Tafresh, surtout au Nord de la faille de Tafresh (secteur de Tafresh), des bancs ou des lentilles de lignite, avec des stratifications entrecroisées et des ripple marks, se trouvent dans la série schisto-gréseuse, vers le Sud (secteur d'Ashtian-Naragh et sous-zone de Haftad Qolleh) l'environnement sédimentaire a été plus ou moins sous l'influence de la mer. C'est pourquoi l'on rencontre des Lamellibranches marins, ou plus rarement des Ammonites. En outre, il n'y a aucune trace de couches charbonneuses dans ces parties-là. Il semble donc que le bassin sédimentaire du Jurassique inférieur ait eu une pente faible vers le Sud. Mais, sans doute, il y avait localement certaines irrégularités du fond de ce bassin. Comme nous l'avons déjà vu, les dépôts gréseux sont parfois l'équivalent latéral de couches carbonatées ou de calcaires récifaux. Ce qui est probablement en relation avec les diverses zones de la sédimentation de part et d'autre des récifs.

La prédominance de sédiments terrigènes à grain fin (shales) indique l'absence de reliefs importants sur les bords de ce bassin, et même les conglomérats à dragées de la région de Tafresh, démontrent un transport assez long si on en juge par la présence de galets de quartz blanc bien arrondis.

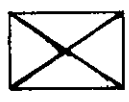
Au Jurassique moyen-supérieur, un régime marin franc succède au milieu paralique dans la majeure partie de l'Iran. Notre région a été aussi sous l'influence de ce nouveau régime. Comme nous l'avons vu, au Sud de la région les dépôts carbonatés succèdent à la série schisto-gréseuse. Si nous admettons un âge dogger supérieur (par comparaison avec la région de Golpaygan) pour la limite supérieure de la série schisto-gréseuse (unités 1 et 2), la mer et ses sédiments carbonatés ont atteint leur maximum de développement au cours du Jurassique supérieur, ce dont témoigne le Calcaire d'Issaabad .

Vers le Nord et dans la région de Tafresh, on ne trouve pas les assises du Jurassique moyen - supérieur. Peut-être pendant cette époque et surtout au Jurassique supérieur (d'après HAJIAN, 1970) cette partie a été émergée. De même, les sédiments du Jurassique moyen-supérieur sont absents dans les régions de Yazd, Naïn, Natanz et Kashan (AMIDI, 1975). Cela nous conduit à admettre une zone émergée NW-SE, au voisinage d'un bassin méridional. Dans ce cas, il faut que des mouvements tectoniques de type épigénique aient causé l'exondation des parties septentrionales. Ainsi, la pente initiale du bassin sédimentaire a-t-elle augmenté vers le Sud, provoquant des conditions favorables à l'envahissement par la mer. On a déjà signalé ce type de mouvements tectoniques intrajurassiques entre les dépôts marins (au sommet) et les assises terrigènes (à la base) du Jurassique, à l'Est de l'Iran (AGHANABATI, 1975), dans la chaîne de Binalud, et dans la région de Djam (ALAVI, 1971). Il ne faut pas non plus oublier la phase orogénique néo-cimmérienne à la fin du Jurassique, et son rôle dans l'érosion importante des sédiments plus anciens.

Zones	Iran central		Zone de
Etages	Sous-zone centrale	Sous-zone de Haftad Qolleh	Sanandaj – Sirjan
Jurassique moyen et supérieur	X	Calcaire d'Issaabad	X
	?	?	?
Jurassique inférieur	Formation de Shemshak	Formation de Shemshak	Formation de Shemshak



Dépôts



Lacune

Tableau 1 - Corrélation stratigraphique des séries du Jurassique dans la région étudiée.

tel-00509888, version 1 - 17-Aug-2010

D - CRETACE

1. LE CRETACE EN IRAN

Les mouvements épirogéniques qui ont débuté vers la fin du Jurassique ont provoqué une diminution progressive de la profondeur du bassin sédimentaire jurassique (formations détritiques ou évaporitiques); puis ils ont évolué en plissements à la fin du Jurassique - début du Crétacé (phase néo-cimmérienne). Ils ont été accompagnés par des phénomènes magmatiques et métamorphiques. C'est à la suite de cette phase orogénique, que le cycle sédimentaire crétacé commence par des dépôts détritiques rougeâtres, provoqués par une phase d'érosion tardive, et recouvrant en discordance les terrains plissés plus anciens de la majeure partie de l'Iran. Puis la mer du Crétacé inférieur va s'installer, mais pas partout à la fois. Les mouvements tectoniques de la phase autrichienne ou subhercynienne, provoquent l'émersion de certaines parties de l'Iran. Après cette régression, la mer revient pour couvrir certaines parties du territoire iranien. Cette période est donc caractérisée par de nombreux changements de faciès dont nous verrons quelques exemples ici.

. ALBORZ

Dans l'Alborz septentrional qui comprend la région au Nord-Ouest de Rasht à Gorgan, les sédiments du Crétacé inférieur (Néocomien) se sont déposés en continuité avec les sédiments jurassiques. Mais dans l'Alborz méridional, la Formation de Tiz Kuh (Aptien - Albien ?) recouvre en discordance la Formation de Lar. Les calcaires et les marnes du Crétacé supérieur (Sénonien d'après GANSSER, 1955), caractérisés par la présence de glauconite, recouvrent parfois en concordance les assises du Jurassique. En outre, localement, on trouve à la base des bancs conglomératiques, attribués au Turonien supérieur - Sénonien inférieur (DELLENBACH, 1964).

Pendant cette période l'activité magmatique s'est manifestée d'une part au Crétacé inférieur et d'autre part au Crétacé supérieur. Dans la partie centrale de l'Alborz septentrional, il y a des roches andésitiques, accompagnées de calcaires du Crétacé inférieur (NABAVI, 1976). Dans l'Alborz central, ALLENBACH (1966) et STEIGER (1966) ont signalé des roches basiques (diabases et mélaphyres) d'une puissance relativement importante. Elles se trouvent sur les gypses du Crétacé inférieur et sont partiellement très altérées. D'après ALLENBACH, la mise en place de ces roches basiques s'est faite en milieu continental. Les volcanites du Crétacé supérieur existent localement dans l'Alborz: ANNELLS et al. (1975) ont décrit dans le quadrangle de Rasht une séquence épaisse de laves basiques (à caractère tholéiitique) et d'agglomérats, appartenant au Sénonien.

. IRAN CENTRAL

Les conséquences de la phase néo-cimmérienne ont été importantes: il existe une discordance souvent angulaire à la base du Crétacé, qui commence par une succession détritique rougeâtre, et se poursuit par des sédiments marins. La transgression de la mer ne s'est pas produite partout à la même époque, si bien que les premiers niveaux fossilifères montrent des âges différents: néocomien (région de Biarjomand, d'après PARTOAZAR et NABAVI, 1977).

tel-00509888, version 1 - 17-Aug-2010

barrémien (région de Tafresh, d'après HAJIAN, 1970) ou aptien (majeure partie de l'Iran central). Les dépôts du Crétacé inférieur sont représentés par le Calcaire à Orbitolines, mais il existe un autre faciès de shales sombres dénommé Shales de Biabanak (HAGHIPOUR et PELISSIER, 1968). Au Crétacé supérieur, après une régression, la mer transgresse en discordance des assises plus anciennes. La nouvelle séquence débute parfois par des conglomérats de base et se poursuit par des calcaires et des marnes. Les sédiments de faciès profond (calcaires pélagiques, radiolarites, etc.) apparaissent vers la fin de cette période.

L'un des résultats de la phase néo-cimmérienne consiste en la mise en place de certains massifs plutoniques, comme le granite de Shir Kuh (Yazd), le granite de Shah-Kuh (Nord de Nehbandan), etc., ou de roches extrusives comme celles de la région de Naïn (AMIDI, 1975) et Aghda (andésites et tufs accompagnés de calcaires à Orbitolines).

Dans la même région, au cours du Crétacé supérieur, les roches volcaniques sont plutôt des rhyolites et des andésites. Vers la fin du Crétacé, on rencontre des spilites et des diabases ainsi que des ultrabasites, associées à des roches sédimentaires, constituant un mélange coloré d'origine tectonique.

. ZONE DE SANANDAJ-SIRJAN

Dans cette zone le Crétacé comporte des shales calcaires et des calcaires déformés et légèrement métamorphisés. Les roches magmatiques se manifestent sous la forme de massifs plutoniques (par exemple, le massif granitique d'Alvand; VALIZADEH, 1977) et de roches volcaniques comme celles qui se trouvent dans la région de Golpaygan à la base du Crétacé (liparites, spilites et tufs).

. ZAGROS et KOPET DAGH

Les sédiments marins du Crétacé inférieur reposent sur les dépôts détritiques rouges (dans le Kopet Dagh) ou évaporitiques (dans certaines parties du Zagros) du Jurassique supérieur. La sédimentation a été continue durant cette période, sauf en certaines parties du Zagros (Fars-Khuzestan), où il ya une lacune stratigraphique, correspondant souvent au Turonien - Coniacien.

2. REGION ETUDIEE (fig. 6)

La phase orogénique néo-cimmérienne dont nous avons vu brièvement les divers effets dans les principales zones de l'Iran a affecté également notre région. Elle a plissé les assises plus anciennes, puis une phase d'érosion active a aplani les reliefs dont les matériaux détritiques rougeâtres se sont déposés à la base du Crétacé. Ils recouvrent en discordance les assises plus anciennes, le plus souvent la série schisto-gréseuse jurassique. En général, vers le sommet, le caractère continental de ces dépôts détritiques diminue, et au contraire l'influence de la mer apparaît. Finalement, le régime marin a dominé dans la région. Mais, comme nous le verrons ci-dessous, les conditions marines ne se sont pas installées simultanément; de même elles n'y ont pas cessé en même temps.

2.1. Sous-zone de Haftad-Qolleh

Les sédiments du Crétacé ont une extension remarquable, surtout vers le Sud et l'Est de la sous-zone. Ce sont les calcaires crétacés qui, au point de vue morphologique, forment des reliefs à nombreux sommets, d'où le nom de Haftad Qolleh (Haftad = soixante dix et Qolleh = sommet). Les assises crétacées sont souvent subhorizontales. Mais des pendages entre 13° et 30° existent aussi. C'est uniquement vers les limites de la sous-zone (surtout à l'Est, au Nord de Nayneh) que les pendages augmentent brusquement. Ces calcaires recouvrent en discordance angulaire les assises plissées du Jurassique. En général, l'angle de discordance est de 10° à 15°. Mais il varie localement, et peut devenir fort comme dans le Kuh-e-Pahneh.

Les dépôts du Crétacé comportent deux unités principales:

- 1) Les assises de la base : essentiellement formées de matériaux détritiques et de teinte rougeâtre, elles se sont déposées dans un milieu continental;
- 2) les dépôts marins: comportent principalement des bancs de calcaires et de marnes, indiquant des faciès néritiques, et une mer relativement chaude;

Nous avons étudié plusieurs coupes stratigraphiques pour comparer les dépôts du Crétacé: par exemple celle du Kuh-e-Haftad Qolleh, du Kuh-e-Baraftab, du Kuh-e-Pahneh, du Kuh-e-Qar (près du village de Kahak) et au Nord-Ouest du Kuh-e-Qar. Dans toutes ces séries, les dépôts marins du Crétacé ne débutent qu'à l'Aptien et ne montent qu'au Cénomaniens. En outre, le passage du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur est continu, ce qui existe dans certaines parties de l'Iran central, par exemple dans la région d'Esfahan (STOCKLIN, 1968; EMAMI et al. 1971). Parmi ces séries nous en avons choisi deux plus complètes, qui se situent respectivement dans la partie centrale (série du Kuh-e-Haftad Qolleh) et à la limite de la sous-zone (la série de Kuh-e-Qar, près du village de Kahak). Ces deux séries nous permettent de faire une comparaison détaillée, à tous les points de vue .

2.1.1. Série de Haftad Qolleh (fig. 10)

Elle comprend les deux unités suivantes:

I- Unité inférieure: avec les couches de base du Crétacé inférieur, qui sont de bas en haut:

- I-1: 27,4 m de grès conglomératiques rouge foncé, en bancs moyen, à galets bien arrondis de quartz blanc et de grès quartzitique (grès jurassiques);
- I-2: 16,2 m de grès rouge foncé, à grain fin à moyen, et en bancs moyens;
- I-3: 40,8 m de conglomérats et grès conglomératiques rouge brunâtre, à galets plus gros (4-5 cm) et plus abondants vers le haut;
- I-4: 42,7 m de grès et grès quartzites;
- I-5: 12,9 m de dolomies quartzieuses, à grain fin, crème à jaunâtres, bien litées. Vers le haut ces assises passent aux calcaires dolomitiques jaunâtres à débris de fossiles.

Cette unité, d'une épaisseur de 140 m, n'a aucun fossile caractéristique.

II- Unité supérieure: avec les dépôts marins du Crétacé recouvrant en concordance l'unité précédente. En outre, comme nous l'avons vu, les niveaux supérieurs de l'unité (I) montrent une passée carbonatée et ils se transforment finalement en sédiments carbonatés à faune aptienne. Cette unité comporte de bas en haut les niveaux suivants:

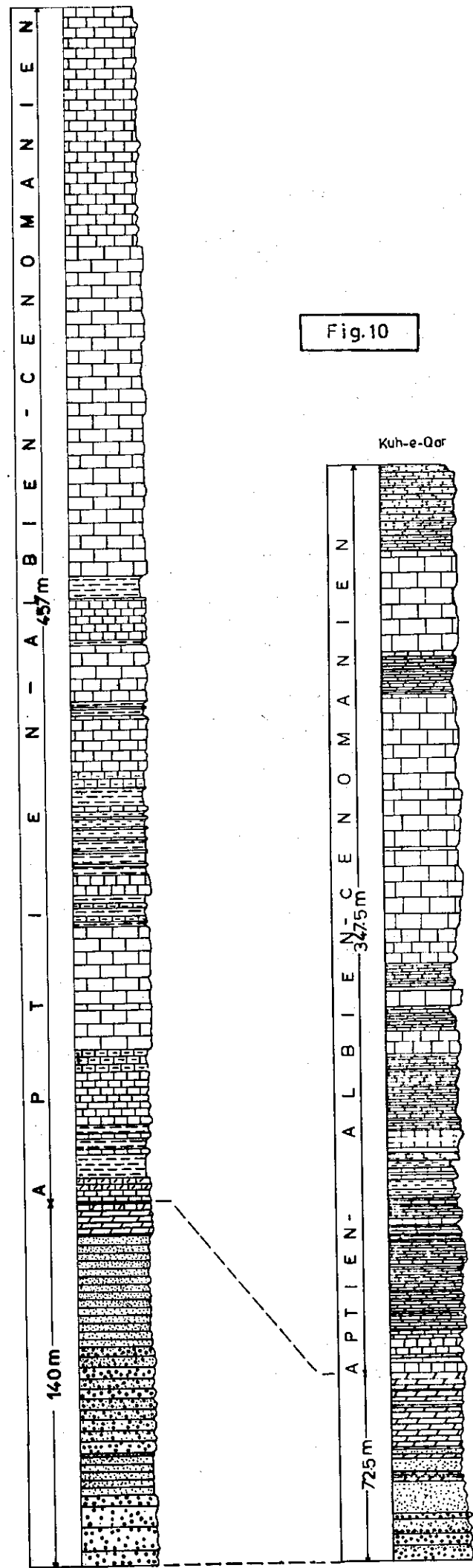


Fig.10

- II-1: 9,1 m de calcaire et calcaire dolomitique en bancs moyens à épais, plutôt dolomitiques vers le haut, comportant la faune suivante, qui indique l'Aptien:
éch. n°76-E-MR-153 (dét. par Mme KALANI, G.S.I.): Orbitolina sp., Nautiloculina sp., Nautiloculina oolithica, Coskinolinoides cf. texanus, Lithonella sp., Dictyoconus sp., Dictyoconus pachymarginalis, Pseudocyclammina cf. hedbergi, Textularia sp., Miliolidés, débris de coquilles, Cuneolina sp., radioles d'Echinides, fragments d'Algues.
- II-2: 20,6 m d'alternances de marnes crème (souvent recouvertes par les éboulis de calcaire) à Orbitolines, et de calcaires marneux riches en Orbitolines. Un banc de calcaire (éch. 76-E-ME-154) de ce niveau indique l'Aptien - (Albien ?). Il s'agit d'une biomicrite avec la faune suivante: Orbitolina sp., Crystellaria sp., Dictyoconus sp., Coskinolinoides sp., Cuneolina sp., Textularia sp., Miliolidés, Nodosaria sp., Cyclolina sp., Gastropodes, fragments et radioles d'Echinides.
- II-3: 14 m de calcaires gris à grain fin, bien lités, riches en Orbitolines;
- II-4: 14,5 m de calcaires gris foncé (biomicritique), sableux à la base, d'âge aptien - (Albien ?), d'après les fossiles suivants (éch. 76-E-ME-155): Nautiloculina oolithica sp., Crystellaria sp., Valvulammina, Pseudocyclammina sp.
- II-5: 47,1 m de calcaire gris en bancs épais à massifs, à grain fin, parfois pseudobréchique.
- II-6: 58,9 m de marnes et calcaires marneux, en alternances; dans les calcaires de la base, il y a la faune suivante qui indique l'Aptien - (Albien ?) - (éch. 76-E, ME-156 (dét. par Mme KALANI, G.S.I.): Orbitolina sp., Orbitolina discoïdea-conoïdes, Crystellaria sp., Gastropodes, Pseudocyclammina sp., Bryozoaires. Mme ARNAUD-VANNEAU (USMG) a déterminé dans le même niveau : Praeorbitolina cormyi Schroeder 1964, indiquant l'Aptien inférieur (Bédoulien).
- II-7: 48,3 m de calcaires gris à gris foncé, sableux à la base avec de rares intercalations de marnes. Ils comportent la faune suivante (éch. 76-E, MR-157, dét. par Mme KALANI, G.S.I.): Dictyoconus cf. arabicus, Dictyoconus pachymarginalis, Pseudotextularia sp., Cuneolina sp., Textularia sp. Miliolidé, radioles d'Echinides, fragments d'Algues. Ces fossiles appartiennent à l'Aptien - (Albien ?). Mme ARNAUD-VANNEAU a déterminé dans le même niveau la faune suivante: Orbigia drasensis Mangain and Jagannatha Rao, 1962. et Orbitolina discoïdea variété delicata Hanson, 1948. Cette association est intéressante surtout du point de vue de la paléogéographie; en effet, elle a été déjà rencontrée ensemble dans les formations du Crétacé inférieur du Qatar et de l'Inde (région de Jammu); ce qui indique une relation paléogéographique entre ces régions et la nôtre. L'âge est compris entre le Barrémien et l'Aptien mais, dans notre région, en raison de l'âge des niveaux inférieurs (Aptien), on peut l'attribuer à l'Aptien.
- II-8: 26,3 m de calcaires et marnes bien lités, contenant des Orbitolines, des Rudistes et des Lamellibranches.
- II-9: 12,6 m de calcaires gris, massifs, à grain fin, contenant des Lamellibranches, des Rudistes, des Coraux, etc. Les Orbitolines sont moins abondantes par rapport aux niveaux inférieurs. Un échantillon (76-E-ME-158) de la base révèle un âge crétacé inférieur par la faune suivante; Orbitolina sp., Coraux, Lithocodium agraggatum (dét. par Mme KALANI, G.S.I.).
- II-10: 91,5 m de calcaire, en bancs épais, avec des traces relativement abondantes de Lamellibranches, de Rudistes, de Gastropodes. Un échantillon de niveau terminal indique l'Aptien-Cénomaniens. Il s'agit d'une biomicrite avec les fossiles suivants: Miliolidés, Textularia sp., Orbitolina sp., radioles d'Echinides, fragments de Rudistes.

L'épaisseur totale de l'unité II atteint 457 m. Donc l'ensemble des dépôts crétacés a une puissance de 597 m ici. Quelques kilomètres vers le Nord-Est de la même zone, il y a divers changements, dont une diminution remarquable de l'épaisseur de l'unité détritique et même de l'unité marine. Cela est bien visible dans la coupe stratigraphique du Kuh-e-Qar.

2.1.2. Série du Kuh-e-Qar (fig. 10)

I - Unité inférieure: elle comprend les niveaux suivants de bas en haut:

- I-1: 18,5 m de conglomérats rougeâtres, à galets arrondis de quartz blanc avec quelques niveaux gréseux.
- I-2: 12,3 m de grès quartzitiques gris rougeâtre et compacts.
- I-3: 12,3 m de grès quartzitiques gris et de grès rougeâtres avec des intercalations de dolomies gréseuses crème brunâtre.
- I-4: 29,5 m de dolomies et dolomies gréseuses, crème brunâtre, en bancs moyens, avec des intercalations de calcaires dolomitiques et de calcaires détritiques (à débris noirs de coquilles).

Ces assises de la base atteignent une puissance de 72,5 m, au lieu de 140 m au Kuh-e-Haftad Qolleh. D'autre part, les dépôts détritiques sont moins développés ici, tandis que des assises carbonatées gréseuses des niveaux supérieurs sont relativement développées.

II - Unité supérieure: elle comporte de bas en haut:

- II-1: 16,2 m de calcaires gris à Orbitolines, avec des intercalations de calcaires marneux et de calcaires dolomitiques. Un échantillon (75-E, ME-123) de la base de ce niveau indique l'Aptien - (Cénomanién) par la faune suivante (dét. par HAMDI, G.S.I.): Nautiloculina sp., Pseudochrysalidina sp., Orbitolina sp., Haplophragmoïdes sp., Miliolidés, Textularia sp., Microgastropodes, fragments d'Echinides.
- II-2: 39,4 m de calcaires gris, en bancs épais à massifs, parfois pseudo-bréchiqes. Un échantillon de la partie inférieure (dét. par Mme ARNAUD-VANNEAU, USMG) indique un âge aptien inférieur (Bédoulien) avec Praeorbitolina cormyi, Schroeder, 1964, il y a aussi Charentia cuvillieri Neumann. qui révèle un âge compris entre le Barrémien et le Cénomanién.
- II-3: 11,7 m de calcaires marneux, un peu gréseux au sommet, bien lités riches en Orbitolines (éch. 75-E-MR, 125, dét. par Mme ARNAUD-VANNEAU) Orbitolina discoidea variété delicata, indiquant le Barrémien ou l'Aptien (en raison de l'âge des niveaux sous-jacents, l'Aptien est concevable).
- II-4: 23,5 m d'alternances de marnes et calcaires, contenant la faune suivante, (éch. 75-E-ME-126, dét. par HAMDI, G.S.I.): Orbitolina concava, Lenticulina sp., Orbitolina cf. conica, attribuable à l'Aptien-Cénomanién.
- II-5: 57 m de calcaires gris à grain fin, souvent en bancs épais à massifs, parfois pseudo-bréchiqes, avec des Orbitolines et des débris de coquilles (éch. 75-E-ME-127, dét. par HAMDI): Orbitolina sp., Orbitolina conica, Textularia sp., indiquant l'Albien-Cénomanién.
- II-6: 22 m de calcaires gréseux, grisâtres, en bancs épais.
- II-7: 104,4 m de calcaires gris, en bancs épais à massifs, à grain fin et avec des traces abondantes de Rudistes, mais pas beaucoup d'Orbitolines.
- II-8: 72,5 m de calcaires gris clair, marneux à la base, et parfois pseudo-bréchiqes, avec des traces abondantes de Rudistes. Un échantillon à la base de ce niveau montre la faune suivante (75-E-MR-128, dét. par HAMDI): Orbitolina sp., Textularia sp., Miliolidés, Valvulinidés, attribuables à l'Albien-Cénomanién. Dans le même niveau Mme ARNAUD-VANNEAU (USMG) a déterminé: Mayncina d'Orbigny (CUVILLER et SZAKALL, 1949), montrant le Cénomanién.

La puissance totale de l'Unité II atteint 347 m, ce qui est moins épais que celle du Kuh-e-Haftad Qolleh. Dans les deux séries, le passage entre le Crétacé inférieur (Aptien-Albien) et Supérieur (Cénomanién) est continu et sans changement important de faciès. Dans la sous-zone de Haftad Qolleh, les dépôts crétacés ne sont pas recouverts par des formations plus récentes (sauf les alluvions quaternaires) et leur partie supérieure est érodée. Malgré cela il ne semble pas que des sédiments plus récents que le Cénomanién se soient déposés. En effet, l'étude de plusieurs coupes dans cette sous-zone montre que l'âge le plus récent ne dépasse jamais le Cénomanién. De plus, les galets crétacés existant dans les conglomérats de la base du Tertiaire, dans le secteur voisin (aux environs de Khurhen), donnent le même âge.

2.2. Le Crétacé inférieur dans la sous-zone centrale

2.2.1. Secteur de Tafresh

Dans la région de Tafresh comme dans la sous-zone de Haftad Qolleh, les sédiments crétacés reposent en discordance sur la série schisto-gréseuse jurassique (Formation de Shemshak). Ici, le système crétacé comprend deux séries bien distinctes, qui appartiennent respectivement au Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur. D'après HAJIAN (1970), la transgression du Crétacé inférieur s'est produite entre le Barrémien inférieur (par exemple dans le Kuh-e-Kolaheh) et le Bédoulien (par exemple au Nord d'Ahu).

- Séquence du Kuh-e-Kolaheh : elle comprend deux unités, comme dans la sous-zone de Haftad Qolleh :

I - Unité inférieure (52 m)

- I-1: 2 m de conglomérats à galets arrondis, cimentés par un grès argileux; on y reconnaît des galets de grès-quartzites du Jurassique et de quartz blanc.
- I-2: 10 m de grès avec des éléments arrondis, de quartz blanc et de grès plus ancien.
- I-3: 15 m de grès quartziteux et dolomie gréseuse; le grès devient de plus en plus fin vers le haut.
- I-4: 12 m de calcaires dolomitiques gréseux, de dolomies et de calcaires, bien lités.
- I-5: 13 m d'alternances de dolomie et de calcaire un peu gréseux. La proportion de dolomie diminue vers le haut au profit du calcaire.

II - Unité supérieure

- II-1: 73 m de calcaires gris, bien lités, comportant encore une passée dolomitique à la base, et contenant la faune suivante: Miliolidés, Melathrokerion sp., Paleodictyoconus sp. et Salpingoporella sp. (Barrémien).
- II-2: 6 m de calcaires sableux, gris foncé, bien lités, à débris de coquilles.
- II-3: 18 m de calcaires gris foncé, organo-détritiques à débris de coquilles et avec les foraminifères suivants: Paleodictyoconus ?, Eygalerina sp., (Barrémien inférieur).
- II-4 : 11 m de calcaires, gris clair, à débris d'Exogyres et avec nodules de silex à la partie inférieure.
- II-5 : 64 m de calcaires biomicritiques, de couleur crème.
- II-6 : 9 m de calcaires biomicritiques et pseudo-oolithiques, avec la faune suivante: Paleodictyoconus sp., Eygalerina valserina, Orbitolinopsis sp., Nautiloculina sp., Miliolidés (Barrémien - Bédoulien inférieur).
- II-7 : 15 m de calcaires gréseux, à grain anguleux de quartz.
- II-8 : 17 m de calcaires sableux, noduleux, en bancs moyens. Ce niveau correspond à un changement important dans les conditions de sédimentation, survenant au Bédoulien inférieur.
- II-9 : 30 m de calcaires gris foncé, biomicritique, avec des nodules d'oxyde de fer à la base; avec Orbitolinidés, Praeorbitolina cf. wienandsi Schroeder (= Bédoulien).
- II-10 : 39 m de calcaires gris clair, peu cristallins, avec des débris de Lamellibranches et des Foraminifères du Gargasien (?).
- II-11 : 38 m de calcaires avec des foraminifères caractéristiques du Gargasien: Orbitolinidés, Valserina, Dictyoconus pachymarginalis, Schroeder, Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana.

La puissance totale de cette unité atteint 328 m et l'ensemble du Crétacé inférieur dans cette région a une épaisseur de 380 m, moindre que dans la sous-zone de Haftad Qolleh. En outre, dans la région de Tafresh, le Crétacé inférieur débute au Barrémien inférieur et se termine par les dépôts du Gargasien.

2.2.2. Secteur d'Ashtian-Naragh

Dans ce secteur, le Crétacé inférieur n'affleure que dans la région de Ravanj et au Nord d'Ashtian (région d'Ahu).

Dans la région de Ravanj, le contact avec la série schisto-gréseuse jurassique est souvent accidenté par de nombreuses failles, ce qui ne permet pas de suivre une séquence régulière. Malgré cela, dans la vallée située au Nord-Est du village de Ravanj, on voit l'unité de base du Crétacé inférieur reposer en discordance sur la série schisto-gréseuse jurassique. Elle comporte des conglomérats à galets arrondis (souvent de grès quartzitiques), des grès, des grès quartzitiques et des bancs dolomitiques jaunâtres. Ici, les quelques mètres d'épaisseur de l'unité basale sont recouverts par des calcaires gréseux, des calcaires marneux et des calcaires biomicritiques. L'étude paléontologique de la séquence calcaire indique l'Aptien pour la partie basale (éch. 76-E-351, dét. par Mme LESSANI, G.S.I.): Miliolidés, Textularidés, Gastropodes, Orbitolina sp., Nautiloculina oolithica, Algues, Cuneolina sp. Donc, la transgression marine s'est faite à l'Aptien dans cette région. L'échantillonnage des niveaux supérieurs montre aussi un âge aptien (éch. 76-E-352... etc.).

Mais les plus hauts niveaux restent incertains, car ils sont dérangés par des failles.

Dans la région d'Ashtian et au Nord d'Ahu (séquence du Nord d'Ahu), l'unité détritique basale est comparable à celle du Kuh-e-Kolaheh, mais l'unité marine ne débute qu'au Bédoulien. La séquence n'atteint pas le Gargasien; tandis que dans la région de Tafresh les sédiments du Gargasien existent au sommet. De plus, il n'y a aucun indice de régression marine dans la séquence du Nord d'Ahu. D'après HAJIAN (1970), cela serait dû à la transgression du Crétacé supérieur qui aurait tronqué la série et non à un retrait brutal de la mer avant le Gargasien.

2.3. Le Crétacé supérieur dans la sous-zone centrale

Les mouvements tectoniques ont été la cause d'une émergence importante vers la fin du Crétacé inférieur dans la sous-zone centrale. Cette régression correspond à la lacune de l'Albien (?) et du Cénomaniens dans toute la sous-zone. Par ailleurs, une nouvelle transgression de la mer, au Crétacé supérieur, recouvre les terres émergées et dépose une épaisseur importante (700 m environ) de sédiments à deux faciès principaux: l'unité inférieure à faciès calcaréo-sableux, de caractères détritiques, et transgressive (180 m environ); l'unité supérieure calcaréo-marneuse et marneuse, à faciès relativement profonds et avec faune pélagique (500 m environ).

2.3.1. Secteur de Tafresh

Dans ce secteur, la série du Crétacé supérieur affleure en différents points dont le Kuh-e-Kolaheh où elle est la plus complète. Là, l'unité inférieure comporte les niveaux suivants, de bas en haut:

- 1) 32 m de calcaires argilo-gréseux, en plaquettes, avec à la base 40 à 60 cm d'un conglomérat à galets arrondis; ce niveau comprend des grains de quartz subanguleux, accompagnés de glauconite.
- 2) 34 m de calcaires gréseux, gris foncé, bien lités, avec des Lamellibranches, des débris d'Orbitolinidés, d'Algues et de Bryozoaires. Dans ce niveau les grains de quartz sont anguleux et fins, et la glauconite est plus rare.
- 3) 36 m de calcaires gréseux, en plaquettes, argileux et légèrement glauconieux.
- 4) Enfin, 58 m de calcaire gréseux, bicolores, à petits grains de quartz et de glauconite, anguleux. Il y a aussi les fossiles suivants: *Exogyra columba*, *Inoceramus sp.*, qui indiquent le Turonien probable.

Ce niveau sert d'horizon repère dans toute la région de Tafresh.

L'unité inférieure passe en transition à l'unité supérieure qui comporte de bas en haut:

- 1) 11 m environ de calcaires marneux, un peu sableux et glauconieux; ce niveau transitionnel entre les deux unités constitue un repère lithologique, et renferme des Lamellibranches et des Foraminifères pélagiques comme: *Globotruncana cf. Pseudolinneiana* (Pessagno), *Gl. Canaliculina* (Reuss), *Gl. Marginata* (Reuss), *Archaeoglobigerina sp.*, qui indiquent le Turonien supérieur - Sénonien inférieur.
- 2) 18 m de calcaires marneux, qui passent aux marnes vers le haut. Ce niveau fournit les foraminifères suivants: *Globotruncana canaliculina* (Reuss), *Gl. Marginata* (Reuss), *Gl. cf. pseudolinneiana* (Pessagno) *Archaeoglobigerina gr. blowicretacea*, *Praeglobotruncana cf. indica* (Jacob et Sastry), *Heterohelix sp.*, indiquant le Coniacien probable. Il y a aussi des Echinides: *Micraster cf. decipiens* (Bayle) du Sénonien inférieur.
- 3) Marnes claires, avec de minces intercalations de calcaires marneux, avec Inocérames à la base. Ce niveau, comme au Nord d'Ahu, atteint localement une puissance de 500 m environ. La faune suivante s'y rencontre *Globotruncana coronata* Bolli, *Gl. Pseudolinneiana* (Pessagno), *Gl. marginata* (Reuss), *Gl. cf. canaliculina* (Reuss), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Heterohelix*, indiquant le Coniacien supérieur - Santonien.

2.3.2. Secteur d'Ashtian-Naragh

Au Nord d'Ashtian et aux environs du village d'Ahu, la séquence du Crétacé supérieur est transgressive mais sans discordance sur les calcaires du Bédoulien.

L'unité inférieure montre plus ou moins les mêmes caractères que dans le Kuh-e-Kolaheh. Le niveau conglomératique de la base est plus argileux et moins limonitique, contenant des dragées de quartz, et caractérisé par des structures entrecroisées. La glauconite existe aussi dans cette unité et le calcaire bicolore de la partie supérieure comporte des Lamellibranches, comme Exogyra columba, Inoceramus labiatus, Inoceramus concentrix et des Echinides, des Bryozoaires, des Algues et plus rarement des Foraminifères (Textularia, débris d'Orbitolinidés).

La séquence marno-calcaire de l'unité supérieure, peu gréseuse et peu glauconieuse à la base, contient des Foraminifères du Turonien supérieur-Sénonien: Globotruncana marginata (Reuss), Gl. pseudolinneiana (Pessagno) Gl. sp., Archaeoglobigerina gr. blowi-cretacea, Heterohelix sp. Enfin, les marnes du niveau supérieur ont fourni la faune suivante: Globotruncana coronata Bolli, Gl. augusticarinata Gandolfi, Gl. marginata (Reuss), Gl. pseudolinneiana (Pessagno), Archaeoglobigerina cretacea (d'Orb), Ar. blowi (Pessagno), Heterohelix sp., Cavelinella sp. Ces fossiles appartiennent au Coniacien (probablement) ou au Santonien inférieur.

En dehors de la région d'Ashtian, vers le Nord-Ouest (aux environs sud-est de Khenajin), on voit un faciès de couleur claire (verdâtre ou grisâtre) qui est recouvert en discordance angulaire par des volcanites éocènes. Cette séquence comporte des shales gréseux ou des shales calcaires, avec de minces intercalations calcaires et marneuses. Parfois des niveaux plus gréseux se trouvent dans cet ensemble. où l'on observe quelquefois des "drag folds". Les fossiles trouvés (Lamellibranches et Ammonites) ne sont pas bien conservés. Un échantillon (75-E-ME MR-62A) d'un calcaire argilo-gréseux a fourni: Globigerina sp., Bolivinitidés cf. Heterohelix. D'après HAMDI (G.S.I.), cette faune est attribuable au Crétacé (Albien-Crétacé supérieur). Dans le même niveau, Mme ARNAUD-VANNEAU (USMG) a attribué un échantillon, grâce au microfaciès, au Crétacé supérieur. On peut paralléliser peut-être cette séquence avec les parties inférieures de l'unité calcaréo-marneuse de la région d'Ashtian. Mais ici, le faciès est beaucoup plus grés-silteux. Une faune pélagique existe dans les deux endroits.

Vers le Sud-Est du secteur d'Ashtian-Naragh et dans la région de Ravanj, on n'observe pas de sédiments du Crétacé supérieur. Comme nous l'avons déjà signalé, cette région est une zone accidentée. Mais il ne semble pas que les sédiments du Crétacé supérieur soient supprimés par des failles dans toute cette région. La lacune peut être interprétée soit par une phase d'érosion tardive (antétertiaire), soit par une émergence.

Encore plus loin vers le Sud-Est (en dehors de notre région) dans la région de Soh (ZAHEDI, 1971), le Crétacé supérieur n'existe plus. Donc cette absence n'est pas locale.

2.4. Zone de Sanandaj-Sirjan

Dans cette zone, qui est limitée par la faille de Tabarneh (voir carte fig. 5), les dépôts du Crétacé ont une grande extension, et forment une série presque monotone d'épaisseur importante. A cause de la lacune de la base, de l'existence de nombreuses fractures, de déformations relativement intenses et de cette monotonie, nous ne pouvons pas suivre cette série avec certitude. De même, sa puissance exacte est difficile à fixer, mais on peut l'estimer à plus de 1 500 m. Cette série, du point de vue des faciès est complètement différente de l'Iran central, sauf dans la région de Biabanak (Est de l'Iran central) où une séquence analogue (shales de Biabanak),

d'une puissance de 3 000 m environ, a été déposée dans un graben (HAGHIPOUR, 1974). Les shales de Biabanak, par les fossiles fournis (surtout des Céphalopodes et des Foraminifères), sont attribués à l'Albien.

En outre, vers le Nord-Ouest de la zone de Sanandaj-Sirjan, une séquence schisteuse (shales de Sanandaj) est attribuée au Crétacé.

Dans notre région, cette séquence comporte en général des sédiments calcaréo-argileux ou silteux. Mais des niveaux gréseux existent aussi, surtout vers le sommet. Cette séquence a subi un dynamométamorphisme qui se manifeste par une schistosité et des systèmes de joints.

Avant notre étude, THIELE et al. (1968) ont attribué cette série, dans la région de Golpaygan, au Crétacé supérieur; dans la région de Hamadan, elle est attribuée simplement au Crétacé. Mais les fossiles que nous avons trouvés près du village de Tabarteh, prouvent qu'elle appartient au Crétacé inférieur. La partie basale de la série n'affleure pas dans notre région mais sur la feuille de Hamadan elle comprend une unité détritique de grès, de grès dolomitiques et de conglomérats, qui est peut-être l'équivalent de l'unité basale du Crétacé inférieur de l'Iran central; ces roches sont recouvertes par des calcaires marneux verdâtres et des calcaires gris. Vient ensuite une unité de calcaires dolomitiques crème-brunâtre, parfois gris, qui forme quelques petits affleurements isolés par des failles dans notre région. Ces bancs de calcaires dolomitiques ou de calcaire sont plus ou moins recristallisés avec parfois des traces déformées de Foraminifères crétacés (Orbitolines ?). La majeure partie de la série du Crétacé inférieur est formée d'une séquence schisteuse épaisse et monotone de nature calcaréo-péltique. Cette unité comporte des schistes et des calcschistes avec des intercalations de calcaires plus ou moins recristallisés, et parfois de calcaires dolomitiques (souvent aux niveaux inférieurs). Ces roches à grain fin sont grises à noires sur cassure fraîche, mais à patine crème-jaunâtre à grise. Cette séquence est recoupée localement par quelques petits massifs ou filons dioritiques et par des veines de quartz. Ces derniers ont parfois exercé une silicification sur les roches schisteuses voisines, favorisée par les joints et la schistosité. Cette unité est très pauvre en fossiles, mais on peut y observer de rares traces d'Ammonites ou de Bélemnites.

L'unité supérieure est plus ou moins analogue à l'unité précédente. Mais ici, les roches ont une tendance plutôt gréseuse ou silteuse. De plus, les bancs calcaires sont moins importants, mais des intercalations de calcaires silteux existent. Les fossiles sont plus abondants; nous avons trouvé à l'Est et au Sud du village de Tabarteh quelques Ammonites et Bélemnites dont une espèce d'Ammonite déterminée par K.S. EMAMI (G.S.I.): Acanthohoplites sp. qui indique un âge aptien terminal. Dans la même région (Tabarteh), la série du Crétacé inférieur de la zone de Sanandaj-Sirjan et la série schisto-gréseuse du Jurassique inférieur d'Iran central sont séparées par une zone écrasée et faillée (crushed zone).

Age de la série crétacée de la zone de Sanandaj-Sirjan

Comme nous l'avons vu, l'unité supérieure est d'âge aptien terminal. Il est donc normal que nous attribuions un âge aptien à la majeure partie des niveaux sous-jacents. La base détritique de cette série et une partie des calcaires sus-jacents n'affleurent pas dans notre région. Ces formations ont été attribuées au Crétacé moyen dans la région de Golpaygan (THIELE et al., 1968). Vers le Nord-Ouest, dans la région d'Avaj et dans la zone de Razan (BOLOURCHI, 1975) qui appartient à la zone de Sanandaj-Sirjan, les premiers sédiments

marins du Crétacé représentent l'Aptien. Ce sont des calcaires recristallisés et déformés. Aux niveaux supérieurs, il y a une séquence schisteuse, appartenant à l'Albien, qui a presque les mêmes caractères que ceux de l'unité supérieure de notre région. Pour ces raisons, nous pensons que l'ensemble crétacé de cette partie de la zone de Sanandaj-Sirjan correspond à l'Aptien et l'Albien.

3. PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSION (tab. 2)

Après la phase orogénique néo-cimmérienne, notre région ainsi que la majeure partie de l'Iran ont été émergées, puis les nouveaux reliefs ont subi une érosion tardive. Mais les effets de cette phase d'érosion et son intensité ne dépassent que très rarement le niveau des sédiments du Jurassique inférieur. C'est pourquoi les dépôts détritiques rougeâtres (unité basale) du Crétacé inférieur reposent souvent en discordance sur le substratum plissé du Jurassique inférieur (Formation de Shemshak). L'âge exact de l'unité basale du Crétacé inférieur n'est pas déterminable à cause de l'absence de fossiles. Mais il est évident que la phase d'érosion décrite ne s'est pas limitée à une courte période. Elle était active à partir du début du Crétacé jusqu'à la transgression de la mer du Crétacé inférieur, et elle a déposé ses produits détritiques (dérivés surtout des roches du Jurassique) dans un milieu continental ou côtier. Les différences existant dans la topographie ont causé non seulement des dépôts détritiques importants dans les dépressions et une sédimentation faible sur les pentes et les parties plus ou moins élevées, mais ce phénomène a été encore accentué par l'érosion. C'est pourquoi on trouve parfois des galets gréseux du même type que le ciment (par exemple dans la région de Golpaygan). Les différences de sédimentation à la base du Crétacé inférieur se reflètent sur l'épaisseur de ces dépôts qui varie de quelques mètres à 600 m environ (dans la région de Yazd). Dans notre région, comme nous l'avons vu, l'épaisseur de l'unité basale augmente progressivement vers le Sud, c'est-à-dire vers la sous-zone de Haftad Qolleh (de 15-52 m dans la région de Tafresh et Ashtian, à 140 m dans le Kuh-e-Haftad Qolleh); mais plus loin vers le Sud (région de Golpaygan) elle diminue, avec une épaisseur de 5 à 60 m. On peut donc imaginer qu'une pente initiale existait vers la sous-zone de Haftad Qolleh au cours du Crétacé, déterminant une dépression allongée NW-SE avec un maximum d'épaisseur des sédiments dans la région de Shanegh. L'étude lithologique de l'unité basale nous montre qu'après une période de sédimentation détritique, il y a eu vers le haut une tendance à la sédimentation carbonatée et détritique. Mais cette tendance n'a pas été égale partout. Tandis que dans la région de Tafresh près de la moitié des couches basales est formée de sédiments carbonatés et détritiques (25 m sur 52 m d'épaisseur totale), dans le Kuh-e-Haftad Qolleh il y a seulement 12 m de ce type de sédiment sur 140 m. Cela nous indique naturellement que l'influence de la mer s'est manifestée plus tôt dans la région de Tafresh. Mais dans la région de Hafatd Qolleh la sédimentation détritique s'est poursuivie.

Finalement, l'envahissement par la mer commence au Barrémien et recouvre la région de Tafresh, caractérisée par un milieu néritique et une subsidence faible. Mais le secteur d'Ashtian-Naragh et, plus au Sud, la sous-zone de Hafatd Qolleh et la zone de Sanandaj-Sirjan, ont été émergées à cette époque-là; des mouvements tectoniques verticaux ont été sans doute responsables de ces événements. En outre, la région de Tafresh a été limitée vers le Nord et à l'Ouest par la zone émergée de Razan dans la région d'Avaj (BOLOURCHI, 1975) et sa suite orientale (zone de Saman, CAILLAT et al. 1978). C'était donc du côté de l'Est et du Nord-Est qu'une relation existait probablement, au cours du Barrémien, entre le secteur de Tafresh, la région de Saveh (sous-zone sud, CAILLAT et al. 1978), la région d'Avaj

(zone d'Ab-e-Garm, BOLOURCHI, 1975), et certaines parties de l'Iran central (par exemple, la région de Biarjomand, NABAVI et al., 1977). La situation paléogéographique décrite dans la région de Tafresh nous conduit à envisager l'existence d'un bras de mer bordé par des zones émergées au Sud, à l'Ouest et au Nord-Ouest, sorte de golfe local. Cet entourage de zones émergées se reflète dans la sédimentation au cours du Barrémien: des dépôts à passées sableuses et à silex existent dans cette région, de même que dans la zone d'Ab-e-Garm (BOLOURCHI, 1975) des sédiments terrigènes (grès et conglomérats) nous rappellent aussi l'influence des continents voisins.

A l'Aptien un événement très important intervient en Iran et surtout dans l'Iran central: il s'y produit une transgression marine généralisée sur les terres émergées, tandis que là où la mer existait depuis le Barrémien (région de Tafresh, par exemple) on note un changement de sédimentation se traduisant par les dépôts sableux du début du Bédoulien.

A cette époque, le rôle des mouvements tectoniques a été important. En Iran central une mer néritique, relativement chaude et à subsidence faible a dominé; mais dans la zone de Sanandaj-Sirjan, après des conditions sédimentologiques similaires dans les niveaux inférieurs, une séquence de nature calcaréo-pélimitique d'épaisseur très importante s'est déposée, ce qui nous indique une subsidence active dans ce bassin-là. Les sédiments de nature fine (calcaréo-pélimitique), riches en cristaux de pyrite, montrent un dépôt dans des eaux calmes, en milieu mal aéré, et relativement éloigné du rivage. Ce faciès différent de celui de l'Iran central, ainsi qu'une limite nette mais accidentée entre les deux zones, nous a conduit à penser que la séquence calcaréo-pélimitique s'est déposée dans un bassin subsident, bordé tectoniquement par la mer épicontinentale de la zone d'Iran central.

Au Bédoulien et au Gargasien, la sédimentation marine s'est poursuivie, mais les dépôts post-gargasien sont absents. Cette lacune n'est pas locale, car dans la zone d'Ab-e-Garm BOLOURCHI (1975) a signalé aussi des mouvements épirogéniques à partir de l'Albien. Vers le Sud de notre région, c'est-à-dire dans la sous-zone de Haftad Qolleh et la zone de Sanandaj-Sirjan, le régime reste encore marin pendant l'Albien. Mais les mouvements épirogéniques dans les régions voisines se reflètent par l'augmentation de matériaux sableux et silteux dans les sédiments. A la fin de l'Albien, la mer quitte probablement cette partie de la zone de Sanandaj-Sirjan, car il n'y a aucune trace de fossiles post-albiens dans la série schisteuse de notre région et même dans la zone de Razan (BOLOURCHI, 1975). La phase autrichienne semble être responsable de cette émergence.

Dans la sous-zone de Haftad Qolleh, la mer est encore présente au Cénomaniens avec passage continu au Crétacé supérieur. En outre, cette sous-zone était alors limitée par des territoires émergés au Nord, à l'Ouest et au Sud-Ouest, tandis qu'au Sud-Est la communication est restée libre. Cette situation paléogéographique se retrouve dans la région d'Esfahan (au Sud-Est de notre région) où une continuité de sédimentation entre l'Eocène et le Cénomaniens a été décrite par EMAMI et al. (1971).

Après le Cénomaniens, la mer quitte la sous-zone de Haftad Qolleh au profit de régions plus septentrionales (secteurs de Tafresh, Ashtian, etc.). Cet événement est très important car à partir de cette époque la sous-zone de Haftad Qolleh va rester émergée, telle un horst, sans traces de sédiments néocènes (sauf au Cénomaniens) et même tertiaires. Les dépôts du Crétacé supérieur sont aussi inconnus dans notre partie de la zone de Sanandaj-Sirjan et même dans la zone de Razan.

Zones Etages	Iran central			Zone de Sanandaj-Sirjan
	Sous-zone centrale		Sous-zone de Haftad Qoleh	
	Secteur de Tafresh	Secteur d' Ashtian-Naragh		
Maestrichtien	?	?		
Campanien				
Turonien				
Cénomaniien				
Albien				
Aptien				
Barrémien		U.b.	U.b.	U.b.
Post Jurassique	U.b.			



Lacune



Discordance



Dépôts

U.b. : unité basale (conglomérats, grès, etc.)

Tableau 2 - Corrélation stratigraphique des séries du Crétacé dans la région étudiée

Au Turonien (et probablement dès la fin du Cénomanién) la mer revient pour recouvrir en discordance le territoire d'Ashtian et de Tafresh. Cette mer va demeurer au moins jusqu'au Campanien, car les sédiments du Maestrichtien sont absents, soit à cause d'une régression, soit à cause d'une phase d'érosion anté-tertiaire. Les sédiments du Crétacé supérieur témoignent d'abord d'une mer littorale, peu profonde et agitée, à laquelle succède une mer plus profonde, caractérisée par des sédiments à faune pélagique.

E - PALEOCENE ET EOCENE

A la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, un événement tectonique important provoque l'arrêt de la sédimentation dans la majeure partie de l'Iran. Il s'agit de la phase orogénique laramienne, responsable de plissements, de l'émergence de vastes régions, d'une profonde érosion, parfois d'un métamorphisme léger et surtout d'une activité magmatique intense qui n'a pas d'équivalent antérieur en Iran. Les dépôts du Tertiaire reposent en discordance sur les formations plus anciennes. Mais la transgression de la mer n'a pas été simultanée sur le territoire iranien, tandis que dans certains bassins la sédimentation a poursuivi celle du Crétacé supérieur. La base du Tertiaire commence donc souvent par une série détritique dont l'âge varie du Paléocène à l'Eocène.

1. LE PALEOCENE ET L'EOCENE EN IRAN

. ALBORZ

Il y a une grande différence entre le versant nord (Alborz septentrional) et le versant sud (Alborz méridional). En effet, après la phase laramienne, le versant nord a été émergé et n'est recouvert ni par les dépôts sédimentaires, ni même par les volcanites. Mais dans le versant sud et vers l'Azerbaïdjan, une séquence épaisse d'origine volcanique et sédimentaire s'est formée pendant cette époque. Ici, la base du Tertiaire est représentée par une séquence épaisse (1 500 m) et rouge de conglomérats polygéniques, de grès, de marnes gréseuses et parfois de coulées andésitiques intercalées; elle est dénommée Formation de Fajan et attribuée au Paléocène-Eocène moyen. Elle est surmontée en concordance par les calcaires nummulitiques, avec des assises évaporitiques (gypses et marnes gypsifères) dans la partie inférieure. Ces calcaires sont attribués au Paléocène-Eocène et sont appelés Formation de Ziarat .

Une grande partie de la série éocène appartient à la Formation de Karaj (DEDUAL, 1967), qui de bas en haut, comporte les niveaux suivants:

- le niveau inférieur (1 055 m) qui comprend des shales grisâtres avec des intercalations de tufs acides et une coulée de porphyrite à augite (20 m) près de la base;

- le niveau moyen (1 177 m), formé essentiellement de tufs verts;
- les shales calcaires d'Astara (ou Assara, NABAVI, 1976) (167 m);
- le niveau supérieur (917 m), constitué de tufs verts avec des intercalations de shales et de grès tuffitiques;
- les shales calcaires et les marnes de Kandavan, dont la position stratigraphique est incertaine..

Cette formation de Karadj, d'épaisseur très importante (3 320 m), repose sur les formations tertiaires décrites auparavant, mais parfois elle recouvre directement en discordance les séries plus anciennes. Elle a été décrite pour première fois par TIETZE, en 1877, sous le nom de Grüne Schichten, qu'il attribuait au Trias. Ensuite d'autres noms comme couches vertes (RIVIERE, 1934; SCHRODER, 1945; VATAN et al., 1962; DELLENBACH, 1964), volcanic Eocène (carte géologique de l'Iran, 1959), et encore Green Beds, Green Series et Green Tuffs ont été utilisés par divers auteurs.

A l'Eocène supérieur, une séquence caractérisée par des dépôts lagunaires et récifaux, repose localement sur la Formation de Karaj. Elle est dénommée Formation de Kond. Elle comporte essentiellement des calcaires récifaux, des gypses et des marnes qui sont peut-être l'équivalent des shales de Kandavan.

. IRAN CENTRAL

Dans les parties orientales de l'Iran existe une série détritique dénommée Conglomérat de Kerman (HUCKRIEDE et al., 1962), et attribuée au Crétacé supérieur - Eocène inférieur. Mais la base du Tertiaire est encore plus récente dans certaines régions comme celle de Natanz-Naïn-Surk (AMIDI, 1975), où elle commence au Lutétien supérieur. Il s'agit d'une grande épaisseur (parfois plus de 3 000 m), de laves, de tufs et de sédiments. Les laves ont des compositions variables (acide à basique) et les tufs, ainsi que les sédiments, sont parfois comparables avec ceux de l'Alborz.

. ZAGROS

La sédimentation schisto-marneuse (Formation du Gurpi) du Crétacé supérieur se poursuit au Paléocène (dans le Lorestan). Cette séquence est recouverte par les marnes et les calcaires marneux de la Formation de Pabdeh, qui vers le Khuzestan et le Fars passent latéralement au calcaire nummulitique (Formation de Jahrom).

. KOPET DAGH

Un faciès détritique rougeâtre (Formation de Pesteleigh) se trouve au-dessus des dépôts du Maestrichtien. Ensuite, les calcaires de l'Eocène inférieur (Formation de Chehel Kaman) et les shales de la Formation de Khangiran se sont déposés.

. MAKHRAN

Dans cette région, l'Eocène est représenté par un faciès flysch et ne comporte pas de roches volcaniques.

NEHBANDAN-KHASH

Un faciès flysch d'épaisseur importante s'est déposé au cours du Crétacé supérieur, et s'est poursuivi jusqu'à la fin de l'Eocène; il comporte parfois des roches volcaniques.

2. REGION ETUDIEE (fig. 11)

Une grande partie des formations tertiaires appartient à l'Eocène et forme souvent des reliefs de direction générale NW-SE. Cette direction correspond à une zone volcanique qui, au Nord-Ouest, passe par l'Azerbaïdjan puis, au-delà de l'Iran, par l'Anatolie et le Petit Caucase et qui, vers le Sud-Est de l'Iran, s'étend jusqu'à la région de Bazman.

Dans notre région, les dépôts du Tertiaire ne débutent qu'à l'Eocène inférieur et nous n'avons aucune trace de dépôts paléocènes. En effet, après la phase orogénique laramienne, cette région a été émergée et la mer revient à l'Eocène inférieur pour recouvrir en discordance le substratum plissé du Mésozoïque. Elle va rester pendant l'Eocène, déposant une épaisse séquence de sédiments, avec des tufs et des laves, atteignant une puissance de plus de 3 000 mètres. En général, cette importante séquence comporte trois ensembles à caractère continental-littoral séparés par deux ensembles verts franchement marins. Ces subdivisions sont un reflet des mouvements tectoniques de l'Eocène, mouvements qui ont un rôle important non seulement dans la paléogéographie, mais aussi dans l'activité magmatique. Dans la région étudiée, la série éocène de la région de Tafresh a des caractères exceptionnels: d'une part, elle atteint son maximum d'épaisseur, car elle comprend toutes les séquences éocènes, d'autre part elle comporte huit horizons à Nummulites (HAJIAN, 1970) ce qui permet de déterminer l'âge précis des formations volcaniques. Dans les autres parties de notre région, la série éocène n'affleure pas parfaitement, et les horizons à Nummulites sont moins fréquents. C'est pourquoi, nous avons essayé d'établir les corrélations entre l'ensemble éocène de Tafresh et celui des autres parties, au moyen des résultats paléontologiques et des comparaisons lithostratigraphiques. Dans la région de Tafresh, la série éocène comporte six lithozones (HAJIAN, 1970) qui, en résumé, montrent les caractères suivants:

- (E₁). Nous l'appelons unité basale. Elle est constituée de sédiments détritiques rougeâtres (80 à 300 m). L'horizon à Nummulites de la partie supérieure indique un âge yprésien ou le passage entre l'Yprésien et le Lutétien. Donc l'âge yprésien semble être acceptable pour les niveaux inférieurs.
- (E₂). Nous la décrivons sous le terme d'unité volcanique inférieure (300 à 700 m). Elle comporte essentiellement des volcanites à caractère continental et sous-marin. L'âge lutétien inférieur de cette unité est fixé, grâce à deux niveaux de Nummulites qui se trouvent à la base et au sommet.
- (E₃). Nous l'appelons série verte (ou couches vertes) inférieure (300 à 1 000 m). Elle est constituée essentiellement de tufs à composition acide et de roches sédimentaires de teinte verte. Elle comporte, à son sommet, des calcaires à Nummulites, indiquant la partie inférieure du Lutétien supérieur.
- (E₄). Nous l'appelons unité rouge moyenne (80 à 450 m). Elle comporte des volcanites et des sédiments (souvent tuffitiques). L'âge lutétien supérieur franc de cette unité est fixé par des niveaux fossilifères.

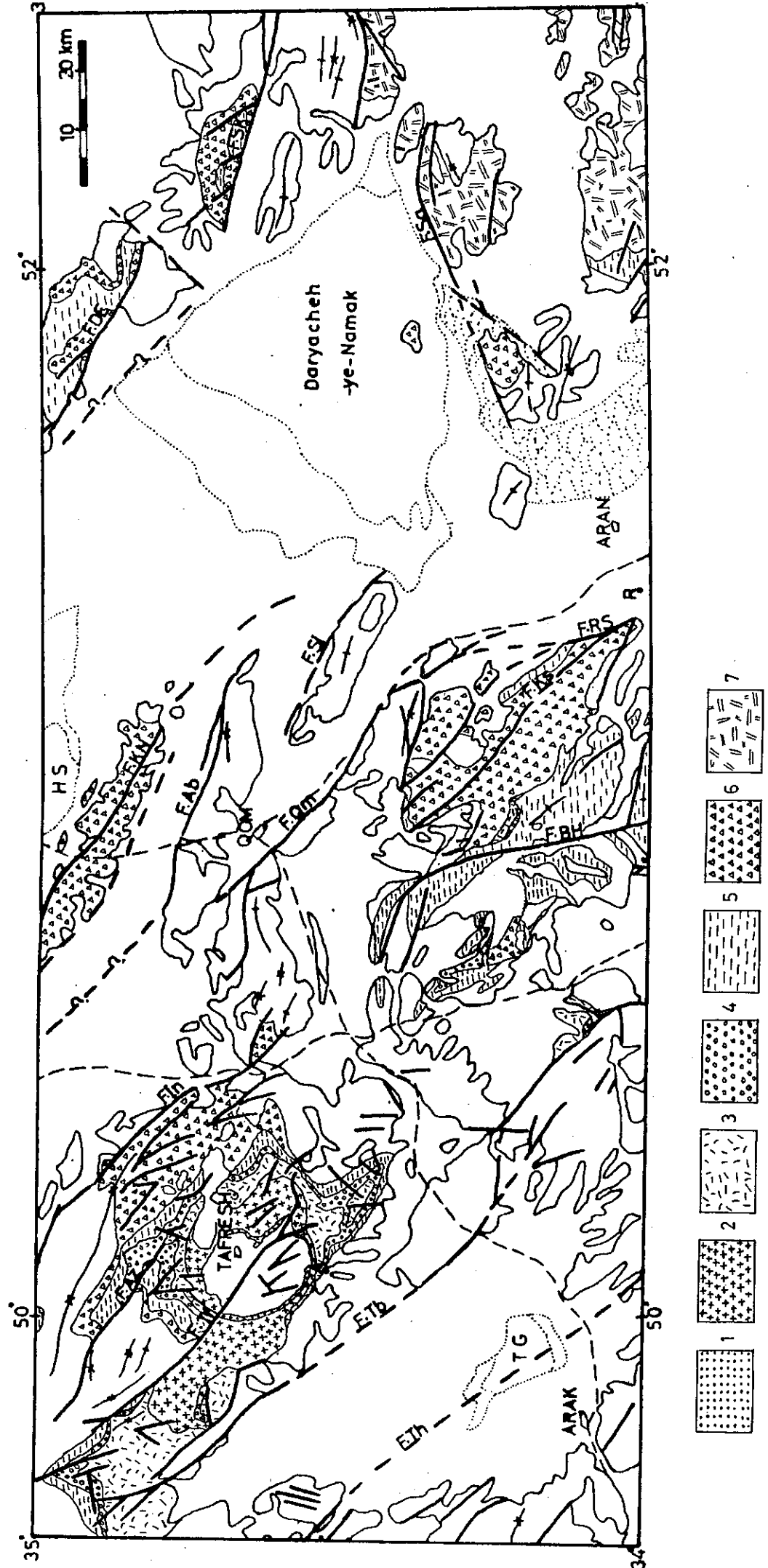


Fig. 11 - Répartition des dépôts de l'Eocène
 1) Unité basale (E₁); 2) Unité volcanique inférieure (E₂); 3) Série verte inférieure (E₃); 4) Unité rouge moyenne (E₄);
 5) Série verte supérieure (E₅); 6) Unité volcanique supérieure (E₆); 7) Eocène indifférencié.

- (E₅). Nous la dénomons série verte (ou couches vertes) supérieure (400 à 500 m); comme la série verte inférieure, elle est formée de tufs acides, de roches sédimentaires et parfois de rhyolites. Les niveaux fossilifères de la partie supérieure de cette unité indiquent le Lutétien terminal.

- Enfin (E₆). Nous l'appelons unité volcanique supérieure. Elle est constituée essentiellement de laves de compositions variées, de pyroclastites de compositions et de structures diverses, avec des intercalations de dépôts sédimentaires parmi lesquels des couches gypseuses. La puissance de cette unité atteint plus de 1 000 m et appartient à l'Eocène supérieur.

2.1. L'unité basale (E₁)

2.1.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

Vers le Sud-Est du secteur, aux environs des villages de Khurhen et d'Hajiabad, on rencontre la base détritique rouge de l'Eocène. Les niveaux inférieurs de cette unité sont malheureusement recouverts par des alluvions quaternaires. Ici, les premiers bancs rouges sont formés de grès de grain moyen à grossier, de grès conglomératiques et de grès calcaires à glauconite. Ils sont recouverts par des calcaires sableux rouge, contenant la faune suivante (éch. 76-E-326, dét. Mme LESSANI, G.S.I.): Nummulites globulus, Nummulites gr. granifer, Assilina sp., indiquant un âge éocène inférieur.

Ensuite, il y a une partie massive, formée de calcaires gréseux détritiques, avec des grès et des conglomérats à ciment calcaire. Dans ces derniers, on trouve des galets composés surtout de calcaires crétacés à Orbitolines ou à Rudistes, ainsi que de grès ou de shales du Jurassique. Ces galets semblent provenir de la sous-zone de Haftad Qolleh, en particulier les galets de calcaires crétacés qui donnent des résultats paléontologiques analogues.

Finalement l'unité basale se termine par un calcaire gréseux rouge avec la faune suivante qui indique un âge compris entre l'Eocène inférieur et l'Eocène moyen. (éch. 76-E-327, dét. Mme LESSANI, G.S.I.): Nummulites globulus, Assilina sp., Nummulites sp., Discocyclina sp., Bryozoaires, Globigerina sp., Miscellanea sp., Ditrupe.

Vers le Nord-Ouest de ce secteur et dans le Nord d'Ashtian (régions d'Ahu, de Garakan et de Chal), les termes inférieurs commencent par des bancs de conglomérats et de grès rouges. Viennent ensuite des marnes sableuses rouges, des marnes grises, des marnes peu sableuses à radioles d'Oursins et à Foraminifères, des marnes finement gréseuses gris clair avec des fragments d'Huîtres et des Foraminifères recristallisés, une alternance de grès calcareux compacts et de marnes, enfin des marnes sableuses rougeâtres avec des intercalations de calcaires bioclastiques et sableux à Nummulites. HAJIAN (1970) a trouvé dans ce dernier niveau la faune suivante: Nummulites globulus Leym, Nummulites guettardi d'Arch., Nummulites cf. araticus Leym, Nummulites cf. poneli Ficheur, Nummulites cf. eucasi d'Arch., Assilina pustulosa (A et B) Doncieux, Assilina cf. pustulosa Doncieux. Cette faune indique un âge compris entre l'Yprésien (?) et la limite inférieure du Lutétien. Les niveaux inférieurs peuvent donc être attribués à l'Yprésien ou tout au moins à la partie supérieure de l'Eocène inférieur.

2.1.2. Secteur de Tafresh

Dans ce secteur, l'unité basale est comparable à celle du secteur d'Ashtian-Naragh. Mais ici, en

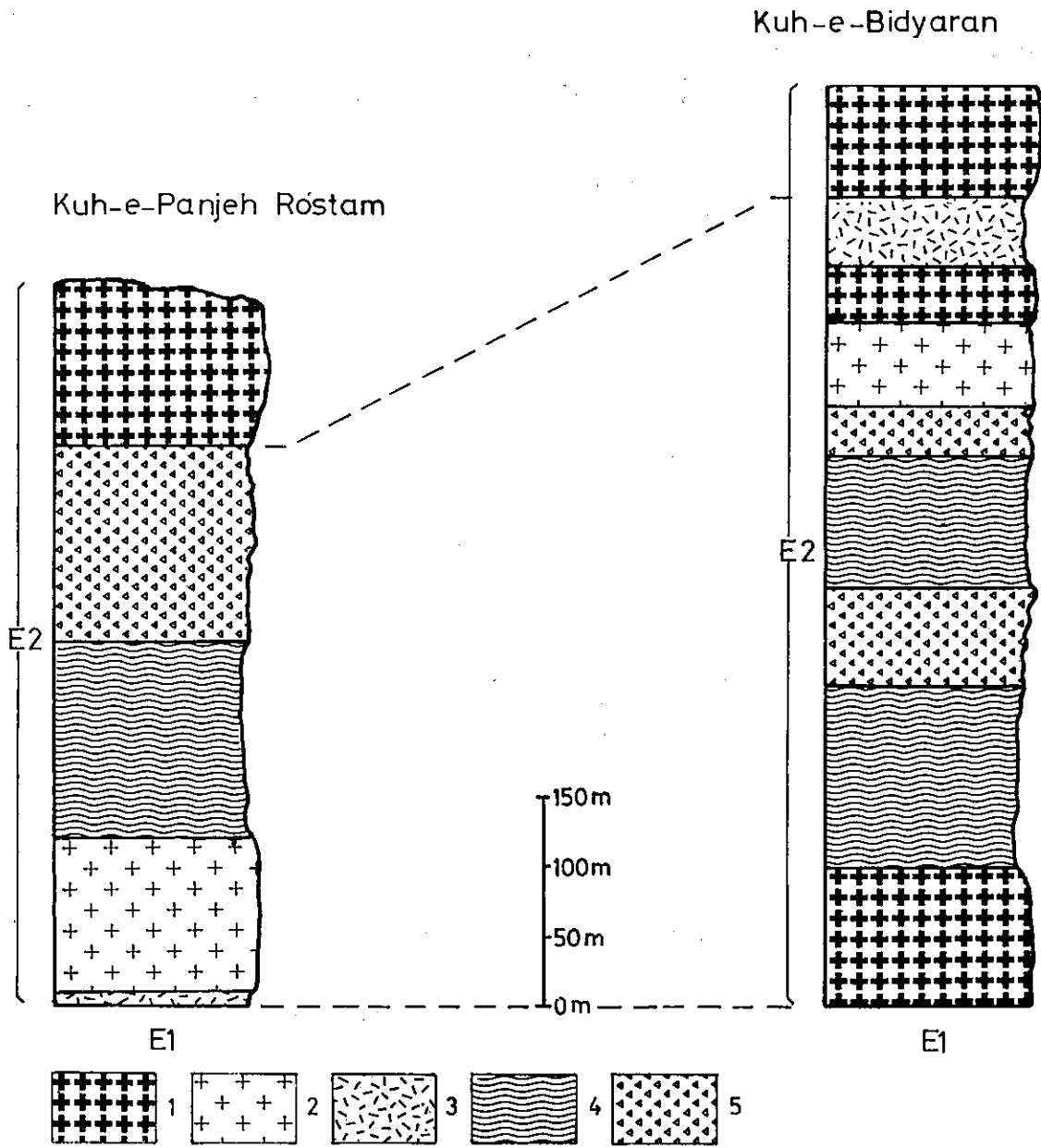


Fig. 12 - Séquence de l'unité volcanique inférieure (E₂)

1) Laves basiques à intermédiaires; 2) Laves acides; 3) Tufs rhyolitiques; 4) Ignimbrites, rhyolites et tufs rhyolitiques; 5) Tufs bréchiques.

général, les niveaux conglomératiques et gréseux inférieurs sont beaucoup moins développés, surtout par rapport à la région de Garakan-Ahu. Il faut noter que dans ce secteur les conglomérats de la partie inférieure contiennent des galets de calcaires gréseux et glauconieux du Crétacé supérieur, ainsi que des galets (moins abondants) de grès quartziteux et de grès calcaires du Jurassique. Par contre, il n'y a aucun galet de calcaire du Trias ou de roches d'origine volcanique.

2.2. L'unité volcanique inférieure (E₂) (fig. 12)

Cette unité correspond en effet à la première manifestation volcanique dans l'histoire géologique de notre région. L'étude paléontologique de l'unité basale nous a montré que sa limite supérieure appartient au passage de l'Yprésien au Lutétien, ou tout au moins à la limite inférieure du Lutétien. L'activité magmatique dans notre région commence donc après cette époque-là et, fort heureusement, comme nous le verrons ci-dessous, l'existence de fossiles dans les niveaux supérieurs indique un âge lutétien inférieur pour les assises sédimentaires interstratifiées dans les volcanites. Les roches volcaniques présentent des chimismes divers (du pôle acide au pôle basique-intermédiaire), mais la distribution de ces faciès n'est pas tout à fait uniforme dans tous les secteurs. Ces volcanites ont été émises en milieu continental ou marin peu profond et témoignent d'activités effusives et explosives.

2.2.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

Aux environs de Khurhen-Hajiabad, au-dessus de la base détritique rouge de l'Eocène, l'unité volcanique inférieure se distingue, par sa couleur sombre, des couches vertes sus-jacentes (E₃). Elle a une puissance de 350 m environ, et repose en concordance sur l'unité basale. Ici, le premier produit volcanique consiste en ignimbrites rouge brunâtre, à composition rhyodacitique à rhyolitique. Vient suite une séquence pyroclastique à composition acide (souvent rhyolitique) qui s'est déposée en milieu subaquatique et/ou subaérien. Elle comporte de bas en haut, les termes suivants:

- Tuf à lapilli, de teinte verte, altéré, à composition acide, contenant de petits fragments anguleux de roches rhyolitiques ou rhyodacitiques;
- un niveau de quelques mètres de shales-siltites tuffitiques;
- tuf bréchiq ue à éléments grossiers (parfois jusqu'aux blocs), de teinte verte, à fragments ignimbricitiques et rhyolitiques;
- tuf acide, de couleur vert-grisâtre à blanchâtre, et à grain fin;
- tuf rhyolitique gris-rosâtre, contenant des fragments ignimbricitiques et des ponces rhyolitiques;
- tuf rhyolitique altéré, à patine rouge brunâtre.

Dans cette région, l'unité volcanique inférieure se termine par quelques dizaines de mètres de coulées andésitiques (à tendance basaltique) de couleur sombre et à structure aphanitique.

Vers le Nord-Ouest, et aux environs d'Ashtian (au Sud du village de Chal, Kuh-e-Panjeh Rostam, etc.), les volcanites de l'unité (E₂) ont une puissance de 500 m environ, on observe de bas en haut (fig. 12):

- 10 m de tufs avec un banc de lave (dacitoïde) à la base;
- 110 m de laves acides (dacitoïdes);
- 140 m d'ignimbrites;
- et 250 m environ de tufs rhyolitiques et de brèches.

Au sommet on a des laves, souvent andésitiques de teinte sombre.

Dans la même région, au Sud de Vasheghan, on voit simplement deux types de roches de cette unité: à la partie inférieure, des coulées rhyolitiques de teinte gris clair à verdâtre et riches en cristaux de quartz; en haut des coulées sombres à structure aphanitique et de composition dacitique (à tendance andésitique).

Encore plus au Nord-Ouest (région d'Ortegole-Chaghar), les volcanites de l'unité (E₂) montrent des caractères comparables à celles d'Ashtian. Ici, les volcanites du Lutétien inférieur sont représentées d'abord par des tufs rhyolitiques stratifiés et des coulées de même composition, ainsi que par des nappes ignimbritiques gris-rougâtre et des niveaux bréchiques. Elles sont surmontées par des laves andésitiques sombres, qui sont bien développées au Sud de Fark. La séquence acide englobe aussi des roches filoniennes; elles sont surtout fréquentes vers l'accident ou la faille de Tafresh, et ont une composition basique: il s'agit de diabases, altérées, de couleur gris-vert. En général, la mise en place s'est faite en milieu plutôt continental, plus rarement littoral. De plus, les matériaux volcaniques acides (rhyolitiques-dacitiques) sont dominants dans ce secteur. Le volcanisme de l'Eocène débute donc par un magma acide émis en grande quantité engendrant quelques centaines de mètres de volcanites acides, grâce à des phases effusives prédominantes. Les niveaux sédimentaires sont moins importants: en particulier les horizons à Nummulites (qui existent dans le secteur de Tafresh) sont ici absents.

2.2.2. Secteur de Tafresh

Dans ce secteur, la puissance de l'unité volcanique inférieure (E₂) dépasse parfois 700 m. La séquence débute soit avec des coulées basiques, parfois à tendance intermédiaire, soit avec des hyaloclastites de même composition. Les nombreux dykes et sills intrusifs dans le substratum ont les mêmes compositions minéralogiques et chimiques; il s'agit donc très probablement des dykes d'alimentation de cette phase éruptive.*

Nord de Tafresh (Kuh-e-Bidyaran) (fig. 12)

Dans ce secteur, il y a d'abord de nombreux dykes d'alimentation et des sills qui se mettent en place à différents niveaux dans les couches marneuses du Crétacé supérieur et dans l'unité basale de l'Eocène (E₁). Ils ont parfois métamorphosé légèrement les roches sédimentaires voisines. Ces dykes d'alimentation correspondent avec les coulées basiques de la base des volcanites du Lutétien inférieur. La roche, de composition basique (diabasique), est verdâtre ou grisâtre, altérée et à structure souvent porphyrique. La puissance des sills et des dykes varie du mètre à la dizaine de mètres. Les coulées basiques de la base sont aussi porphyriques, mais à pâte vitreuse, avec des vésicules remplies de minéraux secondaires (calcite, chlorite et parfois zéolite). Puis il y a des laves sombres (gris-foncé brunâtre); leur composition est andésitique et leur structure aphanitique. L'ensemble de ces laves atteint une centaine de mètres. Après les roches basiques et intermédiaires, le volcanisme devient acide et comporte la séquence suivante de bas en haut:

- alternance d'ignimbrites, de laves rhyolitiques et d'assises tuffitiques (130 m environ);
- niveau bréchiq, à composition rhyolitique, contenant des fragments anguleux des roches précédentes (70 m environ);
- ignimbrites et pyroclastites à composition rhyolitique (95 m environ);
- brèches volcanique à composition acide, de couleur verdâtre (35 m);
- rhyolites avec des tufs et tufs à lapilli verdâtres (60 m environ);
- laves andésitiques grisâtres (40 m au maximum);

* voir Planche I, photo I.

Coupe à l'Est d'Ashtian

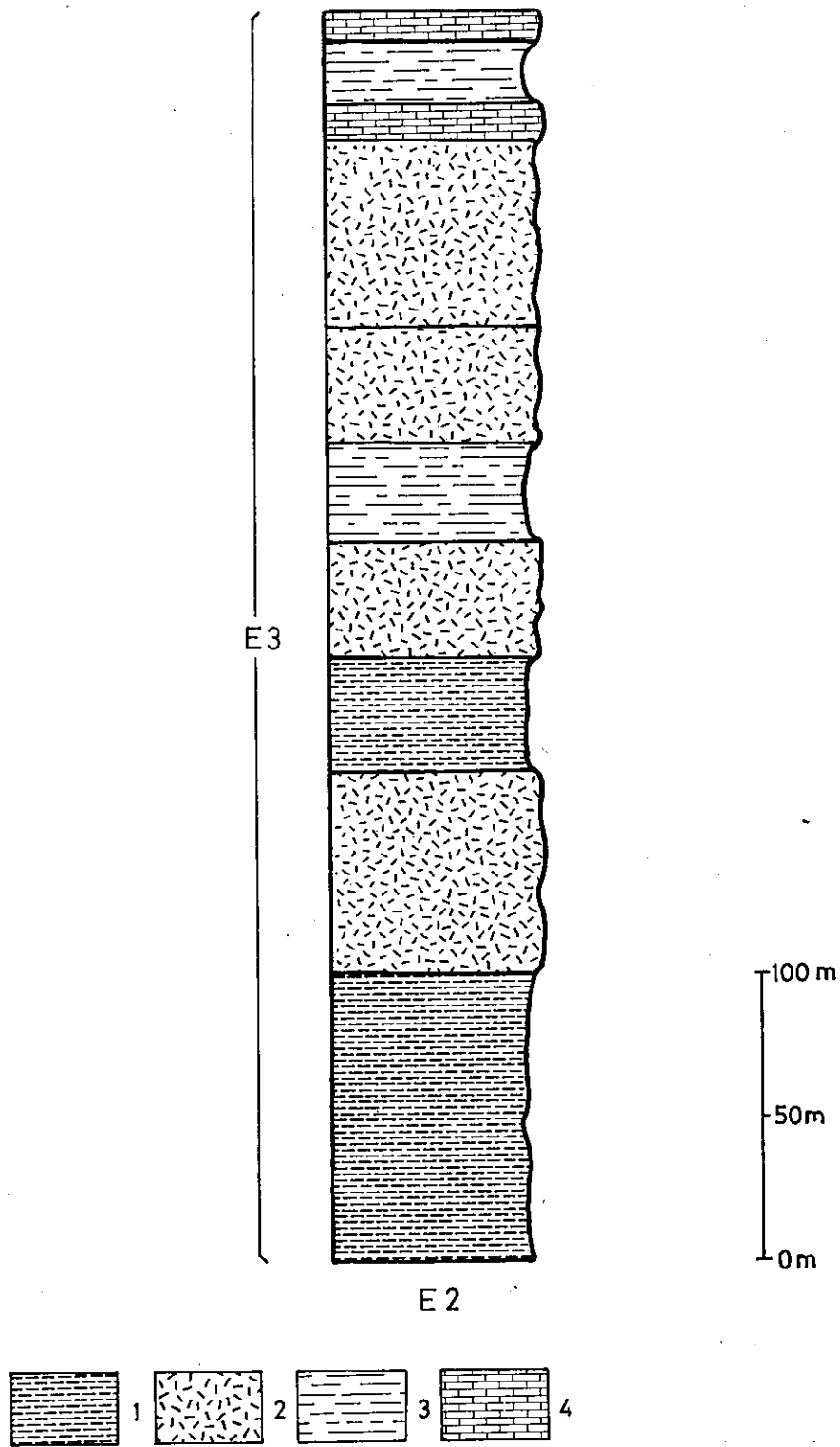


Fig. 13 - Série verte inférieure (E 3)
 1) Argilites; 2) Tufs; 3) Marnes; 4) Calcaires

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

- tufs verdâtres à composition rhyodacitique (50 m environ);
- laves intermédiaires grisâtres (80 m environ), comparables aux niveaux supérieurs du secteur précédent.

La même séquence existe, à quelques nuances près, dans les autres parties de ce secteur. A l'Est et au Sud-Est de Tafresh (Kuh-e-Qalleh Bandar) les volcanites sont limitées par des couches sédimentaires ou volcano-sédimentaires, contenant une faune du Lutétien inférieur, qui a été décrite par HAJIAN (1970): Nummulites distans Desh, N. irregularis Desh, N. cf. mangyschlakensis Iljina (A et B), N. globulus Leym, N. atacicus Leym, N. subatacicus H. Douv.

Les roches à Nummulites se trouvent parfois entre les coulées des niveaux inférieurs. J'ai rencontré de telles roches dans les coulées porphyriques et vésiculaires de couleur verdâtre à 7 km environ du Nord-Ouest de Foujerd et l'Est d'Abdolabad: il s'agit de lentilles de calcaire et de brèche à ciment calcaire contenant des Nummulites plus ou moins recristallisées (éch. 76-E-68 et 70). Les brèches calcaires renferment des fragments anguleux de la même lave porphyrique ainsi que des cristaux brisés de plagioclase, etc. Cela nous conduit à envisager un volcanisme sous-marin contemporain de la sédimentation calcaire du Lutétien inférieur. En général, dans ce secteur, le volcanisme, au début du Lutétien inférieur, indique d'abord des conditions de mise en place sous-marine, puis en milieu à caractère continental (émission des ignimbrites), puis de nouveau sous-marin à la fin de cette époque.

2.3. La série verte inférieure (E₃) (fig. 13)

Caractérisée par sa couleur verte, elle est très semblable à la série verte de l'Alborz. D'après IWAO (1965), cette teinte verte pourrait résulter de la chloritisation des minéraux du ciment de la séquence volcano-sédimentaire. Mais, selon CAILLAT et al. (1978), elle dériverait de l'argilisation des verres volcaniques. La puissance de cette unité est variable, de quelques centaines de mètres à plus de 1 000 m. Généralement, dans le secteur de Tafresh, l'épaisseur est plus importante que dans le secteur d'Ashtian-Naragh. Cette séquence témoigne du retour de la mer, sur une échelle plus développée qu'auparavant, car les dépôts de cette époque (Lutétien) se retrouvent sur une grande partie de l'Iran. Elle est constituée de tufs de couleur verte, mais parfois blanche ou sombre. Du point de vue granulométrique, elle varie des tufs à cendres aux tufs à lapilli et aux tufs bréchiques. Les bancs sont minces, parfois en plaquettes (surtout pour les tufs à grain fin) ou épais et massifs (pour les tufs bréchiques ou les tufs à lapilli). Les tufs sont accompagnés de niveaux sédimentaires ou de sédiments plus ou moins tuffacés, comme des marnes, des shales, des grès, des calcaires, des argilites et des siltites. Enfin, la nature des tufs montre une origine acide (rhyolitique à dacitique) et très rarement intermédiaire.

2.3.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

Dans ce secteur, la série verte inférieure (E₃) affleure en quelques localités, par exemple aux environs d'Ashtian et dans la partie nord-ouest de la région étudiée. A l'Est d'Ashtian, cette unité comporte la succession ci-dessous, sur près de 400 m (fig. 13):

- 103 m d'argiles, un peu calcaires, alternant avec des argilites silicifiées et des calcaires pélitiques dans la partie inférieure, des calcaires marneux et des couches gréseuses à nodules de silex dans la partie moyenne, et dans la partie supérieure avec des calcaires marneux à Globigérinidés et à Radiolaires.

tel-00509888, version 1 - 17-Aug-2010 08:41

- 67 m de tufs verts à grains de quartz et feldspaths, avec des intercalations de calcaires un peu argileux. Vers le bas, les tufs renferment des Globigérinidés.
- 38 m d'argilites silteuses, alternant avec des grès et des grès argileux.
- 43 m de tufs verdâtres à grains de quartz et feldspaths, contenant des marnes dans la partie moyenne.
- 34 m de marnes avec quelques intercalations calcaires; elles comportent des Radiolaires et des Globigérinidés.
- 42 m de tufs verts avec des marnes dans la partie moyenne. Ces tufs alternent avec des tufs bréchiques (à la base) et renferment beaucoup de fragments de feldspaths et de quartz. Les débris des tufs bréchiques sont dérivés des volcanites sombres.
- 63 m de tufs verts, parfois sableux, à grain de quartz, alternant avec des calcaires gréseux. Les tufs ont parfois un ciment calcaréo-sableux. Les calcaires gréseux renferment parfois des éléments de roches volcaniques et une faune pélagique (Globigérines et Radiolaires).
- 13 m de calcaires gréseux bioclastiques, à patine brunâtre, mais verdâtres sur la cassure fraîche. Ils ont la faune suivante qui indique un âge lutétien supérieur basal: *Nummulites laevigatus* Brug., *N. uroniensis* A. Heim (formes A et B), *N. uroniensis* (forme A passant à *N. rouaulti*), *N. aturicus* Joly et Leym., *N. rouaulti* d'Arch., *N. helveticus* Kaufm., *N. incrassatus* de la H., *Alveolina gr. munieri* Hortinger, des Lamellibranches (*Hufres* et *Pectens*), des Gastéropodes, des Echinides, des Coraux et des Bryozoaires. *Nummulites aturicus*, *N. rouaulti* et *N. helveticus* appartient au Lutétien supérieur. Mais la coexistence avec les espèces *Nummulites laevigatus* et *N. uroniensis* permet de préciser l'âge au tiers inférieur de ce sous-étage.
- 22 m de marnes sableuses rougeâtres à Nummulites, avec des lentilles de calcaires marneux à Alvéolines.
- Enfin 9 m de calcaires argilo-sableux, tuffacés.

Partie Nord-Ouest (Région d'Amjak) - Ici les couches vertes inférieures affleurent dans le coeur de l'anticlinal fracturé d'Amjak. Au Nord et Nord-Est de Babalar, on peut distinguer trois subdivisions.

La subdivision inférieure est constituée plutôt de tufs, comportant de bas en haut:

- Tufs verts brunâtres ou grisâtres, gréseux, de grain fin à grossier, passant à des tufs à lapilli verdâtres.
- Alternances de tufs verts, à grain fin, bien lités (parfois en plaquettes) et de tufs bréchiques en bancs épais à massifs.
- Tufs à grain fin, bien lités (parfois en plaquettes), bleu grisâtre et à ciment plus ou moins calcaire.

Vers le haut, ils passent à des shales, des siltites et des grès tuffitiques, contenant parfois des intercalations de calcaires gréseux à Nummulites. Ces bancs calcaires sont parfois conglomératiques et riches en Foraminifères de l'Eocène, par exemple (éch. 75-E, MR, 55A) *Nummulites aturicus*, *Discocyclusina* sp., *Ditrupea* sp., *Assilina* sp., *Heterostegina* sp., *Rotalia* sp., en fragments de coquilles, en Echinides et en Bryozoaires.

La deuxième subdivision est constituée essentiellement de marnes souvent gris-crème, avec des intercalations de calcaires gréseux, de calcaires marneux, de grès et de shales. Des matériaux tuffacés y existent, mais en général les roches sédimentaires sont dominantes. Les bancs calcaires sont parfois très riches en grands Foraminifères de l'Eocène. Par exemple, dans le Nord-Ouest de Talkhab, entre des assises marneuses, il y a des calcaires qui contiennent en abondance: (éch. 75-E, MR-59): *Nummulites aturicus*, *Assilina granulosa*, *Discocyclusina* sp., *Assilina* sp. et des fragments de coquilles, indiquant le Lutétien. Il faut noter que la subdivision marneuse est dans certains cas l'équivalent de la subdivision supérieure et même d'une partie de la subdivision inférieure; on rencontre la même subdivision marneuse dans la région de Khenajin où elle repose parfois directement sur la série schisto-gréseuse du Jurassique. Cette région est en effet à la limite entre la sous-zone de Haftad Qolleh et le secteur d'Ashtian-Naragh, et forme transition entre les deux parties. Ici, toute l'unité basale (E₁) et presque toute l'unité volcanique inférieure (E₂) sont absentes. Simplet, il y a parfois, au-dessous de la subdivision marneuse, quelques mètres de volcanites sombres (souvent pyroclastites) qui peuvent être attribuées à l'unité (E₂). Il semble que cette région ait été émergée au cours de la transgression marine de l'Eocène inférieur (E₁) et pendant une partie du Lutétien (E₂), mais le retour de la mer

pendant le Lutétien (E_3), provoque une sédimentation directement sur le substratum du Jurassique.

La troisième subdivision de la série verte inférieure est constituée essentiellement de shales, de siltites, de grès et parfois de marnes. Tous sont plus ou moins tuffitiques et accompagnés de tufs en plaquettes. Dans le Nord de Khenajin (Kuh-e-Taxavar), ces assises reposent sub-horizontalement sur la subdivision marneuse et renferment parfois des faunes de l'Eocène.

2.3.2. Secteur de Tafresh

Ici, la série verte inférieure (E_3) est comparable à celle du secteur précédent. Les couches vertes comportent de nombreux niveaux de tufs cinéritiques blancs de composition rhyodacitique, contenant des poussières de verre et quelques cristaux de feldspath et de quartz, liés par un ciment calcaire. Au Nord-Est de Tafresh, ces couches vertes sont recoupées par un batholite granitique. Dans la même région, au Nord de Sarabadan, des niveaux fossilifères existent dans la série verte, indiquant le Lutétien par la faune suivante: (éch. 75-E, MR-54): Assilina sp., Nummulites aturicus, Nummulites globulus, Ditrupea sp., Heterostegina sp., Sphaerogypsina sp., Rotalia sp., Operculina sp., Miliolidés, Textularia sp., Astrigerina sp., des Bryozoaires, Lithothamnium/Lithophyllum type. En dehors de la région de Tafresh, vers le Sud-Est, cette série verte affleure au Nord-Ouest de Rahagh où, du point de vue des faciès et de la puissance, elle est comparable à celle de la région de Tafresh. Ici, ces couches vertes sont masquées parfois par des andésites porphyriques de l'Eocène supérieur et recoupées par certains petits massifs intrusifs de composition granodioritique ou dioritique.

2.4. L'unité rouge moyenne (E_4) (fig. 14)

Cette unité, très reconnaissable par sa teinte rouge sombre, témoignant de sa richesse en oxydes de fer, se distingue facilement des couches vertes inférieures (E_3) et de la série verte supérieure (E_5), qui l'encadrent. Cette séquence souligne aussi des mouvements tectoniques d'origine épirogénique et des émissions de coulées et de pyroclastites, de composition acide (dacitoïde). Ces mouvements n'ont pas affecté de façon égale, la région étudiée et tandis que, dans certaines parties, un milieu marin peu profond a été préservé, dans d'autres, il y a une tendance au milieu continental. Ces différences se reflètent dans les caractères lithologiques et la puissance de cette unité. La puissance varie de quelques dizaines de mètres à 450 m environ. Elle augmente vers le bassin de Tafresh (comme pour les séries précédentes): tandis que dans le secteur d'Ashtian-Naragh, l'épaisseur ne dépasse pas 60 à 70 m, dans le secteur de Tafresh elle est de 200 à 450 m environ (vers le Nord-Ouest).

2.4.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

Dans ce secteur, l'unité rouge moyenne affleure dans diverses localités et montre des caractères plus ou moins variés.

Partie nord-ouest (région d'Amjak) - La puissance est variable, en moyenne de 150 à 170 m environ. Les affleurements montrent de nombreux déplacements provoqués par la fracturation de cette région. Les pendages sont aussi variables; tandis que dans le flanc oriental de l'anticlinal d'Amjak, ils sont relativement forts (50° à 70° et même plus), vers le flanc occidental ils sont faibles (25° à 30°) et parfois subhorizontaux. Dans le Sud-Ouest de Tarizabad, cette séquence rouge sombre repose sur le calcaire à Nummulites du Lutétien et les tufs jaunâtres de (E₃). Ici, elle est formée de tufs gréseux altérés, de grain moyen à grossier, avec des intercalations de shales et de marnes tuffitiques. Dans ces tufs, on observe un niveau lumachellique constitué essentiellement de coquilles d'huîtres. La séquence se poursuit par des tufs microbréchiques contenant des éléments anguleux verts (tufs verts) de 1 à 2 cm environ, puis elle se termine par des calcaires à Nummulites, de teinte rouge. Plus au Nord, et au Nord-Ouest de Tarizabad, elle est essentiellement formée de tufs gréseux bréchiques, avec des marnes et des conglomérats plus ou moins tuffacés. Ici, dans un niveau conglomératique, on observe des galets de calcaires à Nummulites, dans un ciment marno-sableux rouge. Ces Nummulites indiquent un âge lutétien. Il semble que ces galets dérivent des calcaires à Nummulites de la série précédente (E₃). Ces grandes Nummulites (2 à 2,5 cm) sont semblables à celles qui se trouvent dans les calcaires de la région de Talkhab. Plus au Nord-Ouest encore (Nord de Kureh), cette unité devient plutôt conglomératique avec de gros galets. A l'Ouest, c'est-à-dire vers le flanc occidental, la même séquence existe, mais généralement les matériaux détritiques et pyroclastiques sont moins grossiers; par contre des assises marneuses tuffacées rouges se développent. Au Sud-Ouest de Ghushah Khaneh, des niveaux tuffacés rouges, très riches en Nummulites, sont surmontés par le même niveau lumachellique (essentiellement coquilles d'huîtres). Il semble que l'activité volcanique de cette époque ait eu un rôle défavorable sur la longévité des espèces d'où l'accumulation importante de fossiles. En général, dans cette région ainsi que dans le secteur de Tafresh, il y a un horizon à Nummulites vers le sommet de E₄ ou à la base de la série verte supérieure (E₅). Mais cet horizon n'est pas étendu uniformément et se manifeste sous la forme de lentilles ou de bancs de calcaires gréseux, de calcaires marneux et parfois de calcaires tuffacés. A l'Est de Ghushah Khaneh, cet horizon comporte la faune suivante (éch. 75-E, MR-41, dét. BLONDEAU): Nummulites perforatus, Nummulites praefabianii, Sphaerogypsina globulus, Nummulites gr. discorbinus, indiquant le Biarritzien.

Donc l'existence de deux niveaux à Nummulites, l'un vers le sommet de la série verte inférieure (E₃) et l'autre à la base de la série verte supérieure (E₅), précise l'âge lutétien supérieur de cette unité volcano-détritique, encadrée par deux séries franchement marines.

Région d'Ashtian : Cette unité est beaucoup moins épaisse (40 à 65 m) que dans la région précédente. Elle est formée de tufs et de tufs grossiers avec quelques intercalations de niveaux à Nummulites. Vers l'Est d'Ashtian, deux coulées de lave acide (dacitoïde) apparaissent respectivement dans la partie moyenne et vers le sommet de cette séquence. Au Sud de Kharrab, après un niveau marneux tuffacé rouge sombre, riche en fossiles (Lamellibranches, Gastropodes, Echinides et Nummulites) viennent des tufs rhyolitiques rouges qui comportent des phénocristaux complètement remplacés par de la calcite, de l'hématite et parfois de la chlorite. La pâte de ces roches est aussi altérée (argiles et calcite). L'abondance de granules d'hématite dans la mésostase explique la teinte rouge de ces roches.

Région de Bonesa

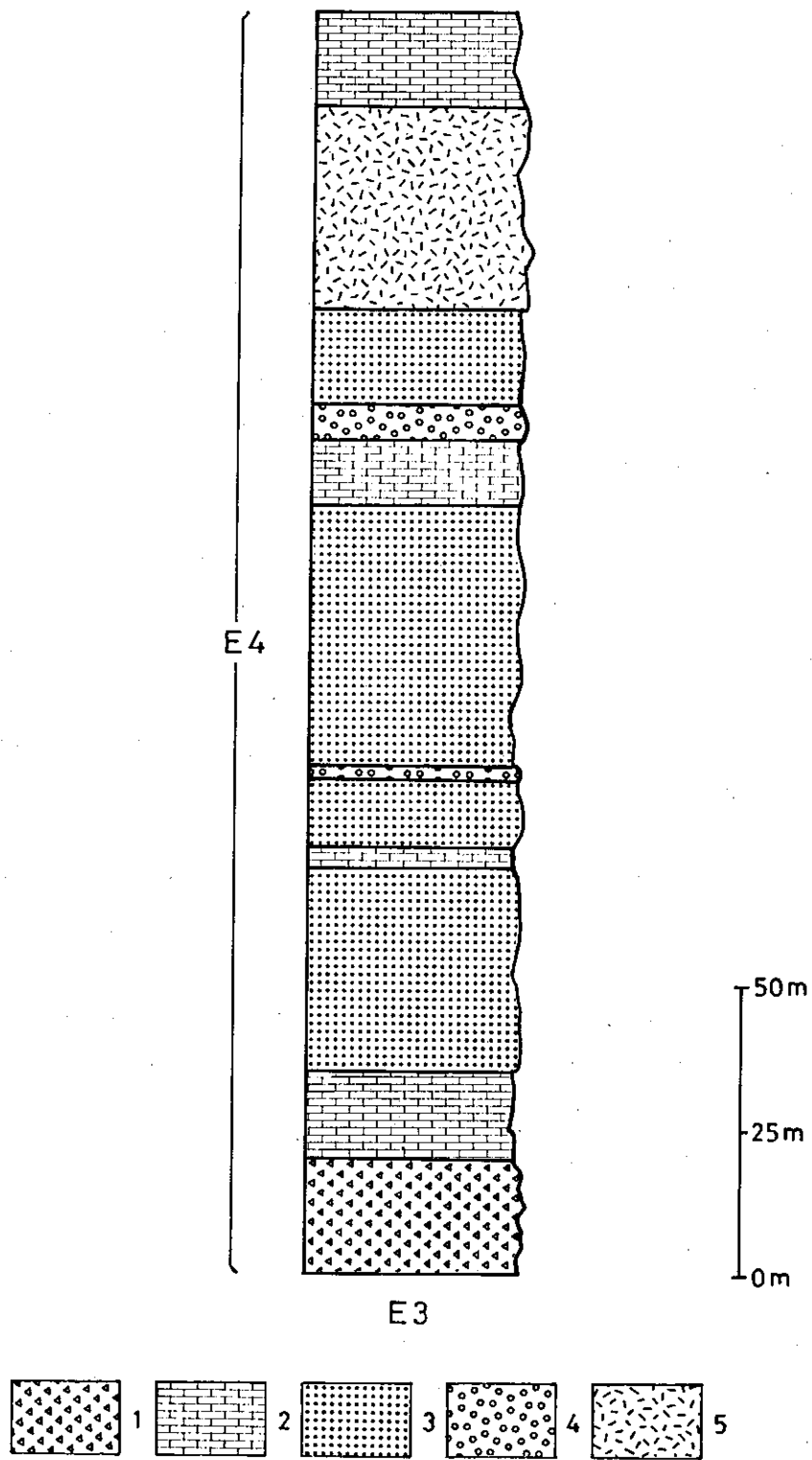


Fig. 14 - Séquence de l'unité rouge moyenne (E4)
 1) Tufs bréchiques; 2) Calcaires; 3) Grès; 4) Conglomérats; 5) Tufs sableux.

Région à l'Est de Neyzar : L'unité rouge moyenne affleure dans le cœur de l'anticlinal de Kuh-e-Mil, et se continue vers l'Est. Elle est recouverte par la série verte supérieure (E₅). Elle contient des couches ou des lentilles de calcaires à Nummulites comme celles du Sud de Pahlavanabad qui renferment en abondance la faune suivante (éch. 75-E, MR-120): Nummulites sp., Nummulites ex. gr. globulus, Operculina sp., Heterostegina sp., Rotalia sp., Sphaerogypsina sp., Bryozoaires et Algues. Cette faune indique un âge éocène moyen à supérieur. Vers l'Est, les matériaux pyroclastiques et surtout des tufs bréchiques de composition dacitique à andésitique sont très fréquents, comportant parfois des tufs siliceux et gréseux vert sombre, avec des intercalations minces de jaspes rouges. Encore plus à l'Est (Aliabad), des niveaux ignimbritiques se manifestent dans cette séquence et indiquent un milieu à tendance de plus en plus continentale.

2.4.2. Secteur de Tafresh

Cette unité a une puissance moyenne de 200 m environ qui augmente jusqu'à 450 m environ au Nord-Ouest de Tafresh. Les coulées de lave se manifestent surtout au Nord et au Nord-Est de Tafresh. On rencontre donc en général deux ensembles: l'un à caractère sédimentaire et volcano-sédimentaire qui existe aux environs de Tafresh, et l'autre à caractère plutôt volcanique qui se manifeste dans les parties septentrionales du secteur (Nord de Sarabadan-Daran).

Région de Bonesa : L'ensemble sédimentaire et volcano-sédimentaire a une épaisseur de 218 m avec de bas en haut (fig. 14):

- 20 m de tufs bréchiques à éléments anguleux (certains andésitiques), liés par un ciment calcaire, riche en grains de quartz;
- 15 m de calcaires grésio-argileux, contenant des grains anguleux de quartz et de plagioclase;
- 35 m de grès tuffacés et argileux, débutant par un banc épais de tufs bréchiques à débris de volcanites et de feldspaths;
- 4 m de calcaires gréseux, renfermant Nummulites laevigatus (partie inf. du Lutétien sup.);
- 12 m de grès argilo-calcaires;
- 2 m de microconglomérat renfermant des débris de roches volcaniques, de quartz et de plagioclase;
- 45 m de grès argilo-calcaireux;
- 11 m de calcaires gréseux brun grisâtre, qui sont riches en Nummulites: Nummulites aturicus Jol. et Leym., N. munieri (A) Ficheur, N. rouaulti d'Arch., N. millicaput Boubée, N. helveticus Kaufm., N. incrassatus (A) de la H., Assilina cf. exponens Sow., et Discocyclines, indiquant le Lutétien supérieur;
- 6 m de conglomérats et de roches sablo-argileuses;
- 16 m d'assises gréseuses, avec un ciment calcaréo-argileux renfermant parfois des débris de roches volcaniques, de quartz et de feldspaths;
- 35 m de tufs sableux contenant des fragments de roches volcaniques, de quartz, de feldspaths, des oxydes de fer et de petites Nummulites. Ils deviennent parfois conglomératiques ou bréchiques avec des galets (2 à 5 cm) de roches volcaniques;
- assise de 17 m d'épaisseur qui contient des calcaires marneux, des grès calcaires et des tufs à grains de quartz et à éléments volcaniques.

La même séquence se retrouve presque identique dans la vallée de Kaburan-Bazarjan où elle se termine par des tufs bréchiques - conglomératiques, en bancs épais à massifs contenant des galets grossiers et même des blocs de roches diverses, mais surtout volcaniques. Ces éléments volcaniques semblent dériver de l'unité volcanique inférieure (E₂). Au microscope, ces tufs montrent une composition rhyodacitique à dacitique avec des phénocristaux cassés de feldspaths et de quartz. L'hématite, la calcite et des minéraux cryptocristallins (quartz, feldspath) forment la mésostase. Dans la même localité il y a une discordance angulaire (de 5° environ) entre cette unité et la série verte supérieure

(E₅) , ce qui souligne l'importance des mouvements tectoniques intraéocènes (Lutétien supérieur).

Région au Nord de Sarabadan : L'ensemble, plutôt volcanique, est constitué en général de tufs ou tufs microbréchiques, de laves dacitoïdes et de tufs grés-argileux. Il est recoupé parfois par des dykes porphyriques de composition andésitique. En détail, il comporte de bas en haut:

- tufs gris foncé, de composition rhyodacitique, à petits débris de roches volcaniques et de cristaux de feldspaths, liés par une pâte cryptocristalline;
- tufs microbréchiques, à éléments anguleux de 2-3 mm, de même composition que le niveau sous-jacent;
- tufs dacitiques, de teinte gris-violet, contenant des fragments de cristaux divers, liés par une pâte vitreuse à cryptocristalline;
- tufs microbréchiques de composition dacitique, à débris de roches volcaniques;
- coulées de lave dacitoïde, de couleur violet-grisâtre, à aspect plus ou moins massif;
- tufs grésieux rouge brunâtre, contenant des intercalations de tufs sablo-argileux et de tufs marneux. Quelques dykes porphyriques recoupent ce niveau.

Région de Rahagh-Aznavah: Au Nord-Ouest de Rahagh, cette unité est surtout sédimentaire et volcano-sédimentaire, déposée dans une mer peu profonde et chaude. En effet, elle commence par des grès et des calcaires grésieux rouges qui contiennent la faune suivante (éch. 75.E, MR-116): Nummulites sp., Actinocyclus, Operculina sp., Assilina sp., Discocyclus sella, Entroques, indiquant le Lutétien supérieur (dét. PARIS, USMG). La séquence continue par des calcaires à aspect récifal (7-8 m environ), de couleur gris clair à rougeâtre et recristallisés, des grès rouge foncé, des tufs bréchiques gris, des grès et des conglomérats à éléments centimétriques de roches volcaniques et sédimentaires.

2.5. La série verte supérieure (E₅) dans la sous-zone centrale (fig. 15):

Après l'unité rouge moyenne, une nouvelle série verte se développe dans la région étudiée. Cette série montre des ressemblances avec la série verte inférieure, mais elle a certaines particularités. A cette époque, la mer, encore largement développée, a permis le dépôt d'une séquence volcano-sédimentaire et sédimentaire dont l'épaisseur dépasse parfois 600 m. Sauf dans la zone de Sanandaj-Sirjan et la sous-zone de Haftad Qolleh, elle affleure sur toute la région étudiée. En outre, elle montre parfois une tendance plus sédimentaire que volcano-sédimentaire. Cette série (E₅) appartient au sommet du Lutétien supérieur ou Lutétien terminal, mais elle se poursuit parfois jusqu'à dans l'Eocène supérieur. Pendant cette époque, le volcanisme acide a été très actif et il est représenté par des tufs acides (rhyolitiques à rhyodacitiques) et par des laves rhyolitiques.

2.5.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

La série verte supérieure affleure en différentes régions, avec certains changements dans la puissance ou le faciès.

Région d'Ashtian : A l'Est d'Ashtian (Jeri Aghaj), cette série est constituée plutôt d'assises sédimentaires, avec de bas en haut (fig. 15):

tel-00509988, version 1 - 17-Aug-2010 09:4

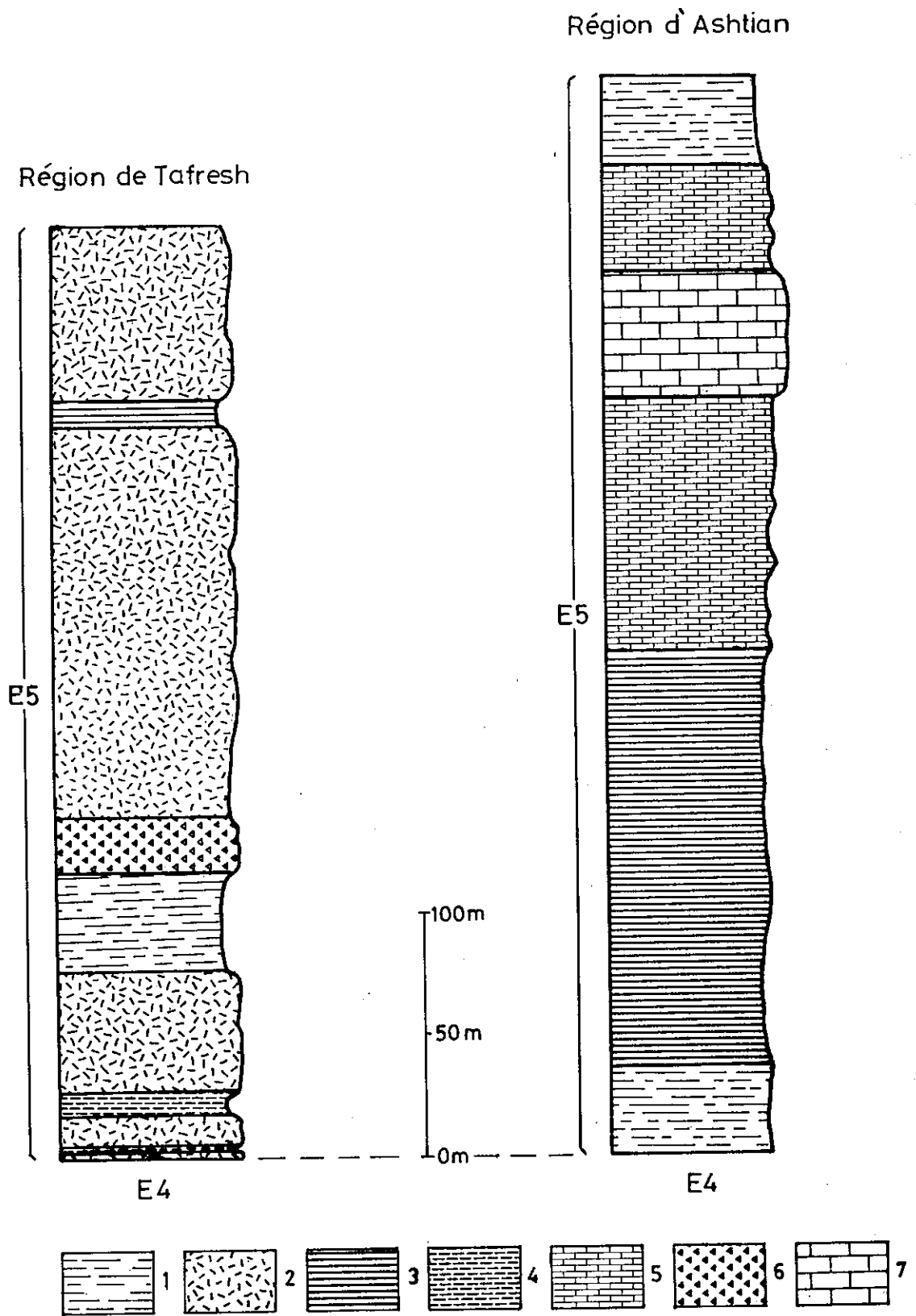


Fig. 15 - Série verte supérieure (E₅):
 1) Marnes; 2) Tufs; 3) Shales; 4) Argilites; 5) Marnes et calcaires (parfois en alternances); 6) Tufs bréchiqes;
 6) Tufs bréchiqes; 7) Calcaires organo-détritiques.

- 36 m de marnes sableuses, parfois tuffacées vers le haut;
- 170 m de shales gris foncé, tuffacés dans la partie inférieure, alternant avec de minces lits de grès argileux dans la partie moyenne;
- 108 m d'alternances de marnes et de calcaires;
- 52 m de calcaires organo-détritiques, à aspect presque récifal, contenant des Foraminifères, des débris d'Algues et d'Echinodermes;
- 43 m de calcaires organo-détritiques et de marnes sableuses. Les calcaires renferment la faune suivante (éch. de J. HAJIAN, 1970): Nummulites munieri (A) Fichet, nov. var. dilatée, N. incrassatus (B et A) de la H., N. beaumonti d'Arch., N. subbeaumonti de la H., N. bi-apiculatus Doncieux, Chapmanina gassiensis Silvestri, Gyroïdinella magna, Discocyclina aff. marthae, des Miliolidés (Spiroloculina, Quinqueloculina), des Gastropodes, des Lamellibranches (Pecten, Ostrea), des Bryozoaires, des Coraux et des Algues (Archaeolithothamnium sp.). Cette faune indique les termes les plus élevés du Lutétien;
- 38 m de marnes grises, séparées par des lits de calcaires marneux. Ces marnes renferment des formes benthiques (comme Cibicides sp., etc.) et des formes planctoniques (comme Globigeïna sp.);
- enfin 10 m de marnes rouge-brun, légèrement gypsifères, de position stratigraphique douteuse (peut-être ce niveau correspond à la Formation rouge inférieure). Cette séquence est en effet recouverte directement par les assises de la Formation rouge inférieure (Oligocène).

Partie nord-ouest (Région d'Amjak): dans cette région, surtout vers le Sud-Ouest, la série verte supérieure montre des caractères plutôt sédimentaires. Au Nord-Est de Haftian, sur les assises rouges de l'unité (E₄), il y a une séquence de 300 à 350 m, qui est formée des niveaux suivants:

- niveau à dominance sédimentaire, bien lité, constitué essentiellement de shales, de siltites, de grès et de marnes plus ou moins tuffacés, contenant des intercalations de tufs vert jaunâtre et, surtout à la base, des calcaires à Nummulites. Vers le Sud-Est (Tarizabad), les tufs verts et blanchâtres (à composition rhyolitique) sont plus abondants;
- niveau détritique constitué de grès et parfois de microconglomérats (à petits éléments schisteux noirs et tufs verts ?), avec des intercalations de marnes crème;
- niveau lagunaire, formé de marnes bigarrées (rouges, crème, grises, bleues ou verdâtres) et de lentilles de gypses. Vers le Sud-Est, ce niveau devient de plus en plus gypseux; les lits de gypse dépassent parfois 15 à 20 m d'épaisseur.

Cette séquence est recouverte en transgression par des couches sédimentaires de l'Oligo-Miocène (Formation de Qom). Vers l'Ouest (flanc occidental de l'anticlinal d'Amjak) le dernier niveau est absent, probablement érodé par la phase d'érosion post-éocène. En ce qui concerne l'âge de la série verte supérieure dans cette région, comme on l'a déjà vu (voir l'unité E₄), il existe parfois un horizon à Nummulites à la base de E₅ ou au sommet de E₄ qui appartient au Biarritzien. J'ai trouvé, en outre, dans le niveau inférieur, un calcaire tuffacé contenant Nummulites fabianii, ce qui indique le Priabonien inférieur (1978) ou le Priabonien moyen (1968), (éch. 75-E, MR-38 A, dét. BLONDEAU). En ce qui concerne les niveaux supérieurs, et surtout le niveau lagunaire, malgré de nombreux échantillons prélevés, nous n'avons pas trouvé de fossiles caractéristiques. Mais par corrélation stratigraphique avec d'autres faciès semblables, comme ceux de la Formation de Kond (Alborz) ou de la partie nord-est de notre région (Kuh-e-Davazdeh Emam) etc., on peut les attribuer à l'Eocène supérieur.

Région de l'Est de Neyzar: la série verte est formée essentiellement de tufs gréseux de couleur sombre, de tufs verts bien lités avec des intercalations sédimentaires (calcaire, marne, grès, etc.) plus ou moins tuffacés. Puis viennent des assises, souvent en plaquettes, de tufs et de shales tuffacés, de couleur vert foncé, enfin des sédiments rouges attribués à l'Oligocène (Formation rouge inférieure). Cette séquence est gypsifère, surtout vers le haut. Au Sud-Est de Neyzar, des assises de gypses avec des marnes crème atteignent quelques dizaines de mètres d'épaisseur; importants du point de vue économique, ces gypses engendrent parfois des massifs diapiriques. En ce qui concerne l'âge de cette série, j'ai trouvé, à 10-12 km à l'Est de Neyzar (Nord-Ouest d'Aliabad), dans les intercalations calcaires des parties

supérieures, la faune suivante qui indique la partie moyenne de l'Eocène supérieur (Bartonien supérieur 1978 ou Priabonien inférieur à moyen 1968) (éch. 75-E, MR-108, dét. BLONDEAU): Actinocyclus (cf. radianus), Heterostegina sp., Nummulites garnierii.

2.5.2. Secteur de Tafresh

Cette série est bien développée dans les régions de Tafresh et de Rahagh-Aznaveh.

Région de Tafresh : Elle y est plutôt volcano-sédimentaire, (par rapport aux faciès plutôt sédimentaires de la région d'Ashtian) et comporte essentiellement des tufs acides (rhyolitiques à dacitiques). Ici les niveaux nummulitiques sont absents. Au Nord-Ouest de Tafresh (coupe de Serishu), la série a une épaisseur de près de 400 m, et de bas en haut est constituée des niveaux suivants (fig. 15):

- 3 m de tufs cinéritiques acides à cristaux de quartz et de feldspaths;
- 3 m d'argilites, renfermant des Globigérines et des Radiolaires;
- 12 m de tufs argileux verdâtres ;
- 10 m d'argilites silteuses, en feuillets;
- 50 m de tufs verts à composition acide. Ils sont gréseux à la base et contiennent de minces intercalations de grès calcaires;
- 40 m de marnes avec des intercalations de grès tuffacés à fragments d'andésite, de rhyolite, de feldspaths et de quartz;
- 22 m de tufs bréchiques verdâtres à gros fragments, présentant une altération alvéolaire ;
- 159 m de tufs verdâtres à cristaux de quartz et feldspaths. Ils montrent fréquemment une altération en boules écaillées. De plus il y a de minces intercalations de grès tuffacés qui renferment parfois des Globigérines, des Globorotalidés et des Radiolaires;
- 11 m de shales avec des intercalations d'argile compacte à Globigérines;
- 70 m de tufs verdâtres, de grain fin à grossier, comportant des minces lits d'argilites; ces tufs montrent parfois un granoclassement net.

Cette séquence continue vers l'Est (Nord de Sarabadan) où les tufs verts à grain fin et bien lités alternent parfois avec des tufs bréchiques ou lapilliques. De plus, au Sud-Est de Bazarjan, il y a près de la base de cette série verte, des rhyolites à débit en prismes.

Région de Rahagh-Aznaveh : Dans cette région, la série verte a une puissance de 450 à 500 m; elle est formée essentiellement de divers tufs verdâtres avec des niveaux ou des intercalations plus ou moins sédimentaires, en particulier des niveaux à Nummulites (différence avec la région de Tafresh). Au Sud-Est de Aznaveh des assises calcaires se développent et renferment la faune suivante: (éch. 77-E-507, dét. BLONDEAU) Nummulites perforatus DeMontfort A et B, Nummulites praefabianii Varentsov et Bonner, indiquant le Lutétien terminal (le Biarritzien). Dans la même région on rencontre quelques bancs ou lentilles de roches andésitiques porphyriques ou de diabases, encadrés par des tufs verts. Mais il faut dire que ces roches ne montrent aucun caractère de mise en place sous-marine. Il semble qu'il s'agisse plutôt de sills, d'autant plus qu'on trouve le même faciès (andésite porphyrique) dans des niveaux plus récents (unité E6).

2.5.3. Secteur d'Indes-Ravand

Le volcanisme a été très actif dans ce secteur surtout au cours de l'Eocène supérieur.

Région au Sud de Nobaran-Gharghabad La série verte existe au coeur d'un anticlinal. Elle est assez comparable avec le secteur d'Ashtian-Naragh à cause de faciès évaporitiques, qui s'individualisent parfois en massifs diapiriques de gypses, qu'on exploite actuellement. La série verte (au Nord-Est de Kohlupain) est formée, de bas en haut, de tufs rhyolitiques fins, de tufs microbréchiques vert-grisâtre, de tufs fins jaunâtres en plaquettes et partiellement silteux, de tufs vert foncé à grain grossier, de tufs fins verdâtres en plaquettes et plus ou moins argileux, de grès tuffacés verdâtres, de calcaires oolithiques gris brunâtre et de marnes gris verdâtre accompagnées de lentilles de gypses. Ces assises se sont déposées dans une mer peu profonde, chaude et agitée, qui est devenue lagunaire vers les niveaux supérieurs.

Kuh-e-Sar : La série verte affleure au pied du flanc oriental de Kuh-e-Sar (partie sud-ouest du quadrangle d'Aran). Elle est formée d'une séquence sédimentaire et volcano-sédimentaire, plutôt gréseuse. Elle renferme des intercalations de calcaires, parfois à nodules de chert noir, et on y observe que certaines empreintes de fossiles sont aussi remplacées par les cherts. Enfin, l'existence de Nummulites aff. fabianii (A.) (éch. 77-E-455, dét. BLONDEAU) dans ces calcaires indique l'Eocène supérieur basal (Bartonien 1978 ou Priabonien inférieur 1968).

2.6. La série verte supérieure dans la sous-zone nord-est

Cette sous-zone est recouverte sur une grande surface par des dépôts quaternaires, d'où émergent localement des formations tertiaires où la série éocène est prédominante et constitue souvent des horsts. La série verte est souvent masquée par des volcanites de l'Eocène supérieur. Toutefois, elle affleure surtout dans la région du Kuh-e-Davazdeh Emam, ainsi que dans la partie sud-est de la région étudiée. Les roches rhyolitiques se manifestent sous la forme de coulées, de dômes et dômes-coulées. En général, il semble que la puissance de la série soit moindre que dans la sous-zone centrale. Cette sous-zone montre aussi des conditions sédimentologiques différentes.

Kuh-e-Davazdeh Emam : la série verte affleure au-dessous de l'unité volcanique supérieure (E₆). Elle montre une succession plus ou moins comparable aux régions précédentes, mais souvent à caractère gréseux. Elle s'est déposée dans une mer peu profonde qui, vers le Sud de Narreh Khar Kuh, devient plutôt lagunaire. Nous avons encore dans la partie occidentale du Kuh-e-Davazdeh Emam, une séquence de couches vertes avec des lentilles ou des bancs gypseux très épais, et des intercalations des coulées basaltiques, mais cette dernière séquence appartient à l'Eocène supérieur.

La série verte, sous-jacente aux volcanites d'âge éocène supérieur, est formée essentiellement de :

- tufs gris verdâtres gréseux, comportant des tufs bréchiques, des tufs lapilliques de composition dacitique
- tufs verts avec des intercalations de grès, de marnes, de tufs cinéritiques (de composition rhyodacitique) et de tufs microbréchiques.

Les marnes gréseuses renferment la faune suivante indiquant le Biarritzien (éch. 77-E-652, dét. BLONDEAU): Nummulites perforatus A et B, Nummulites millecaput (A), Nummulites biarritzensis = striatus mortoluensis AB1. Mais au Sud de Narreh Khar Kuh, le bassin montre une tendance lagunaire par la séquence suivante de bas en haut :

- marnes grisâtres ;
- marnes crème rougeâtre à cristaux ou à filonnets de gypse ;
- marnes à boules tuffacées et gréseuses montrant une altération en écailles ;
- tufs cinéritiques blancs à composition rhyolitique. Ils ont une pâte quartzo-feldspathique, kaolinisée, cryptocristalline à microcristalline, sans phénocristaux.
- marnes crème gypsifères avec des intercalations de tufs rhyodacitiques (en bancs de 1 à 2 m) dont certains comportent des lapillis de 1 cm de diamètre.

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

- marnes à bancs siliceux rouges, témoignant d'un enrichissement de l'eau de la mer en silice colloïdale vraisemblablement à la suite d'une émission volcanique acide;
- tufs rhyodacitiques, à grain fin, gris clair à verdâtre, avec de petites tâches arrondies rouge brunâtre qui, au microscope, sont constitués par de l'hématite parfois avec de la calcite. Il s'agit probablement de petites concrétions de gel ferrique, pendant la période du dépôt des matériaux pyroclastiques. Ces tufs sont suivis par des marnes et des roches siliceuses rouges;
- tufs acides verdâtres à grain fin, qui passent parfois aux tufs lapilliques. Cette alternance est parfois rythmique;
- tufs rhyolitiques à cristaux, contenant des phénocristaux cassés de quartz corrodé et de feldspath, liés par une pâte quartzo-feldspathique kaolinisée et microcristalline;
- tufs gris verdâtres acides, souvent à grain fin, ayant des intercalations de tufs verts argileux. Vers le haut, ils deviennent gréseux et des couches marneuses vertes à crème apparaissent vers le sommet;
- marnes rouges tuffacées (10 à 15 m);
- enfin un niveau massif (7-8 m) de tufs cinéritiques blanc rougeâtre, mal consolidés, de composition rhyolitique.

Cette séquence se termine par des ignimbrites de l'Eocène supérieur. Dans la même région, on rencontre une coulée rhyolitique qui vers l'Est devient plus épaisse, et finalement est issue d'un dôme rhyolitique dont la mise en place est continentale.

Siah-Kuh : Cette montagne de 1865 m est très en relief par rapport aux basses plaines désertiques qui l'entourent. Elle correspond à un anticlinal d'axe E-W dont la moitié méridionale est supprimée par une faille longitudinale. Le cœur de cet anticlinal est formé de rhyolites et de tufs rhyolitiques blancs. Ici, les coulées rhyolitiques ont tendance à former des structures dômeennes subaériennes. Mais les tufs et les cendres se sont déposés vers le Nord dans une mer peu profonde à lagunaire. Nous pouvons mettre en évidence ces caractères dans la coupe suivante, du cœur de l'anticlinal vers le flanc septentrional:

- Rhyolites blanches (à patine jaunâtre), diaclasées ce qui donne parfois un débit en plaquettes. Elles forment un massif dômeen, entouré par des tufs rhyolitiques blancs;
- Tufs à cendres blancs (cinérites), dérivés du même magma rhyolitique. Ces tufs sont en bancs très épais, mal consolidés et contiennent parfois des éléments étrangers;
- Tufs rhyolitiques très fins, de couleur blanche à rougeâtre, bien stratifiés, à petites taches brunâtres d'oxydes de fer. Les cendres rhyolitiques se sont déposés en milieu peu profond. On y observe au microscope certains Foraminifères de l'Eocène, épigénisés en silice;
- Tufs acides rougeâtres à aspect marneux, altérés en argiles et oxydes de fer;
- Tufs gréseux et argileux, alternant parfois avec des tufs lapilliques ou bréchiques, de teinte vert grisâtre à violet;
- Niveau gypseux blanc;
- Tufs sombres altérés, parfois gréseux. Ce sont souvent des tufs lapilliques friables par altération du ciment.
- Coulée pyroclastique (Ignimbrite), bien litée et consolidée, de teinte rouge violet;
- Tufs acides, gris rougeâtre, altérés et mal consolidés.

Sur ce niveau, il y a des coulées andésitiques (à tendance basaltique) que nous avons classées dans l'unité (E₆) mais les tufs verdâtres existent encore entre les volcanites de l'Eocène supérieur. Malgré la lacune de niveaux à Nummulites, nous pouvons attribuer cette séquence, par corrélation lithostratigraphique, au Lutétien terminal. Bien que la moitié méridionale de l'anticlinal du Siah-Kuh soit accidentée et recouverte par des alluvions quaternaires, on y observe des affleurements de certains niveaux inférieurs de la séquence décrite. Ces niveaux sont en général moins épais et ont des horizons pyroclastiques plus grossiers (bréchiques à conglomératiques, parfois à blocs). Ici, les horizons de volcanites sous-marines sont de moins en moins importants.

Kuh-e-Yakhab : Dans la région de Koush Kou, la base de la série verte (E₅) est plutôt volcano-sédimentaire, constituée de tufs verts à patine brunâtre, mais vers le haut des couches marneuses jaunâtres gypsifères se développent. On y observe aussi des horizons calcaires très riches en Nummulites, indiquant le Biarritzien ou Lutétien terminal (éch. 77-E-420, dét. BLONDEAU): Nummulites perforatus A et B. Plus loin, vers le Sud, il y a, s'interstratifiant dans la série verte, des coulées acides sous-marines, caractérisées par une structure perlitique et parfois par une altération en boules écaillées. De plus, comme dans la région d'Aznavéh-Rahagh, quelques sillons andésitiques porphyriques apparaissent à différents niveaux de la série verte.

2.7. L'unité volcanique supérieure (E₆) dans la sous-zone centrale (fig. 16):

Comme nous l'avons déjà vu, durant la genèse des diverses séquences de l'Eocène, l'activité magmatique a été parfois très intense (par ex. unité E₂) et parfois faible ou nulle, ce dont témoignent des dépôts uniquement sédimentaires. Mais c'est pendant l'Eocène supérieur que cette activité atteint son maximum d'importance, représentée par plus de 1000 m de matériaux volcaniques divers. Toutefois, son intensité n'est pas égale dans toute notre région. En effet, il faut se rappeler que les dépôts sédimentaires ou volcano-sédimentaires de la série verte supérieure (E₅) appartiennent localement à l'Eocène supérieur et sont donc l'équivalent des volcanites (E₆) de la même époque. Un examen détaillé de notre région montre que sa moitié nord-est (secteur d'Indes-Ravand et sous-zone nord-est) a été une zone de volcanisme actif au cours de l'Eocène supérieur. Elle apparaît comme une bande sombre de direction générale NW-SE. Mais, vers l'Est de la région d'Aran, cette bande se divise en deux branches dont la septentrionale prend une direction E-W, puis NE-SW, c'est-à-dire la direction générale de l'Alborz oriental. Comme nous le verrons ci-dessous, cette unité est aussi caractérisée par des variations de faciès liées à une paléogéographie changeante. Ces changements existent aussi bien verticalement (au cours de l'Eocène supérieur) que latéralement, indiquant le rôle important des mouvements tectoniques qui ont été plus ou moins continus et actifs. Le volcanisme éocène supérieur est évidemment en liaison avec ces événements. C'est pourquoi on rencontre parfois des roches volcaniques émises en milieu continental et en même temps, dans d'autres secteurs, des volcanites sous-marines. De plus, tandis que dans certains secteurs les matériaux volcaniques acides sont dominants, dans d'autres ce sont les roches basiques à intermédiaires qui prédominent. Enfin, d'autres encore présentent des caractères plus ou moins rythmiques: roches acides et roches intermédiaires.

2.7.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

Dans ce secteur, comme nous l'avons déjà dit, la série sédimentaire et volcano-sédimentaire (E₅) se poursuit dans l'Eocène supérieur et contient des horizons calcaires à Nummulites du Priabonien inférieur-moyen (1968). Ces horizons sont recouverts souvent par des assises non fossilifères, surtout des sédiments lagunaires (marnes gypsifères et gypses) qui appartiennent sans doute encore aux parties supérieures du Priabonien. Nous retrouverons le même faciès évaporitique dans les volcanites sombres du secteur d'Indes-Ravand (Eocène supérieur) qui est dans la même position stratigraphique, c'est-à-dire au-dessus des niveaux à Nummulites du Priabonien inférieur (1968). Nous voyons donc que dans le secteur d'Ashtian-Naragh les faciès sédimentaires ont été plus importants que les formations volcaniques. Malgré cela, il y a localement des formations volcaniques au-dessus des assises vertes,

qui comportent parfois des intercalations (bancs ou lentilles) de calcaires sableux rougeâtres à Nummulites. Nous les retrouverons dans le Nord-Est de Qalé Cham (40 km environ au S W de Qom) dans une séquence volcanique sombre qui est constituée essentiellement de coulées basaltiques/andésitiques et de tufs de composition basique à intermédiaire. Ici, les calcaires recouvrent une série de coulées andésitiques porphyriques (à phénocristaux de plagioclase) et de tufs andésitiques, ainsi que des tufs sableux. Puis viennent des grès, des calcaires gréseux et des calcaires riches en Huîtres et Foraminifères. Ces intercalations sédimentaires entre les formations essentiellement volcaniques correspondent à des périodes d'accalmie de l'activité volcanique. Les calcaires sont rouge foncé, à cause de leur richesse en oxyde de fer. Ils sont plus ou moins recristallisés et parfois silicifiés, ce qui est sans doute en liaison avec l'activité volcanique. Ils renferment la faune suivante, attribuée au Lutétien-Bartonien (éch. 75-E, MR-105 A, dét. PAIRIS, USMG): Asterocyclina sp., Discocyclina sp., Nummulites sp., Chapmanina, Aetino-cyclina, Heterostegina, Bryozoaires.

Au-dessus de ces calcaires, il y a d'abord un niveau de calcaires tuffacés et puis des tufs basiques, témoignant d'une nouvelle activité volcanique. Aux niveaux supérieurs, il y a des coulées basaltiques ou andésito-basaltiques, accompagnées d'intercalations de tufs de même composition. Cette séquence a une teinte gris foncé à verdâtre ou brun rougeâtre; les structures sont souvent aphanitiques. Au microscope il s'agit de roches basaltiques à clinopyroxène et à olivine souvent épigénisée par une association d'hématite, de chlorite et de serpentine. Certaines coulées ont des vésicules et des lacunes remplies surtout par de la calcite, des zéolites et de la chlorite. Vers le Sud, au Sud-Est de Neyzar, l'unité volcanique supérieure est formée essentiellement de coulées andésitiques porphyriques à grands phénocristaux de plagioclase (plus de 1 cm) et de tufs altérés de teinte gris-verdâtre sombre. Elles sont recoupées par les massifs plutoniques acides du Néogène et leur cortège filonien.

2.7.2. Secteur de Tafrash

Dans ce secteur, la puissance de l'unité E₆ est de 300 à 400 m, dont une grande partie (100 m environ) est formée d'assises gypseuses. Cette séquence affleure au NW de Tafrash, avec des caractères plutôt sédimentaires que volcaniques; notamment les coulées de laves y sont absentes. Dans la vallée de Serishu (SE d'Azedin), elle est représentée de bas en haut par (fig. 16):

- 35 m de tufs acides brunâtres, formé de niveaux de tufs lapilliques ou d'agglomérats et de tufs fins à cendres;
 - 60 m d'alternances de tufs fins et grossiers, de couleur gris-brunâtre et au ciment plutôt argileux;
 - 20 m d'agglomérats (dacitiques) en banc très épais avec des éléments pyroclastiques;
 - 12 m de brèches volcaniques brunâtres, en banc épais;
 - 21 m de tufs verdâtres à gros éléments, ayant des intercalations de tufs fins;
 - 80 à 110 m de gypses, renfermant des marnes à la partie supérieure;
 - 58 m de marnes gréseuses et de pérites bien litées, de couleur gris-verdâtre;
 - 42 m de tufs de composition acide, verdâtres, avec des intercalations de marnes gréseuses et de marnes tuffacées;
- Ce niveau vers le haut renferme des Foraminifères benthiques et même des Foraminifères planctoniques dont Globigerina raris attribué au Priabonien supérieur;
- enfin 70 m de marnes gréseuses rougeâtres, alternant avec des niveaux à Nummulites (Nummulites incrassatus (B et A), Discocyclina sp., Operculina sp., etc., éch. HAJIAN, 1970).

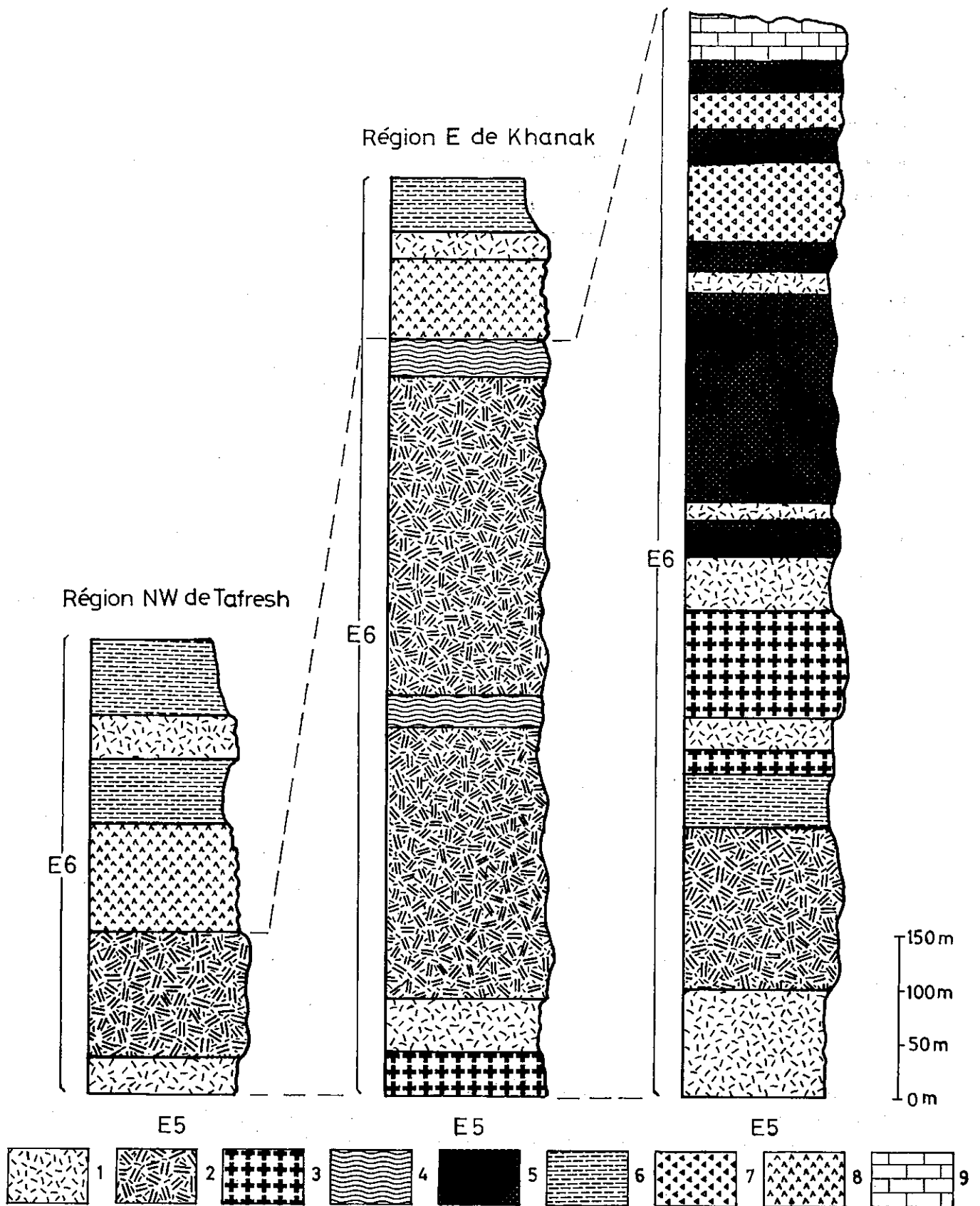


Fig. 16 - Séquence de l'Eocène supérieur (E₆) - 1) Tufs et tuffites; 2) Pyroclastites grossières et fines (souvent en alternances) de teinte rouge brunâtre; 3) Laves porphyriques (basiques à intermédiaires); 4) Ignimbrites et tufs rhyolitiques; 5) Laves et hyaloclastites (de composition basique à intermédiaire, parfois en alternances avec des tuffites); 6) Marnes et shales; 7) Brèches et conglomérats volcaniques; 8) Gypses; 9) Calcaires à Nummulites

2.7.3. Secteur d'Indes-Ravand

Ce secteur est important et, comme nous l'avons dit, les volcanites de l'Eocène supérieur y forment une bande sombre de direction NW-SE. Les formations volcaniques déterminent plus de 1 000 m de matériaux divers. Ce sont des coulées de laves et des pyroclastites de composition et de texture différentes, émises en milieu continental à sous-marin (mais peu profond). L'importance de ce secteur, du point de vue du volcanisme et des variations des séquences volcaniques, nous conduit à décrire quelques régions en détail du NW au SE, afin de comparer leur lithologie, leur mise en place et leur paléogéographie.

Région ouest de Khanak : L'unité volcanique supérieure a plus de 900 m de puissance et montre de bas en haut:

- 70 m de tufs andésitiques sombres, à grain fin ou grossier, alternant avec des tufs vitreux dacitiques-rhyodacitiques, de teinte crème et à grain fin;
- 150 m de tufs rouge-brunâtre, à grain fin et bien lités, alternant avec des tufs bréchiques sombres à fragments andésitiques et en bancs épais;
- 140 m de tufs grossiers de teinte sombre, contenant des fragments andésitiques. Ces tufs sont séparés par des niveaux de tufs fins;
- 20 à 40 m de tufs fins, de couleur rouge sombre, très riches en oxydes de fer, bien lités, renfermant des fragments andésitiques, des quartz et des feldspaths;
- 120 m de tufs bréchiques acides, en bancs massifs ou très épais. Ils alternent avec des tufs fins, bien lités et grano-classés. Latéralement, il y a aussi passage des tufs grossiers aux tufs fins. Ces tufs ont une composition acide et une pâte dévitrifiée;
- 110 m de tufs rhyolitiques fins, de teinte sombre, bien lités, ayant des lentilles à texture plus grossière;
- 20 à 30 m de laves andésitiques à pâte microlitique et vitreuse, relativement altérées;
- 20 à 40 m de brèches volcaniques brunâtres, ayant parfois des éléments anguleux de 50 cm;
- 8 m de marnes tuffacées rouges, à traces de gypse;
- 80 à 150 m d'assises gypseuses;
- Enfin 30 à 50 m de marnes gréseuses, gypsifères, qui vers le haut se transforment en marnes sableuses, tufs verts et pérites.

Cette coupe nous montre la prédominance des roches acides, surtout aux niveaux inférieurs et moyens. Les laves intermédiaires de la partie supérieure sont moins représentées. Enfin, ces matériaux volcaniques se sont formés dans un milieu à tendance continentale et lagunaire.

Région est de Khanak : Dans une coupe stratigraphique relevée pour sa partie inférieure au Sud de Khanak, et pour sa partie supérieure à l'Est de cette région (à cause de l'existence de failles), les niveaux suivants sont observables de bas en haut (fig. 16):

- 1- Niveau d'andésite porphyrique, à phénocristaux centimétriques de plagioclase, très altérés et réduits à l'état de poudre. Ce niveau repose sur les tufs sombres de la série E₅ et on le retrouve vers l'Est, au Sud de Chahak, où sa puissance dépasse 100 m.
- 2- Tufs verts jaunâtres à grisâtres, de composition acide, bien lités.
- 3- Séquence rouge sombre, faite d'alternances de tufs bréchiques et de tufs fins, très riches en oxyde de fer, et où on peut distinguer plusieurs phases éruptives:
 - . tufs bréchiques acides, gris brunâtre, à gros éléments (souvent andésitiques), en bancs très épais;
 - . cendres très altérées non consolidées;
 - . tufs bréchiques gris foncé, en banc très épais, à structure vitroclastique contenant des fragments d'andésite et de rhyolite, liés par une pâte vitreuse cryptocristalline, très riche en oxydes de fer;
 - . tufs bréchiques, gris clair, analogues aux précédents;
 - . tufs cinéritiques fins, vert foncé grisâtre, à structure vitreuse cryptocristalline, avec débris de quartz et de feldspaths, liés par une pâte acide (quartzo-feldspathique) avec de fins granules d'oxydes de fer (très abondants) et de chlorite. Les nombreuses vésicules sont remplies par la chlorite et parfois l'hématite.

- . une nappe ignimbritique, gris-violet, de composition rhyolitique, et à structure vitroclastique et fluidale, renfermant des cristaux de quartz et de feldspaths (souvent orientés), et des vestiges laviques (rhyolitique);
 - . tufs rhyolitiques rougeâtres, en bancs minces, à pâte vitreuse et vésiculaire, riche en hématite. Des cristaux cassés de feldspaths et de quartz existent dans la pâte;
 - . tufs bréchiques, gris clair, en banc très épais, renfermant des fragments d'andésite, de rhyolite et d'ignimbrite (de la phase précédente), ainsi que des débris de feldspaths et de quartz;
 - . une nappe ignimbritique, gris violacé, à pâte vitreuse et fluidale, avec des flammes plus ou moins étirées. Vers le haut ces ignimbrites sont bien litées et la mésostase est dévitrifiée;
 - . Tufs bréchiques de composition acide, à éléments volcaniques, avec des fragments de cristaux divers (feldspaths, quartz, pyroxène), disposés d'une façon quelconque. La pâte est vitreuse - cryptocristalline.
- 4- Séquence moyenne (relevée à l'Est de Khanak) comportant surtout des alternances de tufs fins et de tufs grossiers (lapilliques ou bréchiques). La succession est la suivante de bas en haut:
- . tufs bréchiques à fragments volcaniques (surtout d'andésite) liés par une pâte vitreuse vésiculaire, très riche en hématite, à vésicules remplies de calcite;
 - . tufs lapilliques, gris violacé, de composition rhyodacitique et à structure vitroclastique;
 - . tufs bréchiques, analogues mais à structure orientée;
 - . cendres volcaniques, très altérées, d'aspect marneux;
 - . tufs rhyodacitiques. De petits fragments rhyodacitiques et des débris de plagioclases et de pyroxène sont liés par une pâte quartzo-feldspathique, riche en oxydes de fer et en chlorite;
 - . tufs bréchiques, très altérés mais comparables à l'horizon précédent;
 - . tufs fins, grisâtres à verdâtres, altérés.;
 - . tufs cinéritiques à structure vitreuse et vésiculaire, très riches en oxydes de fer. Les vésicules sont remplies souvent par la chlorite (à la périphérie) et par la calcite (au centre), parfois par de la silice (quartz ou calcédoine). De petits fragments volcaniques ainsi que quelques cristaux de plagioclases acides, se trouvent dans la pâte;
 - . tufs cinéritiques comparables à l'horizon précédent, mais sans vésicules;
 - . tufs rhyolitiques, rougeâtres à texture fluidale. Au microscope, ils ont une structure vitreuse et vésiculaire, orientée (tendance ignimbritique). Les vésicules sont remplies par du quartz et de la calcite;
 - . une nappe ignimbritique, gris clair à violacé, de composition rhyolitique et à structure vitroclastique fluidale.
- 5- Assises gypseuses, accompagnées d'un peu de marnes, de grès et de grès tuffacés.
- 6 - Niveau de tufs fins à grossiers (microbréchiques), verdâtres, bien lités, avec quelques intercalations d'andésites porphyriques très altérées.
- 7 - Enfin, un niveau plutôt d'origine sédimentaire, formé d'alternances de grès (plus ou moins tuffacés) verdâtres, en bancs minces, et de shales sableux à grain fin et de couleur sombre.

Cette séquence est recouverte par la Formation rouge inférieure (Oligocène).

Dans cette coupe aussi, sauf pour sa partie supérieure qui correspond à un milieu lagunaire à peu profond, les conditions paléogéographiques ont été plutôt continentales. Mais parfois une tendance marine franche existait surtout vers l'Est (Nord d'Abredar) où des intercalations de calcaires à Nummulites apparaissent sur les pyroclastites à gros éléments (séquence 3). Ils renferment la faune suivante, qui indique le Priabonien moyen à supérieur (éch. 75-E, MR-53, dét. BLONDEAU): Asterigerina cf. bartoniana, Nummulites cf. incrassatus. En général, les assises gypseuses s'aminissent progressivement vers l'Est. Mais les intercalations de calcaires à Nummulites, ainsi que de tuffites et d'assises sédimentaires tuffacées (parfois fossilifères), de couleur verdâtre, indiquent la prédominance du milieu sous-marin, mais peu profond vers l'Est.

Région Chahak-Qahan : Dans une séquence de 1 000 à 1 200 m, qui commence à l'Ouest de Qahan et se poursuit à l'Est de Chahak et qui repose sur la série verte supérieure (E₅) recoupée par le batholite granitique de Navis, on observe de bas en haut (fig. 16):

- Tuffites argileuses, de teinte rouge et verte, recoupées parfois par des dykes de diorite quartzique.
- Tuffites gréseuses-conglomératiques, bien litées, rouge brunâtre.
- Tufs à cendres, blancs et de composition rhyolitique.

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

- Tuffites siliceuses-argileuses, jaune verdâtre, en bancs minces. Ce niveau, près de Qahan, est recoupé par des dykes dioritiques.
- Tufs bréchiques brunâtres, en bancs épais ou très épais, ayant des intercalations de tufs fins brun verdâtre.
- Tuffites à grain fin, crème verdâtre.
- Niveau de teinte rouge foncé à violette, constitué essentiellement de tufs à cendres très altérés, de marnes et de grès tuffacés, avec des intercalations de tufs microbréchiques, de grès grossiers à conglomératiques (à Foraminifères), et de tufs bréchiques altérés, de couleur bleu-violacé. L'ensemble est recoupé par des dykes dioritiques altérés.
- Tufs sableux, à grain fin, jaunâtres, en bancs minces.
- Coulées andésitiques porphyriques, à phénocristaux centimétriques de plagioclase très altérés et réduits parfois à l'état de poudre.
- Volcanites (andésitiques) complètement altérées, de teinte vert olivâtre.
- Tuffites siliceuses et sableuses, à grain fin, crème à jaune verdâtre, et en bancs minces.
- Volcanites très altérées (intermédiaires à basiques), gris sombre à vert.
- Niveau d'andésites porphyriques (*), à phénocristaux centimétriques de plagioclase (maximum: 3 cm). Généralement, la taille des phénocristaux de plagioclase diminue vers le sommet de ce niveau. La puissance de ces andésites atteint jusqu'à 100 à 150 m. A l'Ouest de Chahak, elles sont recoupées par un massif de diorite à hornblende verte.
- Tuffites gréseuses, crème jaunâtre, contenant des intercalations de brèches, de tufs andésitiques et de volcanites vert-grisâtre altérées (de composition intermédiaire à basique).
- Coulées basiques sombres, diaclasées, à texture aphanitique, recoupées parfois par des veines de barytine.
- Tuffites calcaréo-sableuses.
- Alternances de coulées andésitiques-basaltiques avec des tuffites crème-verdâtre et des tufs bréchiques. Les coulées ont des structures porphyrique ou aphanitique.
- Niveau d'hyaloclastites massives, de teinte sombre, avec leurs dykes d'alimentation.
- Tuffites gréseuses à conglomératiques ou bréchiques, verdâtres, stratifiées, à ciment plus ou moins calcaire, renfermant des Foraminifères de l'Eocène (remaniés ?).
- Tufs andésitiques, gris foncé, altérés.
- Tufs bréchiques de composition dacitique, accompagnés de tufs sableux crème.
- Volcanites très altérées, gris verdâtre, de composition dacitique.
- Volcanites sombres, de composition andésitique, diaclasées et très altérées, montrant une altération en boules écaillées.
- Enfin un niveau rouge sombre, constitué de calcaires et calcaires gréseux à Nummulites, qui se terminent par des marnes plus ou moins gréseuses et parfois gypseuses. Ces calcaires renferment, d'après HAJIAN, 1970 (éch. 416); la faune suivante: Nummulites fabianii (B et A) Prever, Nummulites incrassatus (B et A) Prever, Discocyclina augustae Weidjen, Bryozoaires, Echinides, Lamellibranches (Pectens et Huftres), Algues. Elle indique le Priabonien inférieur.

Comme nous le voyons, cette coupe est tout à fait différente de celles de la région de Khanak et est caractérisée par la prédominance des termes basiques à intermédiaires et par l'augmentation des assises sous-marines. Nous allons voir maintenant, de façon plus brève, les caractères d'autres parties du Secteur d'Indes - Ravand.

Région du Kuh-e-Golestan. Cette région est caractérisée par plusieurs phases éruptives basiques à intermédiaires, sous la forme de coulées, de dykes d'alimentation et de sills à texture plus ou moins porphyrique. On trouve en outre des niveaux hyaloclastiques et des intercalations sédimentaires et volcano-sédimentaires.

Vers le haut, des couches pyroclastiques, à texture fine ou grossière et de teinte variable (verdâtre, grisâtre et rougeâtre), renferment plusieurs horizons de calcaire à Nummulites. Ces roches pyroclastiques ont souvent une composition

(*) Nous utilisons ce terme dans un sens général pour des roches de même structure porphyrique, mais de composition variable entre andésite, andésite latitique, basalte et latite-basalte.

à tendance dacitique.

Région de Biraghun - Veshnoveh (Sud de Qom) - Les volcanites sombres de l'Eocène supérieur sont plus ou moins comparables à celles de la région de Golestan. Mais, en général, les intercalations volcano-sédimentaires ou sédimentaires (surtout calcaires à Nummulites) sont moins abondantes vers l'Ouest (Biraghun). Les niveaux de roches volcaniques acides, et parfois de calcaires, de teinte claire, sont très distincts. Dans la même région les coulées de type andésite porphyrique sont localement volumineuses, comme celles de la région de Fordu, subhorizontales et d'une puissance de quelques dizaines à quelques centaines de mètres.

Plus loin vers l'Est de Biraghun et dans la région au Sud-Ouest de Shurab on rencontre des niveaux ou des lentilles de calcaires à Nummulites entre les volcanites sombres. Ils sont parfois récifaux, recristallisés, de couleur rougeâtre à grisâtre, et indiquent un âge compris entre le Biarritzien et la base de l'Eocène supérieur (éch. 77-E-441, dét.

BLONDEAU): Discocyclina sella, Actinocyclina, Nummulites millecaput - maximus (A), et Nummulites praefabianii.

Région nord-ouest de Rayand - En général la séquence volcanique éocène supérieure peut être subdivisée en trois ensembles;

- l'ensemble inférieur, constitué essentiellement de coulées de laves et de pyroclastites sombres (gris brunâtre), de composition basique à intermédiaire;
- l'ensemble moyen, formé essentiellement de coulées andésitiques à basaltiques, de teinte gris foncé à verdâtre, à texture porphyrique ou aphanitique, interstratifiées avec des tufs acides; on trouve en outre des ignimbrites et parfois des laves de composition rhyodacitique, de couleur claire;
- l'ensemble supérieur, caractérisé par sa teinte rouge violacé, est constitué d'assises détritiques et pyroclastiques (tufs sableux, tufs bréchiques, conglomérats volcaniques, etc.) ainsi que des coulées à tendance acide (dacitoïde).

Dans cette région, l'unité volcanique supérieure (E₆) est recouverte directement par les assises marines de l'Oligo-Miocène (Formation de Qom). Ici, comme dans la partie occidentale de la région précédente, les couches fossilifères sont moins nombreuses et les volcanites décrites, surtout les roches acides (ignimbrites et coulées rhyodacitiques), témoignent d'une mise en place en milieu continental.

2.8. L'unité volcanique supérieure (E₆) dans la sous-zone nord-est

L'unité volcanique supérieure (E₆) est visible dans quelques reliefs isolés dont certains montrent des conditions paléogéographiques et des successions volcaniques différentes.

Région de Kushk-e-Nosrat. Ici, les caractères paléogéographiques et lithologiques sont assez semblables à ceux de la région de Siah-Kuh (dans la même sous-zone). On peut classer les volcanites E₆ en deux ensembles principaux.

- 1/ L'ensemble inférieur, caractérisé par sa teinte gris-verdâtre, est constitué essentiellement de pyroclastites et de coulées de laves (y compris des coulées d'andésite porphyrique) interstratifiées dans des tufs et des tuffites, plus ou moins gréseux. Elles ont été émises en un milieu aquatique peu profond.
- 2/ L'ensemble supérieur, caractérisé par sa teinte rouge à gris brunâtre est constitué de roches détritiques (conglomérats, grès, marnes et marnes gréseuses, parfois gypsifères) et des pyroclastites de composition acide (tuf bréchique massif, tuf rhyolitique, etc.).

tel-00509888, version 1 - 07 Aug 2010 09:14

Cet ensemble présente à son sommet une nappe ignimbritique, de couleur gris violacé à rougeâtre, à texture fluidale, de 70 à 100 m d'épaisseur, et aussi des couches conglomératiques rouges à éléments relativement gros; ces roches témoignent d'un environnement continental.

Partie nord-ouest du Kuh-e-Davazdeh Emam. La séquence volcanique et les conditions paléogéographiques y sont différentes par rapport à la partie sud-est. Ici, sur la série verte supérieure (E5) appartenant au Lutétien terminal (Biarritzien), il y a une alternance de couches sédimentaires ou volcano-sédimentaires et de volcanites sombres de composition basique. La séquence est ici plus complète et comporte de bas en haut:

- série verte supérieure (E5) (nous l'appelons ici T₁);
- niveau d'hyaloclastites (V_{1a}), formé de cônes hyaloclastiques, avec leurs dykes d'alimentation. Ces produits hyaloclastiques sont constitués souvent de matériaux basiques à intermédiaires, très altérés et pulvérulents. Ils renferment des blocs et des fragments volcaniques de même composition que les dykes d'alimentation dans une matrice argileuse à gréseuse. Ce niveau est encadré verticalement et latéralement par la série verte;
- niveau (T₂) formé d'assises bien litées, vert-clair à jaunâtre, de marnes, de grès ou grès calcaires, plus ou moins tuffacés, et de tuffites;
- niveau inférieur gypseux (G₁), constitué essentiellement de gypses, avec des intercalations gréso-marneuses. Ce niveau d'allure lenticulaire atteint 150 à 200 m d'épaisseur. Vers le Sud-Ouest il est l'équivalent de volcanites V_{1b} (comparables à celles de V_{1a});
- niveau (T₃), comparable au niveau (T₂) et renfermant des calcaires gréseux à Nummulites d'âge priabonien (1968 et 1978) (éch.77-E-647, dét. BLONDEAU): Sphaerogypsinaglobulus (Reuss), Nummulites bouillei, Nummulites bericensis;
- niveau moyen gypseux (G₂), comparable au niveau (G₁), mais d'épaisseur plus importante (200 - 250 m). Les assises gypseuses renferment des intercalations sédimentaires, plus ou moins tuffacées;
- niveau de basalte doléritique à olivine (V_{2a}), à texture aphanitique et de teinte sombre (50 à 100 m);
- niveau supérieur gypseux (G₃), beaucoup moins important que (G₁) et (G₂); il disparaît vers le Sud-Ouest (25-40 m);
- niveau épais (quelques centaines de mètre) de volcanites basiques (V_{2b}) (basaltes et andésites basaltiques), à texture porphyrique et de teinte vert olive. Elles sont très altérées, surtout à la partie inférieure. Certaines des coulées ont des vésicules remplies par des minéraux secondaires;
- niveau de marnes rouges gypsifères (50 à 70 m);
- enfin, niveau de volcanites altérées (V_{2c}), comparable au niveau (V_{2b}) mais de puissance moins importante (50 - 60 m).

Sur le dernier niveau il y a encore une séquence rouge de sédiments d'origine lagunaire - continentale qui peut être attribuée à la partie terminale de l'Eocène supérieur ou à l'Oligocène inférieur (Formation rouge inférieure).

Partie sud-est du Kuh-e-Davazdeh Emam (région de Narreh Kharkuh)- Dans cette partie, contrairement à la partie nord-ouest, les volcanites acides sont prédominantes et montrent des caractères continentaux. Après des hyaloclastites sombres (basiques à intermédiaires), qui sont l'équivalent du niveau (V_{1a}) et des assises gréseuses tuffacées, la séquence volcanique devient tout à fait acide et comporte des tufs bréchiques et des ignimbrites rouge-violacé. Y sont par fois interstratifiés des tufs cinéritiques blancs (rhyolitiques) et des tufs gréso-marneux. Les épaisses coulées de dacitoïde à débit en prismes, caractéristiques d'un milieu continental, forment le niveau le plus haut de la séquence. Elles sont généralement subhorizontales et massives, à patine sombre (mais de couleur claire sur cassure fraîche), et divisées par des joints horizontaux.

Région de Siah-Kuh - Ici, les conditions paléogéographiques et la séquence volcanique éocène-supérieure sont plus ou moins comparables à celles du secteur précédent. Mais dans le Siah-Kuh, les volcanites acides sont très épaisses (quelques centaines de mètres) avec des pyroclastites très développées. Comme dans la région de Kush-e-Nosrat, un faciès détritique rouge (conglomérats et marnes rouges sableuses) apparaît vers le haut, surtout à l'Ouest

de Siah Kuh. Les mouvements épirogéniques de l'Eocène supérieur, particulièrement intenses dans certaines régions, comme celle de Siah Kuh, expliquent, par les soulèvements provoqués, l'existence de ces roches détritiques.

3. PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSION

Après la phase orogénique laramienne qui a provoqué une émergence générale dans la majeure partie de l'Iran, la mer revient au début du Tertiaire et recouvre les terrains plus anciens. Cette transgression, comme nous l'avons vu, n'a pas été simultanée partout. Tandis que dans certaines parties les dépôts détritiques formant la base du Tertiaire peuvent être attribués au Crétacé terminal - Paléocène (conglomérat de Kerman), dans d'autres secteurs leur âge peut être éocène inférieur à éocène moyen.

Dans notre région, la transgression marine commence à l'Eocène inférieur et la recouvre en totalité, sauf la zone de Sanandaj-Sirjan et la sous-zone de Haftad Qolleh. Les dépôts terrigènes de la base du Tertiaire dérivent de l'érosion des reliefs plus anciens, principalement ceux du Crétacé et du Jurassique.

Au Lutétien inférieur, un événement très important se manifeste pour la première fois dans l'histoire de notre région: l'activité magmatique, conséquence d'une phase de distension succédant à la phase laramienne compressive. Des fractures ont joué le rôle principal dans l'ascension des magmas vers la surface et dans la création d'un système de horsts et de grabens. C'est pourquoi certains bassins (comme celui de Tafresh) se distinguent des secteurs voisins par une subsidence notable, responsable de séquences marines plus épaisses et parfois relativement plus profondes. Au Lutétien inférieur, les conditions paléogéographiques différentes se reflètent dans les caractères des séquences de chaque secteur. Par exemple, dans le secteur d'Ashtian-Naragh, les intercalations sédimentaires et surtout les couches à Nummulites sont moins nombreuses; par contre les volcanites de type continental, comme les nappes ignimbrétiques ou des coulées de laves, sont plus développées. Ce secteur qui était au voisinage de la sous-zone émergée de Haftad Qolleh, peut être interprété comme une zone littorale. En même temps (Lutétien inférieur), dans le secteur de Tafresh, les conditions marines ont été prédominantes, ce dont témoignent les niveaux à Nummulites et les volcanites sous-marines. Ici, contrairement au secteur précédent, le volcanisme lutétien inférieur commence par un magma alcalin basique monté à la faveur de fractures de distension, et qui s'est mis en place sous la forme de dykes d'alimentation, de sills et de coulées, accompagnés d'une activité explosive sous-marine à l'origine des niveaux d'hyaloclastites. Mais ensuite les mouvements épirogéniques ont été la cause d'une émergence, avec des matériaux volcaniques acides, comme les nappes ignimbrétiques, succédant aux volcanites et aux sédiments sous-marins. Cette situation ne demeure pas longtemps, et l'enfoncement de la majeure partie de la région provoque une avancée de la mer encore plus importante, avec une sédimentation épaisse (parfois plus de 3 000 m) de matériaux d'origine sédimentaire ou volcanique. Cette séquence volcano-sédimentaire, de teinte verdâtre, se développe dans l'Alborz méridional, vers le Nord de Zanjan (chaîne de Tarom), dans l'Azerbaïdjan, ainsi que sur une partie importante de l'Iran central.

Dans l'Est de l'Iran, une séquence très épaisse de type flysch s'est déposée pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène; il s'agit d'alternances de marnes ou de shales et de grès, avec parfois des intercalations de calcaires, éventuellement à Nummulites. Ces sédiments se sont déposés dans un bassin à subsidence importante. En général,

dans l'Est de l'Iran et dans certains secteurs orientaux de l'Iran central (Torbat Heydarieh et Kashmar, EFTEKHAR-NEZHAD et al. 1976; Abbasabad, Torud, ALAVI et al. 1976 ; Sud-Est de Semnan, NABAVI, 1976; ainsi que vers le Sud et le Sud-Est, Rafsanjan, Yazd et au Nord de Naïn, etc.) l'équivalent de la série verte éocène a une origine plutôt sédimentaire. Dans la dernière région (Nord de Naïn), on a une séquence épaisse (3 200 m environ) d'alternances de marnes et de grès ou de conglomérats qui, selon DAVOUDZADEH (1972), est d'âge éocène moyen à supérieur. Dans les régions décrites les assises de l'Eocène renferment souvent de grands Foraminifères benthiques (Nummulites, Assilines, Alvéolines), des Lamellibranches (Pectens et Huîtres), des Echinides, etc. Les conditions paléogéographiques sont donc celles d'une mer peu profonde et chaude, mais à subsidence notable. En dehors de l'Iran central, dans l'Alborz oriental, STOCKLIN (1961) a décrit une transition des tufs volcaniques à des shales et à des calcaires purs.

Au contraire, dans l'Alborz central et occidental, ainsi que dans les parties occidentales de l'Iran central, comme par exemple la région étudiée, celle de Saveh (CAILLAT et al., 1978), d'Avaj (BOLOURCHI, 1975), de Soltanieh (STOCKLIN et al. 1969), du Nord-Ouest de Takab (région de Shahindezh, ALAVI et al., 1968), les couches volcano-sédimentaires, les tufs acides sont très développés. Sans doute, dans chacune de ces régions, certains changements de faciès, soit latéralement, soit verticalement, peuvent être rencontrés. Dans ces régions, la série verte a souvent une puissance supérieure à 1 000 m et parfois de 3 000 à 4 000 m (comme dans la chaîne de Tarom; HIRAYAMA et al., 1966). Certains géologues comme VATAN et al. (1962), DELLENBACH (1964), ont comparé la série verte à un flysch, à cause de sa puissance importante, de sa sédimentation rythmique (dont chaque cycle se termine par un niveau de radiolarite), de ses couches granoclassées, etc. LORENZ (1964) a attribué la genèse de ces tufs à des éruptions subaquatiques. Selon DEDUAL (1967), cette série résulterait d'une sédimentation primaire de matériaux terrigènes en milieu peu profond où certaines perturbations (slumpings par exemple) ont provoqué des structures granoclassées. Toutefois, la probabilité de l'existence de centres magmatiques vers le Sud (Sud de la vallée de Karaj) a été envisagée car des brèches, des conglomérats volcaniques et des roches filoniennes s'y développent.

Comme nous le verrons plus loin, dans notre région ces deux facteurs, sédimentation primaire de matériaux terrigènes et activité explosive volcanique (subaquatique ou aérienne), ont eu leur rôle dans la constitution de la série verte. En général, l'importance des matériaux tuffacés acides dans la série verte indique un volcanisme actif de nature explosive. Au contraire dans l'Est de l'Iran, l'existence d'une séquence plutôt de nature sédimentaire marno-gréseuse montre une tranquillité relative. Généralement cette série volcano-sédimentaire épaisse s'est déposée dans une mer peu profonde, mais à subsidence notable. Parfois l'enfoncement a été plus important et a provoqué un bassin plus profond. La profondeur de la mer a été variable et on observe donc des changements de faciès latéraux et verticaux.

C'est pourquoi, du point de vue de la paléontologie, on a les trois tendances suivantes:

1/ les dépôts contenant de grands Foraminifères benthiques (Nummulites, Alvéolines, Assilines, etc.), des Lamellibranches (Pectens, Huîtres, etc.), des Algues, des Bryozoaires et des Echinides, etc., indiquent un milieu épicontinental à littoral;

2/ les dépôts renfermant simplement des Foraminifères pélagiques (Globigérines, Radiolaires, etc.) révèlent une mer ouverte et de profondeur plus importante;

3/ les dépôts contenant des Foraminifères pélagiques et benthiques probablement réunis par les courants sous-marins.

Nous rencontrons ces divers cas dans notre région. A la fin du Lutétien inférieur, la mer devient progressivement profonde, et les dépôts à faune de deuxième type apparaissent. Mais au début du Lutétien supérieur, les mouvements verticaux positifs rajeunissent graduellement les reliefs, et des faciès sableux se développent avec des faunes du premier type. Ces mouvements, que nous appelons intraéocènes, deviennent au Lutétien supérieur (E4) de plus en plus importants, engendrant des zones émergées dont certaines ont nourri des bassins peu profonds (comme celui de Tafresh). C'est pourquoi, on y observe des éléments arrondis à subarrondis de roches volcaniques de l'Eocène, ou parfois des galets de calcaires à Nummulites, dans les bancs détritiques rougeâtres (conglomérat). Les éléments gros et subarrondis indiquent aussi la proximité des zones d'alimentation des bassins sédimentaires; par exemple, dans la partie nord-ouest (région d'Amjak), où en général la taille des éléments détritiques - pyroclastiques diminue vers le Sud, il semble que la zone d'alimentation ait été située vers le Nord. Des conditions paléogéographiques variables en tre différents secteurs, ou parfois dans le même secteur caractérisent cette période (E4); par exemple, le secteur d'Ashtian Naragh est caractérisé par des volcanites à tendance acide (dacitoïdes), par des nappes ignimbrétiques (vers le Sud-Est) et par des dépôts de nature terrigène; ils sont liés à un milieu littoral à tendance continentale, et présentent une épaisseur relativement faible. En même temps, le secteur de Tafresh a été un bassin peu profond, avec des dépôts détritiques pyroclastique associés à des sédiments biochimiques (calcaire à Nummulites); mais il semble que, dans ce bassin, la subsidence ait été très active, car elle a permis la constitution d'une séquence atteignant jusqu'à 450 m (NW du bassin de Tafresh). Paléogéographiquement, la partie nord-est du bassin de Tafresh montre plus ou moins les caractères du secteur d'Ashtian-Naragh où les volcanites sont importantes. Vers la fin du Lutétien (E5), c'est-à-dire au Biarritzien, les mouvements tectoniques intraéocènes sont responsables d'un nouvel enfoncement; la nouvelle transgression consécutive est accompagnée parfois d'une discordance (parfois angulaire, comme dans la vallée de Bazarjan). Il semble que cette transgression s'est effectuée sur une échelle plus importante que précédemment, car ses dépôts sont très développés; de plus les régions déjà émergées (par exemple Natanz-Naïn-Surk; AMIDI 1975) ont été recouvertes à cette époque pour la première fois. Pour certaines régions, comme celle de Saveh (CAILLAT et al., 1978), le maximum de transgression s'est produit à la même époque.

Dans notre région, la diversification des faciès est très nette du Lutétien terminal à l'Eocène supérieur. Dans le secteur d'Ashtian-Naragh, cette série (E5) est plutôt sédimentaire, déposée dans une mer peu profonde et chaude, montrant vers le haut des caractères lagunaires (gypses). Ici, la série (E5) représente le Biarritzien-Bartonien supérieur 1978 (Priabonien inférieur - moyen 1968). Au contraire dans le bassin de Tafresh les dépôts de nature volcano-sédimentaire sont prédominants et renferment uniquement une faune pélagique. Ici, l'alternance de tufs bréchiqes ou lapilliques avec des tufs à cendres et des structures granoclassées sont parfois visibles.

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

Dans la sous-zone nord-est, les conditions paléogéographiques ont été aussi épicontinentales à lagunaires, et parfois à tendance continentale.

A l'Eocène supérieur (E6), les centres magmatiques ont été concentrés vers les parties nord-est, c'est-à-dire dans le secteur d'Indes-Ravand et dans la sous-zone nord-est. En effet, ces parties ont formé une sorte de ceinture volcanique active, tandis que dans le bassin de Tafresh et dans le secteur d'Ashtian-Naragh la sédimentation (soit de matériaux volcano-sédimentaires, soit de matériaux strictement sédimentaires) a été dominante.

Au cours de cette époque, les variations paléogéographiques latérales ou verticales deviennent plus importantes, car les mouvements épirogéniques se sont intensifiés et ont déterminé une tendance continentale générale surtout vers la fin de l'Eocène supérieur. C'est en relation avec cette activité tectonique que le volcanisme reprend et constitue une séquence de plus de 1 000 m d'épaisseur. Le volcanisme éocène supérieur a une place importante dans le volcanisme tertiaire, et surtout dans le volcanisme de l'Eocène. Il occupe des régions immenses de l'Azerbaïdjan, de l'Iran central, du Lut, etc. Enfin un volcanisme alcalin (parfois à analcime) est caractéristique de la fin de cette époque.

F- OLIGOCENE

1 - L'OLIGOCENE EN IRAN

Comme nous l'avons vu, à l'Eocène supérieur et surtout vers la fin de cette époque, les mouvements épirogéniques ont entraîné un régime continental ou lagunaire. Heureusement, l'existence des niveaux à Nummulites que nous avons trouvés dans les séquences de ce type (comme au NW de Davazdeh Emam), confirme qu'il s'agit bien d'Eocène supérieur. Ainsi, une partie importante des dépôts détritiques-évaporitiques, qui sont encadrés par la série verte et fossilifère de l'Eocène (éventuellement lutétienne) et les sédiments marins de l'Oligo-Miocène (Formation de Qom), appartient-elle probablement à l'Eocène supérieur. Toutefois, dans les niveaux terminaux de l'Eocène supérieur, il y a encore des sédiments détritiques ou lagunaires, non fossilifères, qui peuvent être attribués aussi bien à l'Eocène supérieur qu'à l'Oligocène (inférieur ?). C'est en effet le cas, comme nous le verrons ci-dessous, de la dernière séquence rouge, dénommée Formation rouge inférieure (GANSSE, 1955). Généralement, il n'y a pas discordance visible entre cette formation et la série éocène supérieure. Toutefois, dans certaines régions, une faible discordance angulaire a été signalée (STOCKLIN, 1952; HUBER et al., 1953), mais à notre avis elle se trouve plutôt dans les parties marginales des bassins continentaux-lagunaires. Cette formation existe dans l'Iran central, et surtout dans notre région. Mais avant de décrire la région étudiée nous passerons en revue brièvement les autres séquences attribuées à l'Oligocène en Iran.

AZERBAIDJAN

Un volcanisme acide (rhyolitique) ainsi que certains massifs intrusifs ont été attribués à l'Oligocène (DIDON et al., 1976; LESCUYER et al., 1976, etc.). De plus un faciès détritique rougeâtre (région de Mianeh) a été rattaché à la Formation rouge inférieure.

tel:005099888, version 1 - 17-Aug-2010

ZANJAN

Dans cette région, un plutonisme granodioritique a été attribué à la phase post-éocène (HIRAYAMA et al. 1966).

AVAJ - SAVEH

Dans la première région, l'Oligocène est représenté par les dépôts plutôt conglomératiques (BOLOURCHI, 1975) de la Formation rouge inférieure. Pour la région voisine (Saveh), CAILLAT et al. (1978) ont décrit des couches conglomératiques et des roches volcaniques diverses parmi lesquelles les ignimbrites et les rhyolites sont abondantes. En outre, un plutonisme granodioritique a été attribué à la phase post-éocène et anté-oligocène, dans la même région.

NORD D'ESFAHAN

Dans la région de Soh, ZAHEDI (1971) a décrit 50 à 100 m de bancs conglomératiques, en les attribuant à la Formation rouge inférieure.

ARDESTAN-NATANZ - NAIN - SURK

TARKIAN (1972) et AMIDI (1975) ont signalé la présence de roches rhyolitiques et pyroclastiques de l'Oligocène. Dans le secteur de Natanz-Ardestan, les dépôts continentaux de cette époque sont absents, tandis que dans la région de Gavkhuni un faciès conglomératique a été attribué à la Formation rouge inférieure.

EST DE L'IRAN

Aux environs de Zahedan un grand batholite granitique-dioritique recoupe le flysch du Crétacé supérieur - Eocène: on lui donne un âge oligocène. Au Sud-Est de l'Iran (région de Makran), une séquence de type flysch a été attribuée à l'Eocène-Oligocène.

ALBORZ

STALDER (1971), ANNELLS et al. (1975) ont signalé des laves basiques (en particulier basanites à analcime) et intermédiaires (andésitiques) de l'Oligocène. Ces laves sont parfois séparées par des tufs, des agglomérats et des conglomérats.

ZAGROS et KOPET DAGH

Les roches magmatiques sont toujours absentes, mais les dépôts marins, par exemple la partie inférieure du calcaire d'Asmari (Zagros) ou les niveaux supérieurs des shales de Khangiran (Kopet Dagh), appartiennent à l'Oligocène.

2 - REGION ETUDIEE (fig. 17)

La Formation rouge inférieure se trouve souvent au-dessous de l'Oligo-Miocène marin (Formation de Qom). Cette Formation et la Formation de Qom, ainsi que la Formation rouge supérieure ont été le sujet d'étude de plusieurs géologues de la N.I.O.C. : HUBER (1953), FURRER et SODER (1955), DOZY (1955), GANSER (1955), FURON et al. (1959), ABAIE et al. (1964), BOZORGIA (1965), etc. FURRER et SODER (1955) au Sud de Qom (région de Kahak) ont attribué une épaisse séquence de 1 000 m environ de shales, de marnes, gypsifères, de grès, de laves et de pyroclastites à la Formation rouge inférieure. A notre avis une partie de cette séquence, comme nous l'avons déjà signalé (p.69-73), appartient à l'Eocène supérieur. Nous verrons ci-dessous que le faciès et la puissance de la Formation rouge inférieure varient localement.

tel-00509888, version 1, 17 Aug 2010



Fig.17 - Répartition des dépôts post-écènes:

- 1) Formation rouge inférieure;
- 2) Formation de Qom;
- 3) Formation rouge supérieure;
- 4) Volcanites NgV₁;
- 5) Volcanites NgV₂;
- 6) Dépôts détritiques du Plio-Pléistocène.

2.1. Sous-zone centrale

2.1.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

Ce secteur est caractérisé plutôt par des bancs détritiques, liés à un milieu continental.

Région de Neyzar - Nous avons choisi une coupe stratigraphique, relevée dans la partie occidentale de l'anticlinal de Mil (Nord-Ouest de Neyzar); la Formation rouge inférieure y a une puissance de 275 m environ. Mais elle se réduit très rapidement vers l'Est et le Sud-Est (quelques dizaines de mètres et même moins), ce qui démontre les variations locales des conditions paléotopographiques.

Dans cette coupe, la Formation rouge inférieure repose sans discordance visible sur la série verte (E5) de l'Eocène. Elle comporte de bas en haut (fig. 18):

- 16,1 m de marnes rouges grisâtres sableuses avec de minces intercalations de shales gréseux;
- 6,3 m de conglomérats polygénétiques, blocs (jusqu'à 1 m) du Mésozoïque (surtout Crétacé) et de l'Eocène (roches volcaniques ou volcano-sédimentaires). La taille du grain diminue vers le haut, passant à un banc de marne sableuse rouge;
- 47,8 m de marnes rouge sombre, parfois crème à gris verdâtre et légèrement gypsifères. Les marnes verdâtres sont plus ou moins tuffacées;
- 27,2 m d'alternances de marnes rouges et de conglomérats. Dans ces derniers, les éléments éocènes sont plus nombreux et leur taille est centimétrique (2-3 cm);
- 42,7 m de marnes rouges sableuses, parfois de teinte grise à verdâtre. Elles renferment rarement de minces bancs micro-conglomératiques;
- 33,9 m d'alternances de marnes rouges sableuses à argileuses, de grès et de microconglomérats - conglomérats, à ciment plus ou moins argileux;
- 44,8 m de marnes rouges, plus ou moins argileuses contenant quelques bancs conglomératiques;
- 42,1 m de conglomérats volcaniques brunâtres à gros éléments (60-70 cm) constitués surtout de roches volcaniques andésitiques.

Entre ces bancs, il y a des niveaux de grès ou de conglomérats à petits éléments.

- Enfin 14,8 m d'alternances de conglomérats, de marnes rouges sableuses.

Région d'Ashtian - La Formation rouge inférieure a une puissance d'environ 140 m. On peut la diviser en deux parties:

1/ partie inférieure (60 m environ): alternances de conglomérats ou grès, de marnes silto-sableuses et d'argiles sableuses.

2/ partie supérieure (80 m environ): marnes gréseuses bigarrées, renfermant des intercalations conglomératiques.

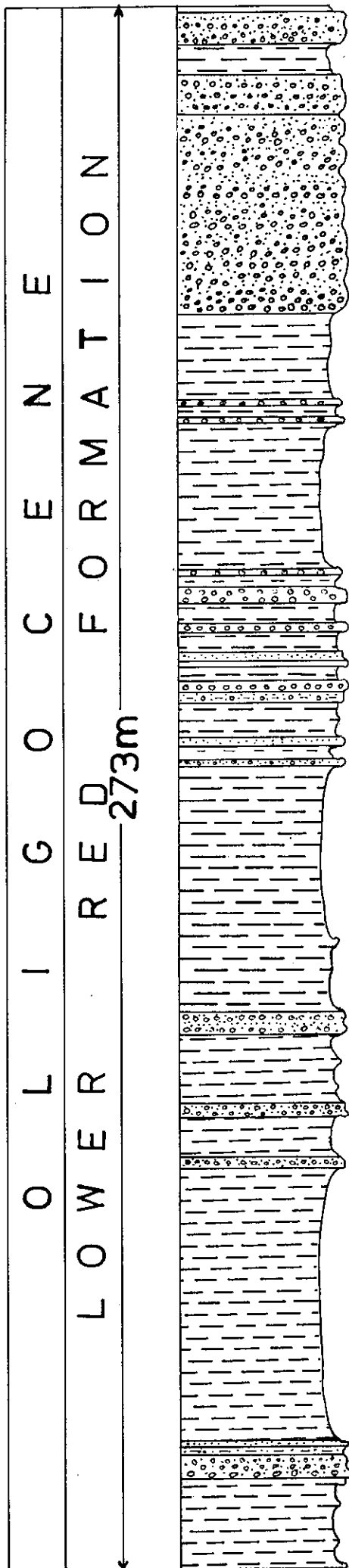
Région nord-ouest (Talkhab-Amjak) - La Formation rouge inférieure est ici très réduite; parfois même la Formation de Qom repose directement sur la série éocène. Dans la région de Talkhab, on ne voit que quelques mètres à une quinzaines de mètres de marnes rouges et gris-verdâtre, plus ou moins sableuses, au-dessous de la Formation de Qom.

Dans la région d'Amjak, cette Formation ne s'observe qu'au flanc occidental de l'anticlinal d'Amjak (Kuh-e-Agh Dagh). Ici, contrairement à la région de Talkhab, la Formation rouge inférieure est conglomératique. Elle s'amincit vers le Nord-Est et disparaît dans le Kuh-e-Amjak.

2.1.2. Secteur de Tafresh

Dans ce secteur, la puissance de la Formation rouge inférieure est plus importante: 400 à 500 m.

tel-00509888, version 1 - 17-Aug-2010



Région de Neyzar

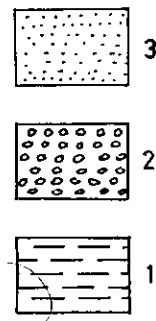


Fig. 18 - Formation rouge inférieure:
1) Marnes; 2) Conglomérats; 3) Grès

Le milieu de dépôt était continental - lagunaire, avec une subsidence notable.

Région nord-ouest de Tafresh - Aux environs de Qezeljah, la puissance de la Formation rouge inférieure atteint 500 m. Elle commence par des bancs conglomératiques, constitués essentiellement d'éléments volcaniques éocènes, souvent subarrondis et liés par un ciment argilo-sableux. En général, cette formation comporte trois parties:

- 1/ partie inférieure (180 m): marnes rouges gréseuses et gypsifères, avec des intercalations conglomératiques. Les niveaux détritiques sont caractérisés par leur structure granoclassée ;
- 2/ partie moyenne (140 m): conglomérats, grès et marnes sableuses rouges. Vers le Nord les matériaux détritiques deviennent fins, indiquant une zone d'alimentation par le Sud (Secteur d'Ashtian-Naragh);
- 3/ partie supérieure (180 m): marnes silteuses, argiles et argiles silteuses de teinte variée (gris verdâtre, rougeâtre). Elles renferment de minces lentilles de conglomérats fins, des filonnets ou nodules de gypses et des lentilles de montmorillonite et de kaolinite (HAJIAN, 1970). Ces matériaux argileux dérivent de la décomposition de roches volcaniques.

Région sud-est de Tafresh - Aux environs de Dastjerd, la Formation comporte des niveaux conglomératiques, des argiles gréseuses alternant avec des assises tuffacées de nature acide, des marnes et des argiles gréseuses.

2.1.3. Secteur d'Indes-Ravand

Le milieu sédimentaire a été lagunaire à continental et la puissance est moins importante que dans le secteur de Tafresh (100 - 150 m) d'où des caractères plus ou moins comparables au secteur d'Ashtian-Naragh.

Région nord-ouest (Jalayer-Jazvar) - La Formation rouge inférieure représente une séquence de 150 m environ, formée de grès et de marnes à minces intercalations de grès et siltites, puis des marnes rouge foncé à grisâtre apparaissent vers le haut, avec des nodules ou filonnets de gypse. Vers le Sud-Est (Jazvar), des matériaux détritiques grossiers apparaissent.

Région sud-est - A l'Ouest de Ravand et vers le Nord-Ouest (région de Kahak), cette formation correspond à des dépôts détritiques rouges (parfois verdâtres) à éléments éocènes. Elle existe au-dessus des volcanites altérées et sombres de l'Eocène supérieur.

2.2. Sous-zone nord-est

La tendance y est plutôt lagunaire et les faciès évaporitiques se développent, contrairement à la sous-zone centrale où les couches conglomératiques rouges sont abondantes.

2.2.1. Secteur de Yazdan - Shurab

Ici, la Formation rouge inférieure affleure au cœur de l'anticlinal de Kamar Kuh, et le long de la faille de Qom (qui s'allonge vers le Sud-Est, jalonnée par quelques dômes de sel). Les niveaux inférieurs de cette

formation et leurs relations avec la série éocène ne sont pas visibles, mais au sommet son contact avec les assises marines oligo-miocènes est toujours brutal, indiquant un changement de régime lagunaire-continental pour le régime marin. Elle est formée surtout de marnes rouge sombre, gypsifères, avec des intercalations régulières de marnes silteuses gris-verdâtre. Plus au Nord-Est, les forages de la N.I.O.C. (ABAIE et al., 1964), ont traversé sur plus de 500 m les assises de la Formation rouge inférieure, sans en atteindre sa base; ils l'ont subdivisé en deux parties:

- 1/ Partie inférieure (ou évaporites inférieures) formée de sel compact avec des intercalations d'anhydrite et d'argilite. L'étude palynologique et radiométrique des évaporites inférieures a montré que le dôme de sel du Nord-Est de Qom (Kuh-e-Namak) en dérive.
- 2/ Partie supérieure: assises lagunaires - continentales rouges (70 m).

Au Sud et au Sud-Est de Qom (Kuh-e-Do Baradar) ainsi que vers la région de Shurab, la séquence de la Formation rouge inférieure est différente: des intercalations volcaniques sombres (andésites) existent dans les assises sédimentaires, comme dans la région du Kuh-e-Davaz deh Emam. Mais ici il n'y a pas de niveaux fossilifères. La séquence, d'une puissance de 150 m peut être subdivisée en trois unités.

- 1/ Unité inférieure: laves très altérées, à vésicules remplies par de la calcite, etc., de composition intermédiaire à basique. Dans la région de Shurab un niveau d'agglomérats (basalte à olivine) repose sur des marnes rouges (10-15 m).
- 2/ Unité moyenne ou des assises lagunaires: marnes rouges gypsifères, argilites et marnes gris verdâtre, avec des intercalations de siltites et de gypses. Elles sont localement salifères (comme la région de Shurab).
- 3/ Unité supérieure: volcanites plus ou moins comparables à l'unité inférieure. Elle comprend des laves vésiculaires et des pyroclastites, très altérées, de teinte gris-brunâtre et de composition intermédiaire.

2.2.2. Secteur de Qom

Vers le Nord-Est de ce secteur (Kuh-e-Davazdeh Emam et Siah Kuh), comme nous l'avons déjà signalé, sur les volcanites du niveau V2C il y a une séquence lagunaire-continentale rougeâtre, comparable à celle du Kamar Kuh et qui peut être attribuée à la Formation rouge inférieure. Mais vers le Sud-Est (Siah Kuh) les faciès détritiques sont encadrés par des volcanites éocènes et par la Formation de Qom. Les éléments proviennent des volcanites éocènes de Siah Kuh, tandis que le ciment est aussi plus ou moins tuffacé. De plus l'abondance d'éléments subangulaires indique un transport assez court.

Datation proposée: les assises lagunaires-continentales de la Formation rouge inférieure sont encadrées par la série éocène supérieure et par les dépôts marins de l'Oligo-Miocène. Nous avons déjà montré que le niveau fossilifère le plus haut de l'Eocène appartient au Priabonien supérieur dans le secteur de Tafreh. Mais dans d'autres parties de la région, et même dans le secteur de Tafresh, les niveaux terminaux du Priabonien ne sont pas datés paléontologiquement. D'autre part, l'âge le plus ancien obtenu pour la base de la séquence marine oligo-miocène a été le Rupélien (région ouest de Kashan, BOZORGNIA 1965). Nous acceptons donc un âge compris entre le Priabonien terminal et l'Oligocène inférieur (Sannoisien).

3. PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSION

Les mouvements tectoniques de la fin de l'Eocène supérieur ont provoqué un passage du régime marin au régime lagunaire continental, dans la majeure partie de l'Iran et surtout dans l'Iran central. A cause de cet événement, les nouveaux terrains émergés, éocènes principalement, mais associés à des reliefs plus anciens, ont nourri les bassins continentaux-lagunaires de l'Iran central. Au cours de cette époque, des manifestations magmatiques apparaissent: matériaux acides dans les zones à caractères plutôt continentaux, intercalations de roches basiques à intermédiaires dans les assises lagunaires. Les mouvements de la fin de l'Eocène et du début de l'Oligocène (phase pyrénéenne) s'accompagnent de la mise en place de batholites et de massifs plutoniques acides (souvent granodioritiques).

Les changements de faciès locaux et latéraux soulignent les variations de la topographie ancienne, même sur des distances relativement courtes. Mais en général, l'existence de dépôts détritiques, surtout de bancs conglomératiques, vers les parties sud-ouest et leur faible puissance, témoignent d'une zone continentale vers le Sud. Au contraire, le développement des faciès lagunaires, et l'importance des évaporites dans la région nord-est (par exemple bassin de Qom) indiquent la prédominance d'un bassin lagunaire à subsidence notable. Vers le Nord et dans l'Alborz septentrional, ces dépôts sont absents. Au Sud de la région, l'existence d'éléments du Crétacé, du Jurassique et parfois de roches métamorphiques (quartzite, schiste, etc.) témoignent d'un transport en provenance des parties sud-ouest (Haftad Qolleh et Sanandaj Sirjan). De plus leur sphéricité montre un transport relativement lointain. Cependant des galets grossiers (parfois décimétriques) de la série éocène soulignent un transport assez court, donc l'existence de reliefs remarquables, au voisinage même des bassins sédimentaires.

G. OLIGO-MIOCENE

1. L'OLIGO-MIOCENE EN IRAN

A l'Oligocène moyen-supérieur et au Miocène inférieur, la mer couvre une dernière fois les territoires antérieurement érodés. Cette transgression n'est pas partout simultanée. Tandis que dans certaines régions (comme Ardestan-Kashan) elle représente le Rupélien, dans d'autres elle s'est effectuée à l'Oligocène supérieur (Chattien) ou au Miocène inférieur. Il semble qu'elle se soit produite du Sud vers le Nord et le Nord-Ouest, atteignant son maximum de développement au Miocène inférieur. Elle a permis le dépôt de sédiments marins peu profonds (calcaires et marnes) qu'on trouve dans la majeure partie de l'Iran central, et dénommés Formation de Qom. Elle est l'équivalent de la Formation d'Asmari dans le Zagros et, comme celle-ci, a été étudiée pour ses gisements de pétrole. A la même époque, les mouvements épigéniques ont causé certaines instabilités dans les bassins sédimentaires marins, et par conséquent l'apparition de dépôts lagunaires à littoraux. De plus, l'activité magmatique se manifeste souvent sous la forme de roches basiques à intermédiaires, surtout pendant le Miocène inférieur. Il faut ajouter, que dans cette Formation, les changements de faciès et d'épaisseur sont très caractéristiques, si bien que la puissance varie de quel-

ques dizaines de mètres (dans le Morreh-Kuh) à plus de 2 000 et même 3 500 m (région d'Avaj); enfin la proportion de calcaires et de marnes est variable.

AZERBAIDJAN-KORDESTAN

La Formation de Qom est bien développée. Un volcanisme basique alcalin (basalte à analcime), puis intermédiaire à acide (latite-andésite, rhyodacite et dacite) a été signalé dans certaines régions, par exemple celle de Mianeh (LESCUYER et al., 1976) au Miocène inférieur.

REGION D'AVAJ

La Formation de Qom est très épaisse et atteint vers le Sud-Est 3 500 m environ. Au Miocène inférieur, on a des intercalations de tufs verts, de coulées andésitiques, d'andésite-dacite et de basalte (BOLOURCHI, 1975).

REGION D'ARDESTAN

A l'Ouest d'Ardestan, AMIDI (1975) a signalé des coulées d'andésite et d'andésite-basaltique à analcime, ainsi que des pyroclastites dans le haut des sédiments oligo-miocènes.

EST DE L'IRAN

Les sédiments marins oligo-miocènes sont absents. Les volcanites du Néogène peuvent partiellement être attribuées à cette époque.

ALBORZ MERIDIONAL

Les dépôts oligo-miocènes, de faible puissance, se présentent en discordance sur les séries plus anciennes (DELLENBACH, 1964; M. GLAUS, 1965; NABAVI, 1976).

ZAGROS

Les sédiments oligo-miocènes, dénommés Formation d'Asmari, sont importants comme roches-magasins de pétrole.

2. REGION ETUDIEE (fig. 17)

C'est à cause de leur importance dans notre région que les géologues de la NIOC ont désigné les dépôts oligo-miocènes sous le nom de Formation de Qom. Mais à cause des changements de faciès il est difficile de donner une coupe type. Malgré cela les géologues de la N.I.O.C. ont divisé cette formation en quelques membres. Ces subdivisions sont surtout valables pour la région de Qom. FURRER et SODER (1955) ont décrit six membres (a à f, cf. ci-dessous). Ces subdivisions ont été révisés par ABAIE et al. (1964) qui ont subdivisé le membre (c) en quatre (c_1 à c_4). Mais ils ont montré que le membre f (calcaire à caractère récifal) est le faciès latéral du membre e (marnes). De plus, ils ont proposé comme membre terminal de l'Oligo-Miocène les assises évaporitiques du sommet de la Formation de Qom et de la base de la Formation rouge supérieure. Ces évaporites constituent les "cap-rocks" des

gisements pétroliers de la région de Qom. Dans le champ de l'Alborz (8 km environ au Nord de Qom) où le pétrole a été découvert en 1956, au puits 5 le membre évaporitique a une puissance de 220 m environ; tandis que vers le Sud-Est de Qom et dans le champ de Sarajeh (gisement de gaz) il s'amincit à 105 m. Enfin, la dernière révision proposée par BOZORGNIA (1965) est la suivante (de bas en haut):

Membre inommé. Le plus ancien membre de la Formation de Qom, qui se trouve au Sud de Kashan, est formé de marnes et de calcaires; il repose en transgression sur les couches de la Formation rouge inférieure et les volcanites éocènes. Il appartient au Rupélien par Nummulites intermedius, Eulepidina cf. dilata.

Membre a - (34 à 80 m): calcaire gréseux basal, organodétritique, plus gréseux aux parties basales, renfermant des Miliolidés, Rotalidés et Scutella.

Membre b - (149 à 319 m): marnes et marnes gréseuses, avec des intercalations de grès ayant la faune suivante: Miogypsinoïdes complanata, Miogypsina sp., Rotalia viennoti, Globoquadrina sp., Almaena cf. hieroglyphica, Uvigerina sp., Globorotalia opima opima.

Membre c₁ - (130 à 380 m): alternances de marnes et de calcaires organodétritiques. Les marnes augmentent vers le haut. Ce membre renferme la faune suivante: Miogypsinoïdes complanata, Miogypsina sp., Rotalia viennoti, Anomalinella rostrata, Discorbis magna aquitana, Eulepidina elephantina, Operculina cf. complanata, Heterostegina antillea, Amphistegina cf. lessonii, Nephrolepidina sp., Globigerina ouachitaensis, Gl. praebulloïdes, Gl. angustiumbilicata, Globigerinoïdes triloba immatura et Gl. triloba triloba. Cette faune vers le sommet est remplacée par une faune d'eau saumâtre: Ammonia beccarii Elphidium sp. et Ilyocyprisbradyi.

Membre c₂ - (6 - 150 m): formé de shales gris rougeâtre, de grès et de gypses. Les roches volcaniques (laves pyroclastiques) existent localement, atteignant parfois 300 m environ (région de Khurabad). Une faune d'eau saumâtre à douce, comme des Ostracodes, existe dans les shales.

Membre c₃ - (30 à 70 m): calcaires à Bryozoaires, oolithique à la base, ayant des mégaforaminifères comme: Eulepidina sp., Nephrolepidina sp., Amphistegina cf. lessonii, et des fragments de Bryozoaires.

Membre c₄ - (30 m environ): formé essentiellement de marnes. Mais il passe latéralement parfois à des shales et à des calcaires récifaux. Il renferme: Globigerina stainforthi, Gl. unicava, Gl. ouachitaensis ciperøensis, Gl. praebulloïdes, Gl. triloba triloba.

Membre d - (20 à 40 m): constitué de gypses et de shales rouges non fossilifères.

Membre e - (80 à 650 m): formé de marnes verdâtres, partiellement gypsifères, ayant des intercalations de calcaires argileux et renfermant la faune suivante: Globigerina ouachitaensis ciperøensis, Gl. praebulloïdes, Gl. angustiumbilicata, Gl. triloba triloba, Globigerinoïdes triloba n. subsp., Gl. sacculifera, Gl. bisphaerica, Rubulus calcar, R. vertex, Cibicides ungerianus, C. dutemplei, C. floridanus, Globigerinatella insueta.

Membre f - (180 - 320 m): ou calcaire terminal. C'est le faciès latéral des marnes (e). Il renferme: Neoalveolina melo curdica Reichel., Peneroplis evolutus Thomal., Dendritina rangii d'Orb., Meandropsina anahensis Henson, Acervulina sp., Archaias sp., des Bryozoaires et des Gastéropodes.

2.1. Sous-zone centrale

2.1.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

En général ce secteur est caractérisé par sa puissance relativement faible par rapport aux autres secteurs. De plus un régime littoral a été prédominant surtout vers les parties d'Ashtian-Neyzar; enfin la transgression dans la partie sud-est (Naragh) se fait plus tôt qu'ailleurs.

Partie nord-ouest (Talkhab). Aux environs de Talkhab la Formation de Qom (200 - 250 m) est formée surtout de calcaires, mais vers le Sud-Est des intercalations marneuses apparaissent progressivement. De plus, la puissance dans la même direction, devient plus importante. Ici, cette formation appartient au Miocène inférieur, avec un âge aquitain pour les niveaux inférieurs: (éch. 75-E, MR-58a): Miogypsina sp., Gypsina sp., Miogypsinoïdes dehaarti, Miogypsina cf. globulina, Lepidocyclina sp., Kuphus sp., Valvulina sp., Miliolidés, Textularia sp., Astrigerina sp., Operculina sp., Heterostegina sp. fragments d'Echinides, de Bryozoaires et Lithothamnium/Lithophyllum.

Partie centrale (Ashtian-Neyzar). La Formation est plus épaisse (400 m environ) que dans la partie nord-ouest et montre un caractère littoral net par ses couches sableuses suivies de marnes rougeâtres. On distingue les niveaux suivants (de bas en haut):

- 1- 23 m: calcaires gréseux, conglomérats et marnes argileuses, contenant parfois de la glauconite et des Miliolidés;
- 2- 192 m: marnes gréso-silteuses, avec des intercalations d'argiles sableuses, renfermant parfois des Lamellibranches et des Echinides (Scutella);
- 3- 87 m: marnes gréso-silteuses et calcaire argilo-gréseux, rougeâtre, contenant des Lamellibranches (Pecten, Ostrea), des Echinides, (Scutella, Clypeaster), des Gastropodes et Lepidocyclina elephantica;
- 4-56 m: marnes gris clair, avec des intercalations de calcaire. La faune du Miocène inférieur se trouve dans un niveau calcaire où un ostracode (Neomonoceratina helvetica) indique la partie terminale du Burdigalien et la base de l'Helvétien.

Vers le Sud-Est (Nord de Neyzar) l'équivalent des assises rouges du niveau (3) devient de plus en plus détritique et continental, avec des grès grossiers, des grès conglomératiques et des conglomérats à éléments relativement gros (ces éléments dérivent surtout de roches crétacées et jurassiques et ont probablement été transportés à partir du Sud Ouest). Une alternance de calcaires et calcaires-marneux avec des marnes grises, au-dessus du niveau détritique, indique le retour à des conditions marines vers la fin du Miocène inférieur.

Partie sud-est (Naragh)- La Formation repose en transgression sur la Formation rouge inférieure ou la série éocène. Dans la région voisine (Delijan-Hastijan), STOCKLIN (1952) a signalé une discordance visible sur la série éocène et même sur des formations plus anciennes. Au Nord de Naragh, la Formation de Qom existe sur les bancs détritiques (plutôt conglomératiques) et débute par des calcaires gréseux, des marnes gréseuses et des shales. Puis viennent des marnes, avec des intercalations gréseuses, et des bancs de conglomérat, de calcaire, de calcaire conglomératique et de marnes. Une alternance de marnes et calcaires, puis des calcaires récifaux, d'épaisseur remarquable, forment les niveaux supérieurs. Un échantillonnage systématique de cette formation (52 échantillons) indique que la partie inférieure, à cause de l'existence de Nummulites intermedius (éch. 647, 668 etc., dét. Mme BAGHDADI et HAMDI, G.S.I.), appartient à l'Oligocène. Quant au calcaire terminal, il montre un âge miocène inférieur et renferme : Miogypsinoïdes dehaarti (éch. 694, etc. dét. Mme BAGHDADI et HAMDI, G.S.I.) Il semble donc que cette partie ait eu une relation avec des bassins sud-est (Kashan-Ardestan) (cf. p.80-82).

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

2.1.2. Secteur de Tafresh

Ce secteur est caractérisé par une puissance plus importante que dans le secteur précédent, et par l'existence locale d'intercalations volcaniques.

Partie nord-ouest (Amjak-Koryan) . Le bassin d'Amjak montre la séquence oligo-miocène la plus épaisse (2 300 m environ) de toute la région étudiée. D'après HUBER (1953) la Formation de Qom appartient ici à l'Oligocène (moyen-supérieur) et au Miocène inférieur. Selon BOZORGNIA (1965), la transgression de la mer a commencé à l'Aquitanién. Dans le même bassin, une vingtaine de kilomètres vers le Sud-Est (Koryan), la Formation de Qom s'amincit progressivement, ayant une puissance de 900 m environ. Ici, d'après HAJIAN (1970), la première couche marneuse fossilifère indique un âge oligocène supérieur (Chattien). Mais nos échantillons prélevés dans le Kuh-e-Amjak (ou Amjak Dagh) indiquent un âge oligocène supérieur - miocène inférieur (éch. 75-E, MR, 22A et 22B) pour les premières couches fossilifères: Miogypsinoïdes sp. (éch. 22B), Rotalia cf. viennoti (éch. 22A), etc.; quant au calcaire de la partie terminale, au Sud de Gazavand, il appartient au Burdigalien par Neoalveolina melocurdica (éch. 75-E, MR-17), etc. Vers le Sud-Est (Koryan), la Formation de Qom est assez monotone, formée de l'alternance de marnes plus ou moins gréseuses et de calcaires gréseux, de calcaires marneux et de calcaires bioclastiques. Mais elle est caractérisée par un niveau de roches volcaniques, à environ 550 m de la base. D'une puissance de 20 à 50 m, il est formé de lave andésitique à pyroxène, de tufs et de brèches, et enfin d'une alternance de tufs et de marnes tuffacées. Sur ce niveau, il y a des marnes tuffacées et des marnes à intercalations de calcaire bioclastique appartenant au Burdigalien. Le niveau volcanique s'amincit vers le Nord (Samardasht-Azedip) et, sur un niveau de marnes rougeâtres sableuses et tuffacées, on observe des coulées basiques sombres, qui sont surmontées par un niveau de tufs verts (quelques mètres) à ciment plus ou moins calcareux. Le niveau de calcaire terminal (Burdigalien) existe au-dessus de ces volcanites.

Partie centrale (Dastjerd-Kahak). Aux environs de Dastjerd (Est de Tafresh), la Formation de Qom devient moins épaisse (500 - 700 m), avec une tendance littorale-continentale qui se manifeste par des interstratifications de couches conglomératiques rougeâtres. Elle est masquée au-dessus par les volcanites néogènes. Cette formation montre ici quatre subdivisions principales:

- 1/ Couches basales: formées surtout de calcaires gréseux et de marnes gréseuses verdâtres. A l'Ouest d'Esfid, elles montrent un âge miocène inférieur par la faune suivante (éch. 75-E, MR, 113): Ammonia beccarii, Archaias smaricus Miliolidés, Bryozoaires, Algues (Lithothamnium/Lithophyllum).
- 2/ Une alternance de marnes vertes souvent gréseuses avec des calcaires et des calcaires gréseux.
- 3/ Assises rouges, à faciès littoral-continentale. C'est l'équivalent des couches rouges de la partie d'Ashtian-Neyzar. Elles sont constituées de shales, de conglomérats et de calcaires conglomératiques à fragments de coquilles (de 10 à 200 m).
- 4/ Partie supérieure formée des sédiments marins peu profonds, renfermant des niveaux de calcaires bioclastiques, alternant avec des marnes.

Vers le Sud-Est, la Formation de Qom réapparaît aux environs de Kahak où sa puissance atteint plus de 1 600 m

et où le faciès marneux devient prédominant. Elle renferme vers le haut un niveau de roches sombres, formé de pyroclastites, de tufs gréseux, de microbrèches, de conglomérats et de bancs gréseux. Les pyroclastites sont souvent altérées, de composition intermédiaire, et les niveaux bréchiques renferment des éléments andésitiques de l'Eocène.

Partie sud-est. Aux environs de Kalleh, la formation de Qom est représentée surtout par des calcaires blanc-crème, à caractère récifal, d'âge burdigalien par: Dendritina rangii. Au-dessous de ce calcaire terminal il y a des couches gréseuses basales et une alternance calcaréo-marneuse, indiquant le Miocène inférieur par: Austrotrillina howchini, Rotalia viennoti, etc.

Ici, la puissance (400-500 m) est moins importante que dans la partie centrale et le faciès marneux.

2.1.3. Secteur d'Indes-Ravand

Ce secteur montre aussi des caractères assez différents de ceux du secteur de Tafresh (puissance, faciès etc.). Par exemple, la Formation de Qom, d'une épaisseur de 2 300 m dans le bassin d'Amjak vers le Nord s'amincit à 520 m environ (région de Kohlu; HUBER, 1953). De plus, il semble que dans cette dernière région la mer n'est revenue qu'au Miocène inférieur.

Partie nord-ouest. Il y a des variations assez nettes dans la puissance et les faciès, surtout vers le haut de cette formation. La base est toujours gréseuse, mais elle change localement. Par exemple, dans le Kuh-e-Margh, elle est plutôt de grès grossiers (40 m environ). Vers le Sud-Est (Band-e-Chai) elle devient plus épaisse (180 m environ), débute par le conglomérat de la base, suivi de grès grossiers à intercalations conglomératiques. Encore plus au Sud-Est (vallée de Khonyar), il n'y a que 10 m environ d'alternances de calcaires gréseux et de marnes gréseuses, rougeâtres avec un banc conglomératique à la base. Les mêmes différences existent plus ou moins dans d'autres niveaux. En général, l'existence d'assises gréseuses vers le Nord-Ouest (Kuh-e-Margh), surtout à la base de la Formation, montre encore l'influence du bassin d'Amjak où un grand volume de sédiments terrigéniques-biochimiques s'est déposé dans un bassin peu profond, mais à subsidence importante.

Partie sud-est. A l'Ouest de Ravand, la Formation de Qom recouvre en discordance les volcanites éocènes. La séquence est pareille à celle de la région de Kalleh. Le calcaire terminal daté du Burdigalien entoure le bassin du Jusheghan, avec un pendage souvent faible vers l'intérieur. Mais la limite est souvent accidentée, surtout à l'Est de Jusheghan où des affleurements assez vastes de travertin se développent au contact de ce calcaire. Un peu plus à l'Ouest des villages de Jusheghan et Estark, la séquence oligo-miocène réapparaît et montre un caractère différent de celle de l'Est de Jusheghan; la base de la séquence est masquée par des dépôts quaternaires, mais la partie calcaréo-marneuse (équivalent de celle de la région de Kalleh) existe ici. Elle renferme la faune suivante:

(éch. 77-E, 500) Rotalia viennoti, Miogypsinoides complanatus, Meandropsina sp., Operculina sp., Amphistegina sp., Lepidocyclina sp., Cibicides sp., Heterostegina sp., Discorbis sp., Miliolidés, Bryozoaires, Algues et débris d'Echinides, indiquant l'Aquitanién.

Mais ici, le calcaire terminal est absent; par contre, la séquence se poursuit par des marnes gréseuses et des grès tuffacés de couleur gris-brunâtre, puis par une séquence importante de volcanites sombres de composition plutôt intermédiaire. Les observations indiquent que ce volcanisme a commencé vers la fin de l'Aquitanién et plus vraisemblablement au début du Burdigalien; les corrélations stratigraphiques montrent qu'au moins une partie de ces roches volcaniques sont l'équivalent du calcaire terminal (Burdigalien). Cela indique aussi l'activité volcanique contemporaine d'une sédimentation biochimique (calcaire, et souvent à caractère récifal) dans une mer chaude et peu profonde.

2.2. Sous-zone nord-est

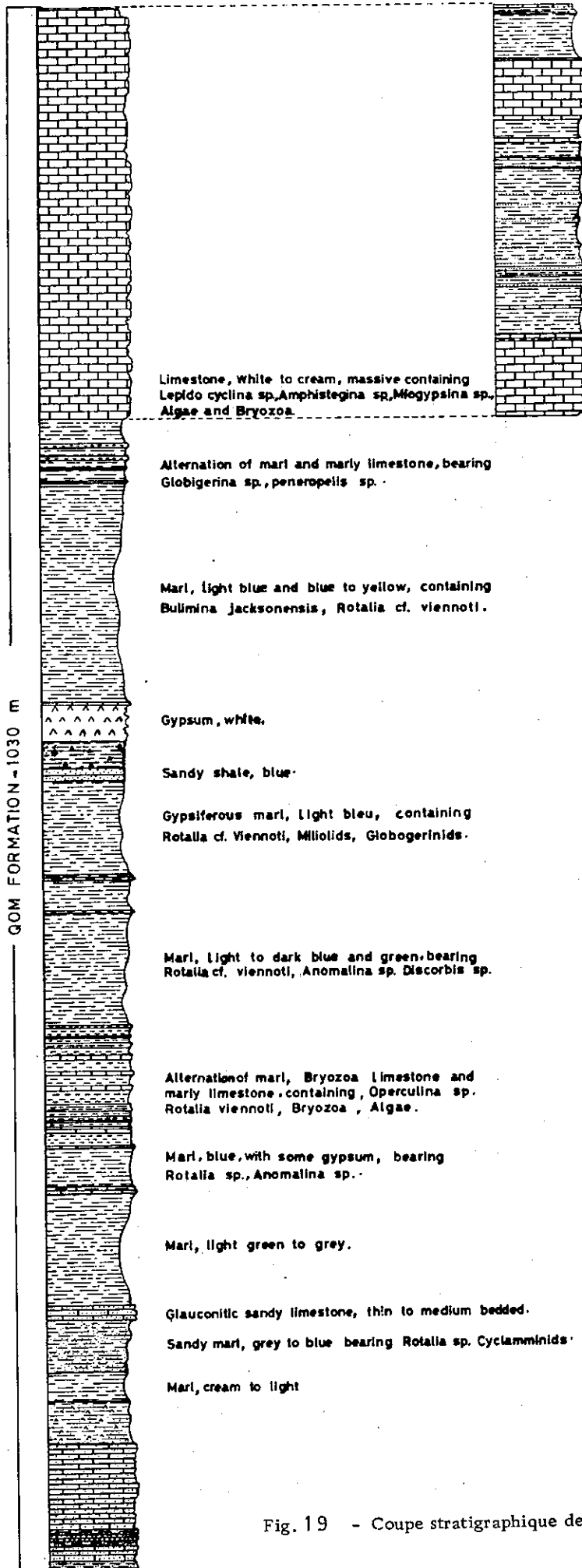
Nous présentons ici une coupe stratigraphique levée dans le Kamar Kuh (W de Qom) pour mieux connaître la succession oligo-miocène dans la région type. Pour les autres parties de cette sous-zone nous verrons seulement leurs caractères généraux.

2.2.1. Secteur de Yazdan-Shurab

Dans l'anticlinal de Kamar Kuh, la Formation de Qom est encadrée par la Formation rouge inférieure et la Formation rouge supérieure. Elle comprend de bas en haut. (fig. 19):

- 1) 83,1 m de calcaires gréseux, à intercalations de calcaires marno-gréseux, et renfermant la faune suivante (éch. 527 à 530, dét. G.S.I.): Miliolidés, Bryozoaires, fragments d'Algues, Lamellibranches, Echinides (Scutella), ainsi que Asterotrillina sp. et Rotalia viennoti, indiquant le Miocène inférieur (Aquitanién).
- 2) 82,3 m de marnes gréseuses, parfois légèrement gypsifères, et avec de rares niveaux minces de grès. La faune est la suivante (éch. 531 à 534): Rotalia sp., Operculina sp., Textularia sp., Miliolidés, Globigérinidés, Ostracodes, Cyclamminidés, Gastropodes, Lamellibranches, etc.
- 3) 113,1 m de marnes, légèrement gypsifères à la partie supérieure, renfermant deux niveaux de calcaire dont l'inférieur est gréseux et glauconieux. La faune est la suivante (éch. 535 à 538): Rotalia sp., Textularia sp., Miliolidés, Bryozoaires, Anomalina sp., Cibicides sp., Spiroclypeus sp., Heterostegina sp., Lamellibranches, Algues, indiquant le Miocène inférieur (Aquitanién).
- 4) 79,8 m d'alternances de calcaires et de marnes, renfermant la faune suivante (éch. 539 à 543): Amphistegina sp., Rotalia sp., Operculina sp., Textularia sp., Elphidium sp., Discorbis sp., Miliolidés, Cibicides sp., Rotalia Viennoti, Heterostegina, Peneroplis sp., Bryozoaires, Lamellibranches, fragments d'Algues appartenant au Miocène inférieur (Aquitanién).
- 5) 74,7 m de marnes vert-bleuâtre, avec la faune suivante (éch. 544) Rotalia sp., Rotalia cf. viennoti, Anomalina sp., Discorbis sp., Textularia sp., Miliolidés, Globigérinidés, Ostracodes, etc., indiquant le Miocène inférieur.
- 6) 137,6 m de marnes gypsifères, de gypses et de shales gréseux. Cette partie subcontinentale - lagunaire comporte aussi un banc de calcaire micritique silteux (4 m). La faune suivante se trouve dans ce calcaire et les marnes gypsifères (éch. 545 à 547), Kuphus sp., Miliolidés, Globigerina sp., Rotalia viennoti, Ostracodes, Rotalia sp., Gastropodes, Bryozoaires, fragments d'Algues, indiquant le Miocène inférieur.
- 7) 187,1 de marnes avec quelques intercalations de calcaires marneux, surtout vers le haut; renfermant la faune suivante (éch. 548 à 553): Rotalia sp., Rotalia cf. viennoti, Rectoglandulina sp., Miliolidés, Textularidés, Globigérinidés, Ostracodes, Bulimina Jacksonensis, Zeauvigerina sp., Anomalina sp., Nonionella sp., Robulus sp.,

UPPER RED FORMATION



LOWER RED FORMATION

Fig. 19 - Coupe stratigraphique de l'Oligo-Miocène du Kamar-Kuh

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

P.

Clavulina, *Nodosaria* sp., *Ditrupea* sp., *Globigerina* sp., *Peneroplis* sp., indiquant le Miocène inférieur.

8) 272 m de calcaire blanc crème (calcaire terminal): Vers l'Ouest, il est remplacé par les niveaux suivants (de bas en haut):

- . calcaire récifal;
- . marnes avec des intercalations de calcaire;
- . marnes gréseuses avec intercalations de grès;
- . marnes avec intercalations de calcaire;
- . calcaire blanc récifal;
- . marnes avec intercalations de calcaire (à la partie supérieure).

L'échantillonnage (éch. 554 à 570) de cette partie montre que, sauf deux niveaux inférieurs (éch. 554 à 556) qui appartiennent encore à l'Aquitanién, le reste a un âge burdigalien par la faune suivante (éch. 557 à 570): *Neoalveolina melo cardica*, *Archaias asmaricus*, *Meandropsina anahensis*, *Peneroplis* sp., *Dendritina rangii*, Bryozoaires, Algues (*Lithothamnium/Lithophyllum*), Miliolidés, *Textularia* sp., etc. La puissance totale est de 1 030 m, mais elle varie latéralement.

Cette séquence est plus ou moins comparable à celle des parties voisines. Vers le Sud-Est (Kuh-e-Do Baradar) un faciès de calcaire récifal apparaît sur les marnes du membre (b). Il peut être parallélisé avec celui de la région d'Amjak. Encore plus au Sud-Est, dans la région de Khurabad, un faciès volcanique se manifeste dans la Formation de Qom (équivalent du membre C). Au Sud du village de Khurabad, ce faciès est formé surtout de matériaux pyroclastiques altérés avec des éléments volcaniques. Mais vers le Sud-Est de Khurabad, les pyroclastites sont accompagnées de laves basaltiques-andésitiques sombres, à structure vésiculaire. Ces roches sont souvent très altérées et leurs vésicules, ainsi que certains cristaux, sont remplacés par des minéraux secondaires (calcite, silice). Un faciès volcanique, surtout pyroclastique, très local, de composition intermédiaire affleure au Nord du Kuh-e-Sefid, dans les marnes gréseuses, et parfois repose sur le calcaire gréseux et basal.

2.2.2. Secteur de Qom

Au Nord de la faille de Qom et aux environs de Dochah, la Formation de Qom est relativement comparable à celle du Kamar Kuh, mais ici le calcaire terminal (membre f) est remplacé par les marnes supérieures (membre e). Ce calcaire terminal, plus au Nord-Est, est aussi absent dans le champ pétrolifère d'Alborz et de Sarajeh. Ces marnes, par rapport au calcaire terminal à caractère récifal se sont déposées dans un bassin marin ouvert. De plus, dans le secteur de Qom, il y a un membre évaporitique au sommet de la Formation de Qom, constitué par du gypse, de l'anhydrite et des marnes rougeâtres gypsifères, etc. Ces dépôts forment en effet une transition entre les sédiments marins de l'Oligo-Miocène et les dépôts lagunaires continentaux de la Formation rouge supérieure. Mais d'après ABAIE et al. (1964), ces évaporites ont une origine marine, car elles renferment une faune planctonique. La Formation de Qom s'amincit vers les reliefs du Kushk-e-Nosrat. Ici, une alternance de marnes et de calcaires, avec une base gréseuse, se poursuit par le calcaire à caractère récifal qui, dans le Separ-e-Rostam et le Sefid-Kuh, forme des reliefs isolés et saillants.

Vers le Nord-Est et l'Est (Kuh-e-Davazdeh Emam, Siah Kuh, etc.), la séquence oligo-miocène est plus ou moins comparable à celle de la région de Qom. En général, elle se présente comme une alternance de marnes et de calcaires. La base est calcaire (biosparite ou biomicrosparite), plus ou moins gréseuse, et renferme une faune de

l'Aquitaniens (éch. 77-E-654, 594, 615, 413, etc.): Miogypsinoides complanatus, Rotalia viennoti, Operculina complanata, Astrigerina rotula, Kuphus arrenarus, Ammonia beccarii, etc. Cela nous indique que la transgression de la mer au Nord-Est (Davazdeh Emam et Siah Kuh) et à l'Est (Kuh-e-Yakhab) a commencé à l'Aquitaniens et que les couches inférieures sont probablement l'équivalent du membre C1. Généralement, aux parties sommitales de cette formation, il y a des calcaires blancs à caractère récifal qui indiquent un âge burdigalien (éch. 77-E-656, 596, etc.): Neoalveolina melo curdica, Peneroplis evolutus, Dentritina rangii, Meandropsina iranica, etc. (dét. PARTOAZAR, G.S.I.). Ce calcaire est l'équivalent du calcaire terminal (membre f). Il semble que la limite entre les niveaux supérieurs (Burdigalien) et les couches inférieures (Aquitaniens) corresponde avec le niveau évaporitique (gypse) qui existe surtout dans le Siah-Kuh.

3. PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSION

Après une période de sédimentation lagunaire-continentale (Formation rouge inférieure), à l'Oligocène (moyen-supérieur) et au Miocène inférieur la mer recouvre pour la dernière fois la majeure partie de l'Iran central. Elle continue vers l'Est, aux environs de Jandagh (à la bordure méridionale du Grand Kavir). Au-delà de cette région et vers l'Est de l'Iran, existe un faciès lagunaire-continentale (Neogene Red beds) qui est peut-être l'équivalent partiel des sédiments marins oligo-miocènes. Vers le Sud-Est, la transgression continue par les dépressions de Gavkhuni et de Sirjan jusqu'au Nord-Ouest de la dépression de Jaz Murian. Au Nord elle a été limitée par des contreforts de l'Alborz méridional. Enfin, vers l'Ouest et le Nord-Ouest, elle se développe dans les régions du Kurdistan et de l'Azerbaïdjan, et plus loin encore en Anatolie (Turquie) et en Nakhitchevan (U.R.S.S.). D'ailleurs, ces sédiments marins sont l'équivalents de ceux du Zagros (Formation d'Asmari). L'importance de ces dépôts dans notre région et la découverte de gisements de pétrole et de gaz ont justifié le nom de "Formation de Qom" (fig. 20).

A cause d'une transgression non-synchrone, la base de cette formation n'a pas partout un âge identique. Il semble qu'elle ait commencé d'abord dans les régions d'Ardestan et de Kashan, où les plus anciennes couches de la séquence oligo-miocène se sont déposées au Rupélien. Ce bassin a eu probablement une relation avec la région de Naragh (dans notre région) et de Delijan, car la base de cette formation y est aussi datée de l'Oligocène. La transgression de la mer, vers le Nord et le Nord-Ouest, a probablement débuté vers la fin de l'Oligocène (Chattien), atteignant son maximum d'extension au Miocène inférieur. Mais souvent, le manque de fossiles caractéristiques dans la partie basale, ne permet pas de déterminer l'âge précis de la transgression. Dans notre région, ainsi que certaines parties de l'Iran central, il y avait des zones émergées, qui n'ont été recouvertes que plus tard par la mer oligo-miocène. Les changements de conditions paléogéographiques ont déterminé aussi des caractères différents. Ces changements ne sont pas limités simplement aux divers secteurs, mais ils existent parfois aussi entre les différentes parties d'un même secteur. Cela témoigne d'une mer peu profonde à caractère bathymétrique variable.

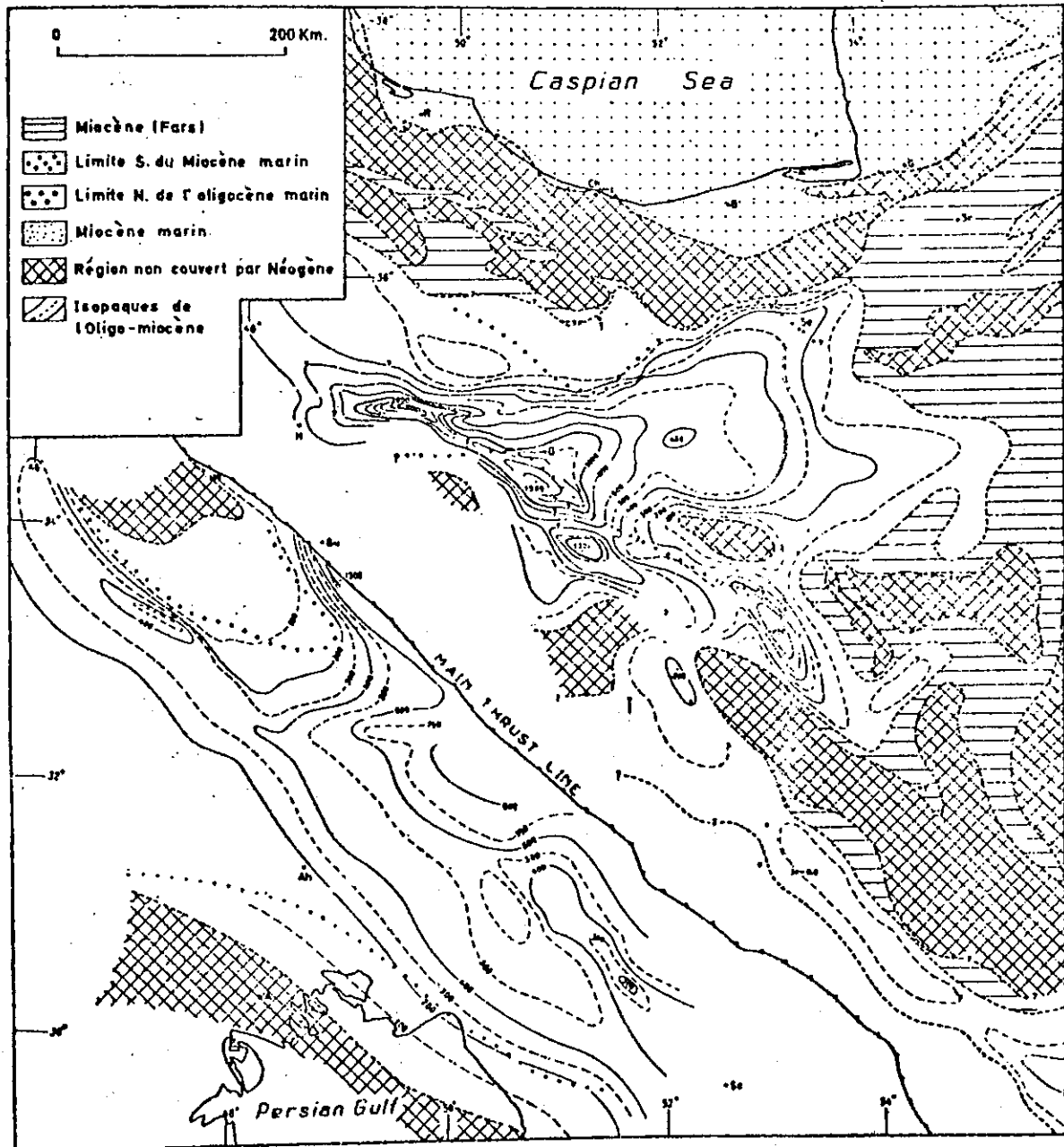


Fig. 20— Les isopaques de l'Oligo-miocène marin en Iran d'après H. Huber et A. Gansser. 1955

Dans le Sud-Ouest de la région (zone de Sanandaj-Sirjan et sous-zone de Haftad Qolleh), il n'y a aucune trace de dépôts oligo-miocènes. Ces parties ont été vraisemblablement émergées à cette époque-là. Cette hypothèse est confirmée par l'existence de caractères paléogéographiques littoraux dans le secteur voisin d'Ashtian-Naragh, et par l'existence de couches conglomératiques à éléments mésozoïques (surtout crétacés) dans la Formation de Qom. Toutefois, ces dernières parties, vers le Nord-Ouest et en dehors de notre région (région de Hamadan), ont été progressivement sous l'influence de la mer. Même vers le Nord-Ouest du secteur d'Ashtian-Naragh (Talkhab et Kuh-e-Agh-Dagh), les dépôts terrigéniques à faciès littoral diminuent et, en revanche, les sédiments biochimiques à faciès marin peu profond se développent. On observe les mêmes caractères vers le Sud-Est (Naragh), où les couches calcaires deviennent plus importantes.

En général, la transgression de la mer dans notre région peut être scindée en deux phases: l'une qui a débuté à l'Oligocène moyen-supérieur (surtout au Chattien); et l'autre qui correspond au Miocène inférieur. Les régions de Naragh-Delijan, de Koryan-Amjak et de Qom-Shurab se groupent dans la première phase. Cependant, dans la dernière région, les couches de la base ne renferment pas de fossiles caractéristiques. De plus, dans notre coupe stratigraphique du Kamar Kuh, les couches basales sont datées de l'Aquitaniens. L'épaisseur de la séquence oligo-miocène dans les deux dernières régions est remarquable, surtout dans le bassin d'Amjak où elle atteint 2 300 m, témoignant d'une subsidence active. L'importance des sédiments terrigéniques (couches gréseuses) dans certains bassins (par exemple Amjak) indique une phase d'érosion relativement active sur les secteurs émergés voisins. Cela se confirme aussi par la présence de glauconite dans certains sédiments. Au Miocène inférieur, la mer s'étend sur le reste de la région étudiée et recouvre les parties déjà émergées (sauf Haftad Qolleh et la zone de Sanandaj-Sirjan). Pendant le Miocène inférieur, les mouvements épirogéniques ont été encore actifs et ont provoqué la régression de la mer avec, comme conséquence, une tendance à la sédimentation lagunaire - continentale. Dans le bassin de Qom, ces mouvements se sont manifestés dans deux phases différentes, qui correspondent respectivement au membre C2 (gypses, shales rouges, etc.) et au membre d (gypses). Tandis que ces mouvements ont provoqué dans le bassin de Qom une sédimentation lagunaire, vers l'Ouest et le Sud-Ouest (dans le secteur d'Ashtian-Naragh) des couches détritiques rouges (surtout conglomérats) à lithofaciès littoral se sont même déposées. Cela prouve que la mer du Miocène inférieur était de moins en moins profonde en allant vers le Sud-Ouest, pour finalement aboutir au rivage et aux zones émergées.

Les mouvements d'enfoncement, au début du Burdigalien, provoquent une nouvelle transgression de la mer qui atteint le pied de la chaîne de l'Alborz. Localement, un volcanisme post-aquitaniens (et partiellement pré-Burdigalien) correspond à ces mouvements tectoniques. Les faciès détritiques et lagunaires sont suivis par des dépôts biochimiques, en particulier un faciès de calcaire récifal qui se développe là où régnait une mer peu profonde et chaude. Latéralement, un faciès marneux s'est déposé en mer ouverte, comme c'est le cas du bassin de Qom où les sédiments bitumineux de l'Oligo-Miocène sont à l'origine de gisements de pétrole et de gaz.

Enfin, vers la fin du Miocène inférieur, la mer quitte définitivement la région étudiée et les dépôts marins de la Formation de Qom passent en transition aux sédiments lagunaires continentaux de la Formation rouge supérieure.

H - MIOCENE

I. LE MIOCENE EN IRAN

Vers la fin du Miocène inférieur, le milieu sédimentaire sous-marin, après une période de transition, devient lagunaire-continental, et une séquence très épaisse (quelques milliers de mètres) connue sous le nom de Formation rouge supérieure (Géologues de la N.I.O.C., 1950) s'est déposée. Elle est surtout formée d'alternances de bancs gréseux et de marnes crème à rouge. De plus, elle comprend des intercalations de conglomérats et d'évaporites. Certaines figures de sédimentation, comme les stratifications entrecroisées, les ripple-marks, ainsi que les granoclassements y sont assez fréquents. Elle est caractérisée vers le haut par des grès caverneux. Cette séquence, lagunaire à continentale, présente une extension plus importante que celle de la Formation de Qom. Enfin, le manque de fossiles caractéristiques ne permet pas de préciser son âge. Pendant le Miocène, les manifestations magmatiques ont été aussi importantes sous la forme de roches volcaniques ou de massifs plutoniques.

AZERBAIDJAN

La séquence sédimentaire du Miocène est formée surtout par des marnes gypsifères et salifères, des conglomérats et des molasses. Aux environs de Sarab et du Sabalan, des tufs volcaniques acides et des ignimbrites ont été attribués au Miocène supérieur (DIDON et al., 1976). Les volcanites basiques à intermédiaires qu'on attribue au Néogène, faute de précision paléontologique, peuvent être en partie miocènes.

AVAJ ET SAVEH

Un faciès évaporitique-détritique existe dans ces régions. Dans la région d'Avaj (BOLOURCHI, 1975), il se termine par une unité conglomératique. De plus, une phase plutonique (granodioritique à dioritique) se manifeste après le Burdigalien.

GRAND KAVIR

Ici, les sédiments lagunaires-continentaux du Miocène ont une extension importante; leur épaisseur atteint 6 000 m environ. Plusieurs dômes de sel recourent ces sédiments. Les évaporites épaisses de la partie inférieure de la séquence ont sans doute participé à la formation de ces diapirs.

NATANZ - NAIN-SURK

Des roches intrusives basiques à intermédiaires (gabbros, diorites) et acides (granodiorites, granites) ont été attribuées au Miocène moyen par AMIDI (1975). La Formation rouge supérieure se trouve sporadiquement au Nord de Naïn.

REGION DE KERMAN

Au Sud-Ouest et au Sud de Kerman, il existe des massifs dioritiques-quartzdioritiques attribués au Miocène, tandis que dans la région de Sarcheshmeh ce sont des massifs de porphyres cuprifères, très importantes du point de vue

économique . Dans la région de Baft (S-SW de Kerman) une séquence sédimentaire rouge avec des tufs et des laves serait l'équivalent de la Formation rouge supérieure.

EST DE L'IRAN

L'équivalent de la Formation rouge supérieure affleure sous le nom de "Neogene Red Beds". Les volcanites néogènes (laves et tufs y sont aussi bien développées).

MAKRAN

La séquence sédimentaire du Néogène, marine et très épaisse (plus de 5 000 m) est formée de marnes-argilites avec des intercalations de grès, de calcaires gréseux et de conglomérats.

ZAGROS

Le Miocène-Pliocène est représenté par le Groupe du Fars. C'est par corrélation avec ce groupe que GANSSER (1955) a attribué le même âge à la Formation rouge supérieure.

KOPET DAGH

Une séquence rouge de grès et de marnes est attribuée au Miocène.

ALBORZ

Dans l'Alborz méridional, il existe un équivalent de la Formation rouge supérieure, mais dans l'Alborz septentrional, elle est remplacée par la séquence marine de la Caspienne, appartenant au Vindobonien et au Sarmatien.

2. REGION ETUDIEE (fig. 17)

Nous étudierons d'abord la séquence sédimentaire du Miocène (Formation rouge supérieure), puis les volcanites contemporaines.

2.1. Formation rouge supérieure dans la sous-zone centrale

2.1.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

La Formation rouge supérieure affleure dans plusieurs localités en particulier aux environs d'Ashtian, où elle comporte de bas en haut:

- 1) 20 m de marnes gréseuses rouges , gypsifères;
- 2) 92 m de marnes gréseuses, de teinte variable. D'après HAJIAN (1970) ce niveau renferme des microfossiles du Miocène inférieur. Cette microfaune est caractéristique d'un milieu très peu profond;
- 3) 17 m de marnes pélitiques gris vert;
- 4) 116 m de marnes pélitiques rouges, alternant avec des marnes grises;
- 5) 9 m d'argiles sableuses;

- 6) 120 m de marnes gréseuses rouges, avec des intercalations de couches sableuses;
 7) 14 m de marnes gréseuses, bigarrées.
 8) 100 m (?) de marnes gréseuses rouges grossières. Ce niveau est recouvert partiellement par des alluvions quaternaires.

Dans cette coupe, figurée par HAJIAN (1970), les trois niveaux inférieurs appartiennent encore à mon avis à la Formation de Qom, car on y observe l'influence de la mer du Miocène inférieur, surtout dans le niveau (2) où il y a une faune de milieu marin, mais très peu profond, et dans le niveau (3) qui forme le passage entre la Formation de Qom et la Formation rouge supérieure. De plus, nous avons déjà vu que dans la Formation de Qom, on connaît des assises lagunaires-continetales rougeâtres. Dans ce secteur, la Formation rouge supérieure est localement recoupée par des dômes volcaniques extrusifs qui y développent souvent un métamorphisme de contact.

2.1.2. Secteur de Tafresh

La Formation rouge supérieure se développe plutôt au Nord-Ouest de Tafresh (séquence de Samardasht); tandis qu'à l'Est (Dastjerd - Sefid Aleh) les volcanites néogènes (Miocène) masquent directement la Formation de Qom.

La séquence de Samardasht admet d'abord des alternances de marnes sableuses et de grès. Ce niveau renferme des assises gypseuses qui, du fait de leur plasticité et de plissements tardifs (au Pliocène), se présentent souvent sous la forme de lentilles, caractérisées par des replis très serrés. Puis viennent des marnes rouge pâle avec des grès et des marnes gypsifères. Ce niveau passe progressivement vers le haut à des grès grossiers suivis de bancs conglomératiques. Dans ces parties-là, les couches marneuses sont moins visibles, ou beaucoup moins épaisses. Le sommet de la séquence est formé de roches détritiques sombres, rougeâtres, et renfermant des grès grossiers, des grès conglomératiques et des conglomérats à éléments divers (dont certains ont 30 cm). Les éléments de conglomérats sont dérivés surtout des volcanites éocènes, mais les galets de calcaire oligo-miocène existent aussi.

2.1.3. Secteur d'Indes Ravand

La Formation rouge supérieure est ici franchement détritique. Elle s'est déposée dans le bassin intramontagneux de Band-e-Chai et, en général, comprend les unités suivantes:

- . unité inférieure: formée de marnes crème-rougeâtre et de grès grossiers, renfermant parfois des bancs conglomératiques ou des marnes rouges. Cette unité affleure aux environs de Marghakan;
- . unité moyenne: constituée de couches rougeâtres et stratifiées, elle comprend surtout des conglomérats fins et grossiers;
- . unité supérieure: elle est plus épaisse que les précédentes (400-500 m) et forme le cœur du synclinal de Band-e-Chai, comportant des conglomérats à gros éléments (souvent 5-30 cm) subarrondis, de roches diverses (surtout des volcanites éocènes). Leur allure montre qu'ils n'ont pas été transportés d'une région lointaine. Le ciment semble dériver surtout de la désagrégation de roches volcaniques et marneuses.

Il semble que ces matériaux détritiques proviennent de reliefs situés au Sud, car la séquence sédimentaire du bassin septentrional (bassin de Mazdeghan dans la sous-zone nord-est) est évaporitique et finement détritique.

2.2. Formation rouge supérieure dans la sous-zone nord-est

Les faciès franchement détritiques du bassin précédent (Band-e-Chai) passent vers le Nord, en quelques kilomètres seulement, à une séquence épaisse (2 500 m environ) de marnes rouges et de grès avec des bancs ou des lentilles de gypses et des marnes gypsifères qui se développent surtout vers le Nord et le Nord-Ouest. Dans la région de Qom aussi, on observe les mêmes changements entre le secteur Yazdan - Shurab et le secteur de Qom.

2.2.1. Secteur de Yazdan-Shurab

Ici, la Formation rouge supérieure est plutôt détritique et les grès et les conglomérats y jouent le rôle principal. Dans le Kuh-e-Yazdan, elle a une puissance de 3 000 m environ, et comporte les unités suivantes:

- . unité inférieure: elle commence d'abord par des shales et des grès, puis continue par des alternances de conglomérats, grès et shales, de couleur rouge foncé-brunâtre (1 600 m environ);
- . unité moyenne: elle est constituée de marnes, marnes gréseuses et de shales, alternant avec des grès caverneux; elle admet des intercalations de marnes gypsifères (800 m environ);
- . unité supérieure: elle est formée de marnes gypsifères (rose à gris) avec des intercalations de grès (500-600 m environ).

La séquence détritique de la Formation rouge supérieure s'étend vers le Sud-Est (Sud-Est de Khurabad et Est de Shurab). Les matériaux détritiques (galets, ciment) dérivent surtout de l'érosion des volcanites éocènes.

2.2.2. Secteur de Qom

Les géologues de la N.I.O.C. (ABAIE et al., 1964) dans les champs pétrolifères d'Alborz et de Sarajeh ont divisé la Formation rouge supérieure en trois parties:

- . M₁: constituée à la base d'évaporites, puis de grès gypsifères, siltites et shales, de teinte rouge sombre (2 000 m). Dans la partie inférieure existe un niveau repère de marnes verdâtres à Ostracodes;
- . M₂: formée essentiellement de grès caverneux (100 m environ);
- . M₃: comprend des marnes et siltites gypsifères, jaunâtres, avec des intercalations sableuses (200-500 m).

Nous avons relevé à l'Ouest de Dochah une coupe stratigraphique qui montre des différences très nettes avec celle du Kuh-e-Yazdan, et où la séquence est franchement marneuse, surtout dans les parties moyenne et supérieure. Des gypses ou des marnes et grès gypsifères existent à différents niveaux. Nous considérons les évaporites de la limite entre Formation de Qom et Formation rouge supérieure comme la base de cette dernière qui, comporte ici trois subdivisions (fig. 21):

- . Subdivision inférieure (a). Elle commence par une alternance de gypses et de marnes rouges gypsifères; puis vient une alternance de marnes rouges et de grès gris brunâtre et parfois de shales. Ensuite, il y a des marnes rouges alternant parfois avec des marnes rosâtres, ayant quelques intercalations gréseuses et quelques niveaux légèrement gypsifères. A la partie supérieure, il y a une alternance de marnes gypsifères rouge clair, avec des grès gris brunâtre, mal consolidés. La puissance de cette subdivision est de 1 410 m.
- . Subdivision moyenne (b). Elle est caractérisée par des marnes claires (jaune-crème). Les niveaux marneux sont généralement épais (parfois quelques centaines de mètres) mais ils renferment des intercalations de grès (quelques mètres) grossiers gris brunâtre. Les grès sont mal consolidés, montrant parfois une alvéolisation. Les marnes vers le haut sont légèrement gypsifères. Cette subdivision a une puissance de 2 040 m.
- . Subdivision supérieure (c). Elle est caractérisée par des marnes crème alternant avec des bancs conglomératiques (quelques mètres) et parfois des grès grossiers. Les conglomérats sont grano classés. Vers le haut les marnes contiennent parfois des galets (marnes conglomératiques). Cette subdivision, qui a une puissance de 1 130 m, représente

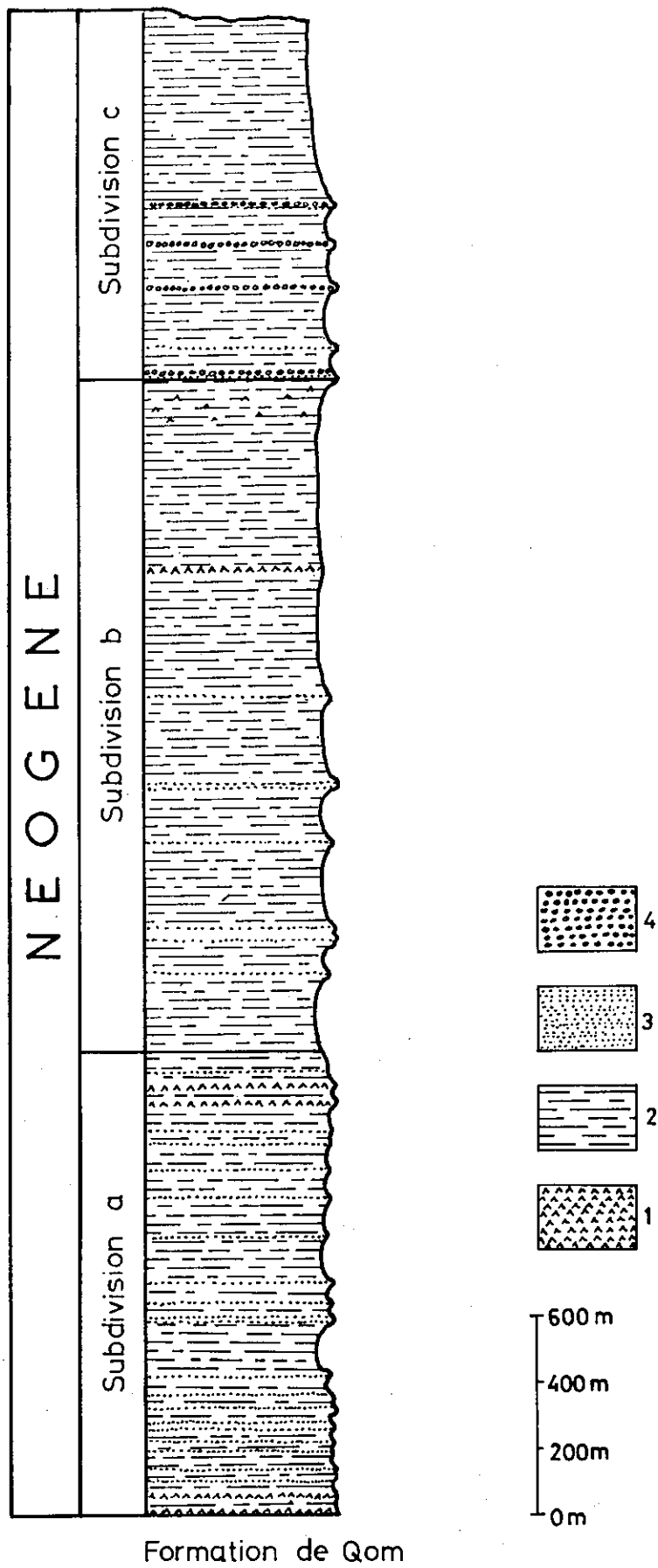


Fig. 21 - Séquence du Néogène :
 1) Gypses; 2) Marnes; 3) Grès; 4) Conglomérats

la séquence néogène (en général), mais les deux subdivisions inférieure et moyenne correspondent à la Formation rouge supérieure.

Dans cette séquence, le passage entre (b) et (c) est continu, sans aucune discordance. La subdivision (c) peut donc partiellement appartenir à la Formation rouge supérieure.

Cette dernière, dans les parties nord-est (Siah-Kuh, Davazdeh Emam), montre à peu près les mêmes caractères que dans le secteur de Qom. Elle comporte à la partie inférieure des marnes rouge foncé, gypsifères, avec des intercalations de marnes verdâtres, de grès et de gypses. Puis viennent des marnes gypsifères crème avec des intercalations de grès, mal consolidés, à grain grossier-moyen, et plus ou moins gypsifères. Enfin, vers le haut, la séquence montre une tendance détritique, avec des marnes, des marnes gréseuses claires, des marnes conglomératiques, des conglomérats et des grès conglomératiques granoclassés, et renfermant parfois des fossiles remaniés de la Formation de Qom. Cette dernière partie est l'équivalent de la subdivision (c) du secteur de Qom. La puissance importante de cette formation (plus de 3 500 m) indique une subsidence active au cours de la sédimentation miocène.

Age de la Formation rouge supérieure.

Par suite de l'absence de fossiles caractéristiques, l'âge précis de cette formation n'est pas définissable. Mais elle repose sur les couches fossilifères du Burdigalien, et elle est surmontée par des conglomérats pliocènes. On peut donc lui attribuer un âge intermédiaire.

2.3. Volcanites néogènes (Ngv1)

Il s'agit des volcanites qui se sont mises en place après l'Aquitainien ou le Burdigalien. Nous avons déjà examiné les roches volcaniques qui sont intercalées dans la Formation de Qom, et qui appartiennent au Miocène inférieur. Maintenant nous étudierons deux autres niveaux stratigraphiquement distincts:

- a) Les volcanites observables directement au-dessus de la Formation de Qom (séquence a).
- b) Les volcanites qui reposent sur une partie de la Formation rouge supérieure (séquence b).

Le volcanisme néogène n'a donc pas commencé partout en même temps, de même qu'il ne s'est pas terminé partout à la même époque. A cause de l'absence de formations fossilifères sus-jacentes, l'âge précis de ces volcanites n'est pas définissable. Cependant des éléments arrachés à ces roches volcaniques se retrouvent dans les séquences détritiques pliocènes. De plus les roches volcaniques (Ngv1) sont recoupées ou surmontées par l'association volcanique-subvolcanique Ngv2 du Pliocène. Les volcanites Ngv1 n'existent que dans la sous-zone centrale. Elles montrent localement des variations dans les caractères pétrographiques, la mise en place, la géochimie, etc. qui seront étudiées dans les chapitres suivants. En général, les volcanites de la séquence (a) sont développées dans le Sud de la région (Est de Naragh - Ouest de Ravand), tandis que la séquence (b) est concentrée plutôt dans le Kuh-e-Sakht Hesar et le Kuh-e-Khastak.

2.3.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

Les volcanites miocènes de la séquence (b) ont une extension importante. Aux environs d'Ashtian (Bonchenar), il s'agit essentiellement de pyroclastites sombres à gris clair, surtout bréchiques, de composition intermédiaire prédominante. Mais les coulées sombres à tendance basique, plus ou moins altérées, existent aussi dans cette séquence, par exemple à Garakan au Sud de Salehabad, etc. Vers le Nord-Ouest, cette séquence recouvre en discordance les séries plus anciennes (Eocène, Oligo-Miocène). Elle devient plus importante vers le Sud-Est, où sa puissance atteint 500 m environ. Ici, morphologiquement, elle construit, avec l'association volcanique-subvolcanique Ngv₂, les monts de Sakht Hessar (ou Ali Nazar) et de Khastak (ou Khar Kesheh) de direction NE-SW (contrairement à la direction générale NW-SE). En général, elle est formée de pyroclastites, de composition, structure et couleur variables, où sont intercalées des coulées d'andésite basaltique. Cette séquence, en association avec les sills et les dykes de la même phase ou de la phase ultérieure (Ngv₂), forme le complexe volcanique néogène. Dans le Nord et le Nord-Ouest de Raveh (flanc sud-est du Kuh-e-Sakht Hessar), cette séquence présente la succession suivante de bas en haut:

- 1) tufs bréchiques, gris clair, renfermant des fragments volcaniques et parfois des fragments gréseux verdâtres, semblables aux grès de la Formation rouge supérieure;
- 2) coulée andésitique (à tendance basaltique), gris foncé à rouge brunâtre;
- 3) tufs bréchiques, de composition andésitique, grisâtres, renfermant des fragments volcaniques verdâtres;
- 4) tufs andésitiques à tendance basique, gris brunâtre, renfermant des débris volcaniques (andésitiques et basaltiques). Les niveaux 3 et 4 sont recoupés par un dyke de la phase (Ngv₂);
- 5) lave bréchique, à composition andésitique, gris brunâtre, altérée;
- 6) lave bréchique, à composition andésitique, gris verdâtre, renfermant des fragments de niveaux plus anciens (surtout niveau 3). Un dyke andésitique, à structure porphyrique de la phase Ngv₁ recoupe ce niveau;
- 7) tufs lapilliques, grisâtres, à composition andésitique. Ce niveau est recoupé par un dyke bréchique. Au sommet on trouve l'association volcanique-sub volcanique de la phase Ngv₂.

Sur le flanc nord-ouest du Kuh-e-Sakht Hessar et au Sud-Ouest de Rahjerd, la Formation rouge supérieure se trouve sporadiquement sous des alluvions quaternaires. Elle est traversée par des sills ou des dykes, à structure porphyrique (parfois à mégacristaux de hornblende verte). Certains dykes renferment aussi des enclaves gréseuses de la Formation rouge supérieure. Ici, la séquence volcanique Ngv₁ comporte de bas en haut:

- 1) brèches volcaniques, brunâtres, de composition andésitique, riches en oxydes de fer;
- 2) laves andésitiques altérées, brunâtres;
- 3) niveau andésitique (à tendance basaltique), gris verdâtre, très altéré, recoupé par un dyke de la phase Ngv₂, à structure porphyrique et de couleur gris clair à verdâtre;
- 4) brèches volcaniques sombres à composition andésitique, recoupées par un dyke de la phase Ngv₂;
- 5) laves bréchiques, très altérées, gris brunâtre à verdâtre, de composition andésitique;
- 6) sills d'andésite basaltique (phase Ngv₁), à structure porphyrique, verdâtre;
- 7) tufs lapilliques, de composition andésitique-basaltique, renfermant des fragments anguleux volcaniques dont certains correspondent aux niveaux inférieurs. Ce niveau comporte un sill de la phase Ngv₂, reconnaissable par sa composition minéralogique différente;
- 8) tufs andésitiques, gris verdâtre, contenant des petits débris volcaniques et des minéraux épidotisés;
- 9) lave basaltique-andésitique, gris brunâtre. Ce niveau se poursuit par la séquence Ngv₂.

L'ensemble volcanique Ngv₁ (séquence b) dans ces secteurs montre une mise en place en milieu continental. Comme nous l'avons dit, la séquence (b) recouvre différents niveaux de la Formation rouge supérieure.

Dans le N-NW de Rahjerd et Mujan, il semble qu'elle repose sur ses niveaux inférieurs. De plus les couches pyroclastiques montrent parfois une concordance avec les assises de la Formation rouge supérieure. Encore plus au Nord (secteur de Tafresh) et dans la région de Dastjerd-Hassanabad, elle masque la Formation de Qom. Ici, les volcanites sombres de Ngv1 comportent vers le bas certains bancs gréseux ou conglomératiques rougeâtres, équivalents de la Formation rouge supérieure. Ces observations montrent que les volcanites de la séquence (b) sont en partie l'équivalent de la Formation rouge supérieure, mais avec une base variable et non-synchrone, parfois discordante.

Il semble donc que ces volcanites se manifestent après le Miocène inférieur probablement jusqu'au Pliocène inclus. Aux environs de Ravanj, les volcanites Ngv1 (séquence a) sont encadrées entre la Formation de Qom et la Formation rouge supérieure; c'est dire que l'activité volcanique s'est manifestée là probablement vers la fin du Miocène inférieur ou le début du Miocène moyen. Ici, il s'agit de 100 à 150 m de volcanites sombres et altérées, formées de roches andésitiques très altérées, de tufs lapilliques et d'agglomérats, de tufs andésitiques, de tufs gréseux, etc. Dans cette région, il y a aussi des dykes et des sills de composition andésitique-diabasique, englobés dans les formations plus anciennes que la Formation rouge supérieure (Crétacé, Eocène, Oligo-Miocène). Ces roches correspondent sans doute aux volcanites décrites près du village de Ravanj; sur cette séquence, il y a d'abord des bancs tuffacés marneux, jaune-verdâtre, puis des marnes rouge sombre avec des intercalations de grès (Formation rouge supérieure). Plus à l'Est, dans la vallée de Jasb, les volcanites miocènes (Ngv1) se manifestent surtout sous la forme de sills, de dykes d'alimentation et de coulées, de composition intermédiaire à basique.

2.3.2. Secteur de Tafresh

Région de Dastjerd-Hassanabad. Ici, les volcanites néogènes (Ngv1) reposent directement sur la Formation de Qom. A Hassanabad, les niveaux supérieurs de la Formation de Qom sont constitués de calcaires détritiques, de marnes gréseuses et de calcaires gréseux. Ils sont surmontés par des marnes rouge à crème, plus ou moins tuffacées qui semblent être les couches de transition entre la Formation de Qom et la Formation rouge supérieure. Au-dessus, on a de bas en haut:

- . pyroclastites sombres (gris foncé - verdâtre), altérées et réduites à de petits éléments anguleux (de taille millimétrique à centimétrique), avec des intercalations de grès, de conglomérats et de siltites (40 m environ);
- . tufs bréchiques, grisâtres, altérés, renfermant des fragments de roches éruptives (surtout acides) dans une pâte riche en calcite (5-6 m environ);
- . grès grossiers et conglomérats stratifiés, brunâtres (5-6 m environ);
- . tufs bréchiques, très altérés, gris sombre, et de composition andésitique (5 m environ);
- . conglomérats et grès grossiers, brunâtres, avec des niveaux marno-argileux rougeâtres (10-12 m environ);
- . pyroclastites altérées (andésitiques sombres et marnes rouges gréseuses (40-45 m);
- . marnes gréseuses, rouge foncé, avec des intercalations de conglomérats et de grès grossiers (70-80 m environ);
- . pyroclastites et coulées sombres, de composition intermédiaire à basique, très altérées. Elles englobent aussi des dykes ou des sills diabasiques, de teinte verdâtre.

Ce niveau se prolonge avec un faible pendage vers le Sud et le Sud-Est, et constitue une séquence épaisse (quelques centaines de mètres) de volcanites, dont nous avons donné les caractères dans le secteur d'Ashtian-Naragh (Kuh-e-Sakht Hesar et Khastak).

Dans la même région, aux environs de Sefid Aleh et Nurabad, vers le haut de la séquence décrite, deux types de roches sont aussi à noter:

- coulées andésitiques, de teinte rouge violacé à grisâtre, et à structure aphanitique, qui correspondent à la même phase volcanique (Ngv₁);
- roches volcaniques à subvolcaniques, de couleur verdâtre à grisâtre clair, de composition andésitique à dacitique, à structure porphyrique, qui appartiennent à la phase ultérieure (Ngv₂).

Région Sud-Ouest (Jusheghan-Khaveh). Le volcanisme néogène (Ngv₁) commence ici au Miocène inférieur et se manifeste au-dessus des couches fossilifères de l'Aquitainien (Formation de Qom). Dans le bassin de Jusheghan, comme nous l'avons déjà vu, la Formation de Qom est surmontée par des marnes gréseuses et des grès tuffacés. Plus haut viennent des coulées sombres, de composition intermédiaire (dacite-andésite), à structure aphanitique, et souvent très diaclasées.

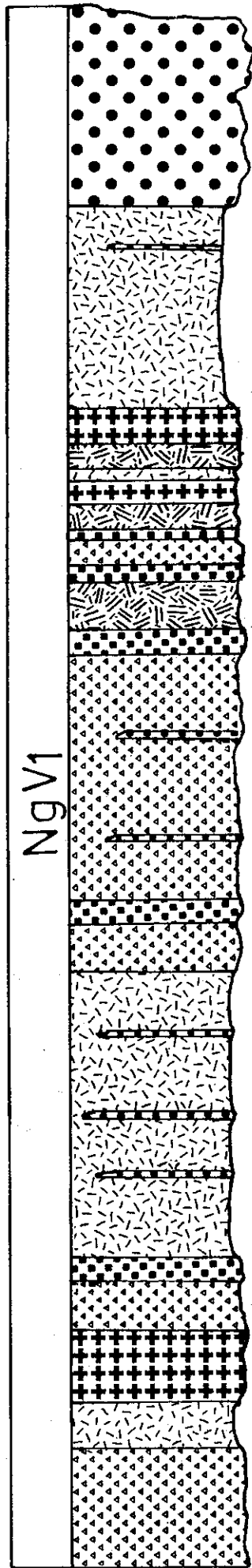
Ici le volcanisme miocène a été plutôt effusif et les roches pyroclastiques sont moins importantes. Mais vers l'Ouest (au Sud de Khaveh, de Naragh), une séquence à alternances de matériaux pyroclastiques et de laves, repose sur le calcaire gréseux rouge de l'Aquitainien (fig. 22).

Nous voyons que dans le secteur de Tafresh le volcanisme néogène s'est manifesté plus tôt (au Miocène inférieur et vers le début du Miocène moyen) que dans le secteur d'Ashtian-Naragh. De plus, en général, vers le Sud-Est (Jusheghan-Khaveh), les phases effusives sont plus importantes que dans les régions nord-ouest (Sakht Hessar, Hassanabad, etc.).

3. PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSION

Par suite des mouvements épirogéniques de la fin du Miocène inférieur, les sédiments marins font place à des dépôts continentaux - lagunaires, dans la majeure partie de l'Iran central. Cet événement a été progressif, et les couches de transition se développent entre la Formation de Qom et la Formation rouge supérieure. Ces mouvements épirogéniques provoquent une émergence générale, non seulement pour les séquences éocènes et plus anciennes, mais aussi, parfois, pour les couches oligo-miocènes; en effet, on trouve parfois des galets de calcaire oligo-miocène dans les dépôts détritiques de la Formation rouge supérieure. Du point de vue des lithofaciès, cette formation montre deux tendances:

- La Formation rouge supérieure à tendance détritique, où les conglomérats à éléments subarrondis et plus ou moins gros sont développés. Ce type de sédiments s'est déposé dans des bassins intramontagneux relativement peu étendus ou sur les bordures de bassins limités par des reliefs importants (zones de horst).



Région de Khaveh

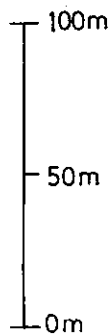
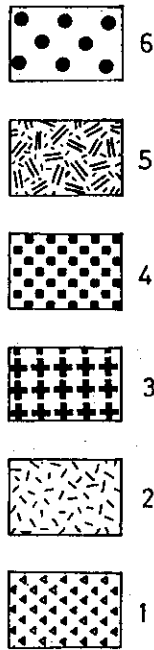


Fig. 22- Séquence volcanique du Néogène (NgV₁):
 1) Tufs bréchiques altérés; 2) Tufs grés-marneux, altérés; 3) Laves basiques à intermédiaires (porphyriques); 4) Laves intermédiaires; 5) Pyroclastites sombres à intercalations de laves; 6) Brèches et conglomérats volcaniques grossiers.

- La Formation rouge supérieure à tendance lagunaire et finement détritique constituée d'assises évaporitiques, de matériaux argilo-marneux et de couches gréseuses. Ces sédiments se sont déposés dans des bassins lagunaires ou dans des dépressions continentales relativement étendues (zones de graben).

Dans les deux tendances, la Formation rouge supérieure est caractérisée par une puissance très importante (quelques milliers de mètres) témoignant d'une érosion active et continue sur les zones émergées, et d'une subsidence forte dans les bassins sédimentaires. A la même époque, un volcanisme surtout intermédiaire à basique se manifeste dans la sous-zone centrale. Il édifie la séquence (a) comportant quelques centaines de mètres de pyroclastites et de laves, qui débute, mais avec des décalages locaux, après l'Aquitainien ou à la fin du Miocène inférieur. Une séquence volcanique, plus tardive (séquence b) se manifeste aussi au cours du Miocène (moyen-supérieur), et s'étend même probablement au Pliocène. Cette dernière séquence se trouve à des niveaux variables de la Formation rouge supérieure. La séquence volcanique néogène Ngv_1 et surtout la séquence (a) peuvent donc être en partie l'équivalent de la Formation rouge supérieure. La séquence (a) affleure essentiellement dans le secteur de Tafresh, ce qui indique que le volcanisme néogène y a débuté plus tôt, tandis que les volcanites plus ou moins tardives (séquence b) existent dans le secteur d'Ashtian-Naragh.

I - PLIOCENE

1. LE PLIOCENE EN IRAN

D'importants mouvements tectoniques ont été responsables au cours du Pliocène de l'apparition d'une partie importante des reliefs actuels, de plissements et d'une sévère érosion. Il en résulte que les couches détritiques pliocènes reposent parfois en discordance angulaire sur leur socle. Des dépôts lacustres se sont formés dans certaines dépressions intramontagneuses. De plus un volcanisme actif s'est manifesté dont les matériaux (cinérites, lapillis, etc.) occupent un volume considérable. Ces matériaux ont été parfois transportés par les eaux de ruissellement dans les bassins de sédimentation pour former ainsi une séquence volcano-sédimentaire.

AZERBAIDJAN

Dans la région de Mianeh (LESCUYER et al., 1976), des couches conglomératiques ainsi que des coulées basaltiques et des tufs acides, sont attribués au Pliocène. Vers le Sabalan, des dépôts conglomératiques, des tufs jaunâtres, et le strato-volcan du Sabalan lui-même se sont formés au cours du Pliocène-Quaternaire (DIDON et al., 1976). Aux environs de Maragheh, une séquence volcano-sédimentaire, formée essentiellement d'alternances de grès et de conglomérats, avec des cinérites et des tufs à ponces, etc., a été attribuée au Pontien. Elle renferme surtout des ossements de Mammifères (par exemple Hipparion). D'après KAMEI et al (1977) la faune de Maragheh aurait de 6,6 à 6,9 M a.

SAVEH

Le volcanisme pliocène existe sous la forme de laves extrusives et de dômes ou de dôme-coulées rhyolitiques. Les couches conglomératiques plio-pléistocènes affleurent le long de la route Saveh-Hamadan.

NATANZ-NAIN-SURK

Il y a des dômes et des laves extrusives, de composition andésitique, dacitique et rhyodacitique (AMIDI, 1975). Des roches pyroclastiques résultent aussi du volcanisme pliocène de cette région.

REGION DE RAFSANJAN

La séquence volcanique néogène-quaternaire existe dans le Kuh-e-Mosahem (Nord de Shahr-e-Babak), le Kuh-e-Bidkhan et le Kuh-e-Ajpain. Il s'agit d'andésites, de dacites et d'andésites-basaltes.

SUD-EST DE L'IRAN

La séquence volcanique plio-quaternaire dans le Kuh-e-Shahsavaran est plutôt andésitique (GIROD et al., inédit), mais les basaltes existent aussi. Par contre dans le Kuh-e-Bazman, les volcanites acides (surtout dacites et rhyodacites) sont bien développées surtout sur le versant oriental.

EST DE L'IRAN

Les coulées andésitiques à basaltiques du Néogène-Quaternaire sont développées dans les régions de Mokhtaran (EMAMI, 1974), de Sahlabad, Sarbisheh, etc. (Sud de Birjand). Ces volcanites recouvrent parfois les couches conglomératiques du Néogène.

ALBORZ

Sur le versant méridional, une séquence détritique, surtout conglomératique (Formation de Hezardarreh) est attribuée au Pliocène ou Plio-Pléistocène. Au Nord la séquence pliocène est formée de matériaux détritiques-argileux, qui se développent sur la séquence miocène de la Caspienne.

MAKRAN

Des couches conglomératiques plio-pléistocènes reposent en discordance sur la Formation de Makran (Mio-Pliocène).

ZAGROS

La partie supérieure du "Groupe du Fars" (Formation de Aghajari) appartient au Pliocène. Vers la fin du Pliocène, les conglomérats de la Formation de Bakhtiary reposent en discordance sur les formations plus anciennes.

2. REGION ETUDIEE (fig. 17)

La séquence pliocène (ou partiellement plio-pléistocène) est assez différente dans les divers secteurs de notre région. En général, elle peut être divisée en trois unités principales:

- a) unité volcanique-subvolcanique (Ngv₂): elle s'est manifestée sous des formes diverses (coulées, dômes, dykes, lames extrusives, massifs subvolcaniques, etc.) à la suite de la phase volcanique Ngv₁ (essentiellement miocène);
- b) unité volcano-sédimentaire: elle est constituée de niveaux tuffacés ou pyroclastiques et détritiques. Elle dérive par érosion de roches volcaniques parmi lesquelles les volcanites néogènes (Ngv₁ et Ngv₂) sont souvent en majorité;
- c) unité déritique : elle est formée surtout de couches conglomératiques et, comme l'unité (b), constituée par la phase d'érosion pliocène. Mais divers matériaux ont participé à la formation de cette unité.

Au point de vue stratigraphique, l'unité volcanique-subvolcanique (a) est antérieure aux unités détritiques (b) et (c), car il n'y a aucune forme volcanique-sub volcanique de Ngv₂ (unité a) dans ces deux séquences. De plus les matériaux volcaniques - subvolcaniques de Ngv₂ existent dans les unités (b) et (c) (surtout b). L'unité (b) est en partie l'équivalent latéral de l'unité (c). Toutes les deux sont formées, à la suite de la phase d'érosion tardive pliocène et, par comparaison lithostratigraphique avec la Formation de Bakhtiary (Zagros) ou avec la Formation de Hezardarreh (Alborz méridional), on peut les attribuer au Plio-Pléistocène.

2.1. Sous-zone centrale

2.1.1. Secteur d'A shtian -Naragh

L'unité (a) et l'unité (b) sont bien développées:

Unité (a). L'unité volcanique-subvolcanique pliocène sera étudiée dans les chapitres suivants. Le magmatisme pliocène forme un complexe semi-profond à superficiel dont les manifestations dômes sont très intéressantes. Ces dômes montrent souvent des caractères différents. Leur composition varie du pôle intermédiaire au pôle acide; leurs structures sont aussi variables (grenues à microlithiques). Ils recoupent souvent la Formation rouge supérieure, y développent parfois une auréole de métamorphisme de contact. Les dykes et les sills ont souvent une composition intermédiaire (andésitique), et une structure porphyrique où les phénocristaux d'amphibole et de plagioclase sont souvent bien visibles. L'ensemble filonien devient plus important dans le Kuh-e-Khastak; il est en relation parfois avec des laves ou avec certains massifs semi-profonds de composition semblable.

Dans le Kuh-e-Sakht Hessar, au Sud-Ouest de Rahjerd, et sur les volcanites néogènes (coupe Ngv₁), on trouve les volcanites Ngv₂ (Pliocène) avec de bas en haut:

- . niveau andésitique, gris clair à verdâtre, à structure porphyrique, plus ou moins altérée;
- . tufs andésitiques (à lapilli), verdâtres, plus ou moins altérés;
- . tufs bréchiques, brunâtres, de composition andésitique, à débris de volcanites des phases antérieures;

. coulée andésitique, à grain fin, verdâtre, en bancs très épais, parfois à joints prismatiques, montrant des petits cristaux (environ 1 mm) de plagioclase et de ferromagnésiens verdâtres, dans une matrice fine.

Les horizons supérieurs du Kuh-e-Khastak sont formés des mêmes volcanites Ngv₂. Certains changements locaux existent, mais en général, il y a des niveaux pyroclastiques qui englobent des horizons laviques ou semi-profonds.

Unité (b). Elle existe essentiellement dans le secteur d'Ashtian-Naragh, surtout à l'Ouest du Kuh-e-Sakht Hesar. Elle forme des collines sombres, qui masquent parfois la Formation rouge supérieure (Sud de Khorakabad). Les niveaux inférieurs sont surtout formés de matériaux pyroclastiques, dérivés surtout des volcanites sombres néogènes. Les éléments sont souvent des lapillis ou plus fins. Puis vient une séquence de tufs gréseux, de tufs à lapillis, de brèches, de conglomérats et de grès grossiers, à ciment plus ou moins tuffacé. Leur teinte est plus claire (gris-gris clair) que celle des niveaux inférieurs. Il semble que le ciment soit dérivé de matériaux volcaniques à tendance acide, associés à des matières sédimentaires (sable, silt, etc.). Ces roches sont relativement consolidées, et certains niveaux montrent des granoclassesments.

Au-dessus, la séquence décrite est surmontée par des matériaux pyroclastiques sombres, non consolidés; il s'agit de scories basaltiques (à olivine) où les bombes et les blocs peuvent dépasser 50 cm. Ces éléments volcaniques sont dispersés dans une matrice de matériaux plus fins et d'origine volcanique (cendres, lapillis) et sédimentaire (argilo-sableuse). L'ensemble forme une séquence mal triée, mais généralement la taille des éléments volcaniques diminue vers le Nord. Nous verrons plus loin qu'ils dérivent du volcanisme basique pliocène et, en partie, avant la phase d'érosion plio-pléistocène. Les couches de l'unité (b) sont plus ou moins stratifiées, ayant un pendage faible (10°-15°) vers le Sud-Ouest.

L'équivalent détritique de cette unité, dans la région de Ravanj, dérive plutôt de l'érosion des terrains orientaux, mais avec un faciès argilo-marneux crème (parfois plus ou moins silteux ou sableux) et s'est déposé vers le centre d'une dépression, au cours de la même époque. Ce faciès se présente sous la forme d'un réseau hydrographique de type dendritique, et est surmonté par des dépôts quaternaires.

2.1.2. Secteur de Tafresh

Dans ce secteur, il n'y a que l'unité (c) qui existe, surtout au Nord-Ouest de Tafresh. Elle affleure au cœur d'un synclinal, dont le flanc occidental est recoupé par la faille de Tafresh. Elle est formée essentiellement de bancs conglomératiques. A l'Est de Tarizabad, ils sont jaune-grisâtre, car ils sont très riches en éléments des tufs jaune-verdâtre éocènes. Il semble que ces éléments proviennent du Sud-Ouest, où se trouve la série verte inférieure (E₃). De plus, les galets subarrondis-angulaires indiquent aussi un transport assez court.

2.2. Sous-zone nord-est

La séquence pliocène (-pléistocène) est représentée surtout par des couches conglomératiques (unité c)

2.2.1. Secteur de Yazdan-Shurab

Les couches détritiques (surtout conglomératiques) de l'unité (c) sont développées surtout dans l'Ouest de ce secteur et le long des reliefs du secteur d'Indes-Ravand. L'étude des éléments des conglomérats montre qu'ils sont constitués plutôt de roches volcaniques (surtout éocènes), et comparables avec celles du secteur d'Indes-Ravand. De plus, les galets grossiers, peu usés, montrent qu'ils ne sont pas très loin des roches mères; cela prouve aussi que les reliefs actuels existaient déjà au cours de la sédimentation de l'unité (c). Ces couches détritiques reposent en discordance sur les formations plus anciennes, surtout aux bordures des bassins sédimentaires du Pliocène (par exemple, aux environs de Kuh-e-Golestan, au Sud de Qom ou au Sud du Kuh-e-Nardaghi, etc.). Mais, dans certains cas, le contact entre la Formation rouge supérieure et ces dépôts détritiques est concordant ou sans discordance visible. Au Nord du Kuh-e-Golestan et à l'Est de Rahmat abad (le long de la route de Saveh-Esfahan), cette unité comporte de bas en haut;

- . niveau conglomératique, gris rosâtre contenant essentiellement des éléments volcaniques (surtout de roches éocènes), dans un ciment argilo-sableux et tuffacé. Ces conglomérats sont très peu consolidés, et renferment parfois des intercalations de grès grossiers;
- . niveau conglomératique, ayant surtout des éléments de calcaire oligo-miocène;
- . conglomérats et grès plus ou moins consolidés;
- . niveau argilo-silteux, de couleur crème brunâtre;
- . niveau conglomératique, grisâtre, à ciment argilo-sableux.

Au Sud de Qom (Sud du Kuh-e-Nardaghi), les bancs conglomératiques recouvrent en discordance la Formation de Qom, et on y trouve des galets calcaires de cette formation surtout vers le bas. Ici les couches conglomératiques renferment des niveaux marno-argileux, qui passent parfois à des niveaux grés-silteux. Cette séquence masque vers l'Est la Formation rouge supérieure.

2.2.2. Secteur de Qom

Nous avons déjà vu qu'à l'Ouest de Do Chah, la Formation rouge supérieure (subdivision c, fig. 21) comporte vers le haut des marnes crème à intercalations conglomératiques, et se poursuit par des couches conglomératiques-marneuses. En général, la subdivision (c) représente le Néogène dont les couches conglomératiques-marneuses de la partie supérieure sont spécialement comparable à l'unité (c) (600 m environ).

3. PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSION

Les mouvements alpins récents (phase rhodanienne) deviennent plus intenses vers le début du Pliocène. La sédimentation lagunaire-continentale (Formation rouge supérieure) fait place à des dépôts franchement détritiques et continentaux, tandis qu'une activité magmatique importante se manifeste sous des formes diverses. Cette activité s'est développée surtout dans la sous-zone centrale, et concentrée principalement dans le secteur d'Ashtian-Naragh. Les dépôts volcano-sédimentaires de l'unité (b) se sont développés aussi dans les parties nord-ouest du même secteur, car ils dérivent essentiellement de l'érosion des volcanites néogènes. Cela témoigne aussi du rôle principal des reliefs volcaniques néogènes pour l'alimentation des bassins voisins. De plus, en général, la distribution et la granulométrie des matériaux détritiques, indiquent l'existence d'une pente initiale, vers l'Ouest et le Nord-Ouest, au cours de la sédimentation de l'unité (b) (dans le bassin situé à l'Ouest du Kuh-e-Sakht Hessar).

Dans les autres parties, les dépôts détritiques pliocènes (unité c) se sont également développés dans les bassins actuels, et souvent le long des reliefs récents. Les éléments de ces couches conglomératiques dérivent aussi des zones soulevées voisines. Cela traduit une situation morphologique assez uniforme au cours de la sédimentation pliocène.

I - QUATERNAIRE

1. LE QUATERNAIRE EN IRAN

La phase orogénique wallachienne ou pasadenienne, très importante, provoque une discordance angulaire générale à la base des dépôts quaternaires dans l'ensemble du territoire iranien. Ces dépôts ont des faciès différents et recouvrent presque la moitié de la surface de l'Iran (NABAVI, 1976) : alluvions, sédiments évaporitiques et lacustres, dépôts éoliens, sédiments paraliques (plutôt sableux). Les dépôts alluviaux occupent bien entendu la superficie la plus importante. Le volcanisme quaternaire a été aussi important, si bien que des matériaux existent dans plusieurs localités, dont nous citerons quelques unes ci-dessous :

AZERBAIDJAN

Le strato volcan du Sabalan (Plio-Quaternaire) est caractérisé par des roches alcalines sodiques (DIDON et al., 1976). Le volcan du Sahand montre une extension remarquable de laves andésitiques et dacitiques à rhyodacitiques. Autour des deux volcans, les tufs et cendres volcaniques sont très répandus. D'immenses coulées basaltiques quaternaires recouvrent aussi le Nord-Ouest de l'Azerbaïdjan et la région frontière entre Iran et Turquie (Mont Ararat).

BIJAR-QORVEH

Les volcanites quaternaires appartiennent aux séries alcaline (basanites, phonolites) et calco-alcaline (andésites et dacites à rhyodacites); leur âge est compris entre 1,8 à 0,1 Ma (DARVISHZADEH, 1977). Elles sont alignées NW-SE, ce qui correspond probablement à une fracture de même sens.

AVAJ-SAVEH

Dans la région d'Avaj (BOLOURCHI, 1975), il s'agit de basaltes à pyroxènes et de limburgites. Dans la région de Saveh (CAILLAT et al., 1978), le volcanisme quaternaire est caractérisé par des coulées basaltiques à olivine.

NATANZ-NAIN-SURK

Des roches andésitiques (riches en K_2O) et des basaltes à olivine ont été attribuées au Quaternaire par AMIDI (1975)

YAZD-KERMAN

Une série volcanique à caractère alcalin potassique (leucitites) est signalée par KURSTEN et al. (1969) et par FORSTER et al. (1972).

SUD-EST DE L'IRAN

Le volcanisme quaternaire est représenté par les volcans du Bazman et du Taftan. Ce dernier est encore à l'état fumerollien.

EST DE L'IRAN

Dans le bloc du Lut, les volcanites quaternaires ont un caractère alcalin sodique (VARET, 1970; CONRAD et al., 1971) il s'agit de basanites à néphéline. Les basaltes à olivine sont développées dans les régions de Sarbisheh, de Sahlabad, etc. Il faut noter aussi que les plus grandes dunes de l'Iran (plus de 15 000 km²) existent à l'Est du Dasht-e-Lut.

ALBORZ

Le volcan célèbre du Damavand (5 670 m) est localisé dans cette zone. D'après ALLENBACH (1966), la première activité volcanique du Damavand correspond au Würm. La série comporte des trachy-basaltes à olivine, des trachy-andésites, des trachytes, et des matériaux pyroclastiques. Dans d'autres parties de l'Alborz, ANNELLS et al. (1975) ont signalé des laves trachytiques près de Madan (vallée d'Alamut). De plus, des matériaux pyroclastiques acides et basiques existent dans la chaîne septentrionale de Qazvin.

2. REGION ETUDIEE

Cette période est représentée par des dépôts continentaux non plissés, qui reposent en discordance sur les formations plus anciennes. En ce qui concerne le volcanisme quaternaire, nous n'avons aucune preuve de son existence. Seules des sources thermominérales, surtout le long de l'importante faille de Talkhab-Kahak, peuvent être interprétées comme les dernières manifestations magmatiques de notre région.

Les dépôts quaternaires comprennent les subdivisions suivantes, dont certaines ont un sens plus géomorphologique que lithostratigraphique.

de
1975).

1) Travertins - Ces dépôts existent le long des grandes failles ou des zones accidentées, par exemple le long de la faille de Talkhab-Kahak (Sud de Raveh, Talkhab, Khurhen, etc.). Cette faille est située à la limite de la sous-zone centrale et de la sous-zone sud-ouest (Haftad Qolleh). Elle passe par le Nord de Mahallat (région de Golpaygan) où il y a de nombreuses sources thermominérales. Dans le secteur de Tafresh, certains affleurements isolés de travertins existent à l'Ouest de Tafresh, au Sud de Tarizabad, etc.; ils sont situés aussi le long de l'importante faille de Tafresh. Ces travertins sont en bancs massifs ou parfois stratifiés, de couleur blanc-crème, et horizontaux ou subhorizontaux. Ils ont des niveaux vacuolaires et non vacuolaires. Les premiers appartiennent à une phase de dépôts plus rapide, où les bulles de gaz (CO₂) ont été emprisonnées dans les sédiments. L'âge des travertins de notre région est variable. Dans certains cas, ils sont surmontés par d'anciennes terrasses quaternaires, tandis que certaines sources sont encore actives, et ont parfois cimenté des graviers récents, formant un conglomérat à ciment calcaire; ou bien des matières argilo-silteuses, formant des niveaux à aspect marneux jaunâtres (Nord de Kuh-e-Qar).

2) Terrasses et cônes d'alluvions anciens - Ils existent à la limite de zones montagneuses ou occupent des niveaux élevés des vallées actuelles (terrasses). Il s'agit de conglomérats mal consolidés à intercalations argilo-sableuses, mal triés surtout vers l'amont. Les terrasses sont souvent horizontales, mais parfois légèrement inclinées, soit à cause de la pente topographique initiale, soit à cause de mouvements tectoniques récents. Les terrasses anciennes existent à différents niveaux de la région étudiée; dans le secteur d'Ashtian-Naragh, elles se trouvent parfois à l'altitude de 2 000 m environ (Sud de Vasheghan).

3) Terrasses et cônes d'alluvions récents - Par rapport aux terrasses anciennes, ces dépôts occupent les niveaux plus bas de la région et, avec les alluvions récentes, forment les plaines ou les bassins intramontagneux actuels. Ces dépôts sont souvent mal consolidés, et les graviers sont encore très abondants. Ils dérivent parfois de remaniement de terrasses ou de cônes d'alluvions plus anciens.

4) Clay flat - Ces alluvions existent dans le centre des dépressions, et occupent de vastes superficies de la sous-zone nord-est, ainsi qu'au Sud-Ouest, autour du lac de Tuzlu Gol. Elles sont constituées essentiellement de matières alluviales fines (argiles et silts), de couleur crème. Il s'agit, en effet, de l'équivalent latéral de l'unité (3). Elles ont une position intermédiaire entre les épandages de graviers et les dépôts des bassins évaporitiques récents.

5) Bassin évaporitiques récents (Kavir) - Dans les parties basses et fermées des dépressions quaternaires, il y a parfois des bassins évaporitiques ou des lacs de sel, où se déposent actuellement des sédiments évaporitiques (surtout salifères). Ils sont souvent entourés par des affleurements salifères de la Formation rouge supérieure, si bien que les rivières et les cours d'eau qui traversent cette formation vers ces bassins, deviennent de plus en plus riches en chlorures (ou sulfates, etc.). Dans notre région, il y a trois lacs de sel:

Tuzlu Gol: situé à la limite entre la zone de Sanandaj-Sirjan et la zone de l'Iran central, il a une forme presque triangulaire, dont la longueur correspond à la direction NW-SE (N 140°-145°).

Daryacheh-Ye-Howz Soltan : Il se trouve à l'extrémité nord-ouest de la dépression de Qom-Ardekan avec une forme plus ou moins elliptique dont l'axe longitudinal est presque E-W.

Daryacheh-Ye-Namak : C'est le plus grand bassin évaporitique de notre région, avec une superficie de 1 700 km² environ. De forme presque triangulaire, il est situé au Nord-Est de Kashan et Aran (dépression Qom-Ardekan). On observe dans ces bassins évaporitiques une zonation.

La zone extérieure (mud flat): formée de matières argilo-silteuses salifères et gypsifères, de teinte crème rougeâtre qui, en saison humide, donne une boue visqueuse.

La zone intermédiaire (salt flat): essentiellement constituée de croûtes de sel, de couleur blanche. En saison sèche, cette zone s'étend vers la partie centrale du lac.

La zone intérieure ou centrale: formée par de l'eau salée. En saison chaude et sèche, elle devient saturée et le sel précipite. Sa limite est variable et, en saison humide, elle se développe vers la zone intermédiaire.

Les travaux de BOBEK (1959 et 1961) montrent que dans le Daryacheh-Ye -Namak, le sel se trouve jusqu'à une profondeur de 46 m environ. Le niveau salifère est constitué de cinq couches, séparées par des argiles verdâtres à brunâtres. Au-dessous du niveau salifère, il y a une puissance importante d'argiles rouges et de silts, bien consolidés et non salifères. BOBEK (1961) propose que ces alternances correspondent à des périodes chaudes et froides.

En général, des interstratifications existent à partir des cônes d'alluvions récents, depuis la limite de reliefs jusqu'aux dépôts évaporitiques actuels.

Les matières alluviales deviennent progressivement plus fines et mieux triées, vers les bassins évaporitiques.

6) Dépôts éoliens - Ils n'existent que dans la moitié orientale de la région (feuille d'Aran), occupant une superficie de plus de 660 km², au Nord-Ouest de Kashan et d'Aran. Ces dunes s'étendent vers le Nord-Est (Daryacheh-Ye-Namak) et certaines atteignent une centaine de mètres de hauteur (Est de Maranjab).

=====

DEUXIEME PARTIE

PETROGRAPHIE ET DYNAMISME
DES ERUPTIONS VOLCANIQUES

- Chapitre III - PHASE VOLCANIQUE DU LUTETIEN INFERIEUR
Chapitre IV - PHASE VOLCANIQUE DU LUTETIEN SUPERIEUR
Chapitre V - PHASE VOLCANIQUE DE L'EOCENE SUPERIEUR
Chapitre VI - MAGMATISME OLIGO-MIOCENE ET PLIO-QUATERNAIRE

CHAPITRE III - PHASE VOLCANIQUE DU LUTETIEN INFÉRIEUR

1. EMISSIONS ACIDES

Dans le secteur d'Ashtian-Naragh, le volcanisme éocène commence par des produits acides (voir chapitre II). Aux environs de Vasheghan, il se manifeste par des coulées de laves rhyolitiques à structure porphyrique et de teinte gris clair à verdâtre. Les phénocristaux de quartz et de feldspath sont visibles à l'oeil nu. Les rhyolites sont plus fraîches à la partie supérieure des coulées. L'altération est plus poussée vers le Sud, où les formations éocènes sont en contact tectonique avec les couches oligo-miocènes, et où les rhyolites ont subi une mylonitisation remarquable. Le magma, visqueux au cours de sa mise en place, a eu tendance à former des dômes et des dômes - coulées à texture prismatique. Cet état provient de sa viscosité plus ou moins élevée, laquelle dépend de la composition chimique (rhyolitique), de la cristallisation précoce (phénocristaux de quartz et feldspaths, mésostase holocristalline), et probablement du dégazage du magma avant l'éruption (absence ou rareté des vésicules, etc.); l'extension d'un tel magma visqueux ne peut pas être importante.

Ces laves acides, avec certaines différences locales (du point de vue de structure, couleur, etc.), existent dans les régions du Kuh-e-Panjeh Rostam et de Chal (à une dizaine de kilomètres de Vasheghan), où elles atteignent 110 m environ d'épaisseur. Leur répartition nous a permis d'envisager différents centres éruptifs, alignés à la faveur d'une zone fracturée, comme celle du Kuh-e-Panjeh Rostam. En effet, une conséquence de la phase orogénique laramienne se manifeste par une fracturation du socle de certains horsts comme celui de Kuh-e-Panjeh Rostam, recoupé par de nombreux dykes du Lutétien inférieur. A partir de ces fractures, le magma acide a débordé sous différentes formes, soit en dômes-coulées et dômes, soit en nappes ignimbrétiques que nous étudierons plus loin. En général, l'important volume du volcanisme acide de la base du Lutétien inférieur dans le secteur d'Ashtian-Naragh, ainsi que sa composition chimique et minéralogique plus ou moins constante, nous fait supposer une source magmatique très importante et commune en profondeur. Mais, localement, certaines variations du mode de mise en place, de la structure et du chimisme pourraient correspondre à des réservoirs superficiels. Nous avons vu que les conditions paléogéographiques du secteur d'Ashtian-Naragh, au Lutétien inférieur, varient du continental au littoral (chapitre stratigraphie), ce qui se répercute sur le comportement volcanique. Les termes sédimentaires ou volcano-sédimentaires étant peu abondants ou absents, les laves se sont mises en place en milieu continental, et l'activité volcanique a eu une tendance plutôt effusive.

Mais vers le Nord-Ouest de Vasheghan et dans la région de Chaghar-Ortegol, les termes pyroclastiques, avec des niveaux laviques, forment une série stratifiée. L'activité volcanique a été composite et les niveaux de tufs ou de laves ont des épaisseurs décimétriques à métriques, parfois décamétriques. Les tufs sont plus fréquents, et généralement fins. Mais parfois, l'alternance des niveaux de tufs cinéritiques^{*} et lapilliques existe et donne un aspect granoclassé et une stratification plus détaillée. L'activité volcanique s'est mise en place encore en milieu continental. Ce sont des tufs monogéniques, à éléments et ciment rhyolitiques. La teinte rouge à violacée de ces roches est due à la dispersion

* (voir note infrapaginale à la page suivante)

de granules très fins d'hématite. Les couches sédimentaires n'existent pas dans cette série stratifiée, et l'étude microscopique montre qu'aucun matériel de cette nature n'est présent. De plus, hormis le caractère granoclassé, il n'y a aucune figure de sédimentation. Au microscope, les phénocristaux ainsi que les fragments pyroclastiques sont souvent brisés et anguleux et on n'observe aucune trace d'éléments remaniés. Ces indices s'expliquent par une activité explosive associée à une retombée des matériaux pyroclastiques, conduisant au granoclassement; l'alternance de tufs cinéritiques et de tufs lapilliques, de manière rythmique dans certains niveaux, indique la pluralité des phases explosives. La nature fine et monogénique de ces tufs dérive d'un magma rhyolitique intensément pulvérisé de façon homogène. Il a été riche en gaz et, d'après le schéma de RITTMANN (1962), avant l'arrivée aux niveaux superficiels, il est devenu sursaturé en gaz; puis l'expansion progressive du pyromagma a causé l'éruption de cendres.

Dans notre région, ce phénomène a été accentué soit probablement par l'accès des eaux météoriques, soit vraisemblablement par l'infiltration dans le conduit volcanique d'une nappe phréatique d'origine littorale.

L'influence des conditions paléogéographiques sur le comportement volcanique est encore nette vers le sud-est du secteur d'Ashtian-Naragh (région d'Hajiabad-Khurhen) où il y avait une zone littorale à peu profonde. Ici, l'activité volcanique acide a été essentiellement explosive. La richesse du magma en gaz et en vapeur d'eau se reflète aussi dans les niveaux laviques interstratifiés dans les tufs. Ces laves rhyolitiques ont une structure fluidale, et sont relativement étendues. Il semble que le magma soit monté et se soit mis en place avant sa surcharge en gaz, et par conséquent avant qu'il puisse se manifester de façon explosive. Mais la présence des éléments volatils pourrait diminuer la viscosité du magma et lui donner une mobilité plus grande; l'existence des gaz dans les laves rhyolitiques de la région d'Ortegol et leur expansion tardive sont démontrées par la présence de vésicules plus ou moins sphériques, non déformées, et par la dévitrification de la pâte vitreuse. Cela indique que le phénomène de vésiculation s'est produit après l'immobilisation de la coulée.

1.1. Rhyolite porphyrique (rhyolite de Vasheghan)

Elle est caractérisée par des phénocristaux de quartz et de feldspath visibles à l'oeil nu et formant 30 à 35 % du volume de la roche; mésostase holocristalline à caractère microgrenu.

✕ Nous adoptons ici la classification de R.V. FISHER (1961) pour la dimension des fragments pyroclastiques. Les éléments de plus de 64 mm sont des blocs ou des bombes, alors que leur éjection s'est produite respectivement à l'état solide ou plastique. Les roches pyroclastiques formées essentiellement de blocs (anguleux) sont des brèches, celles composées de bombes (arrondies à subarrondies) sont des agglomérats. Les fragments entre 64 mm et 2 mm sont des lapillis. Enfin, les éléments pyroclastiques de moins de 2 mm sont des cendres. Dans notre région des lapillis sont souvent associés aux cendres. Pratiquement, sur le terrain et après étude au microscope, nous avons utilisé le terme de "tuf lapillique" lorsque les lapillis sont plus abondants (>50 %), et "tuf cinéritique" pour les roches formées plutôt de cendres (de 50 à 90 %). Pour les niveaux composés essentiellement de cendres (>90 %), le terme de "cinérite" est appliqué. Il y a aussi des pyroclastites à éléments fins, cendres ou lapillis, qui renferment des blocs relativement abondants (<50 %): nous les appelons "tufs bréchiques". Le terme de "tuffite" (BLOKHINA et al., 1959) est utilisé lorsque le matériel sédimentaire représente de 10 à 50 % de la roche. Si la proportion de sédiments dépasse 50 %, on utilise la nomenclature des roches sédimentaires en ajoutant tuffacé (par exemple: grès tuffacé).

Plagioclase - Il représente 40 à 45 % des phénocristaux et atteint 2,5 mm. Il s'agit de cristaux automorphes et mâclés d'oligoclase qui varient parfois jusqu'à la limite oligoclase-andésine (An30). On note une altération en séricite, accompagnée parfois de chlorite et d'argiles.

Quartz - Cristaux automorphes, limpides et corrodés; taille maximale: 1 à 1,2 mm. Il représente environ 20 % des phénocristaux.

Feldspath alcalin - Cristaux subautomorphes, à macle de Carlsbad, de taille millimétrique. Il s'agit de feldspath potassique souvent kaolinisé (20 à 25 % des phénocristaux).

Biotite - Paillettes ou sphérolites, polychroïques dans les tons bruns ou brun verdâtre à brun clair; parfois altérés en chlorite et hématite.

Apatite - Petites baguettes en inclusions dans le quartz, le plagioclase et la biotite.

Zircon - Inclusions dans la biotite.

Minéraux opaques - Cristaux automorphes de pyrite et d'hématite.

Calcite - Dans certains échantillons, elle existe dans les fissures ou les cavités de la roche, et, avec chlorite et séricite, se trouve dans quelques vésicules dont elle occupe la partie centrale.

Mésostase - Elle est constituée de fins granules de quartz et de feldspath kaolinisé. Elle forme 65 à 70 % du volume de la roche.

La composition minéralogique de ces roches est comparable à celle de rhyolites potassiques décrites par H. WILLIAMS et al. (1955), ce que confirme la composition chimique:

Rhyolite porphyrique (Vashegan) 76-E-44B			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	71.52	Q	36.72
Al ₂ O ₃	13.55	Or	23.04
Fe ₂ O ₃	2.35	Ab	23.86
FeO	0.18	An	3.29
MnO	0.02	Cor	3.48
MgO	1.37	Ens	3.41
CaO	0.77	Hem	2.35
Na ₂ O	2.82	Ilm	0.42
K ₂ O	3.90	Rut	0.15
TiO ₂	0.38	Ap	0.18
P ₂ O ₅	0.08	Eau	2.81
CO ₂	-		
H ₂ O+	2.81		
H ₂ O-	-		
Total	99.75	Total	99.75
CIPW-LACROIX		I', 3', 1(2), 3 Rhyolite	
MIDDLEMOST (fig. 23)		Rhyolite	

Tableau 3

Dans le diagramme Na₂O + K₂O / SiO₂ (KUNO, 1959), ces rhyolites tombent dans le domaine de la série calco-alcaline. La tendance alumineuse dans ces roches se manifeste par du corindon normatif, ce qui confirme l'argilisation des feldspaths.

1.2. Rhyolites fluidales

Ce type se trouve dans la série stratifiée de la région d'Ortegol-Chaghar où les termes tuffiques sont plus fréquents. Les phénocristaux sont absents, mais il y a rarement des petits cristaux pseudomorphosés par des minéraux secondaires. Ce faciès est caractérisé par sa couleur violacée, grâce à l'abondance d'oxydes de fer dans la mésostase, et parfois par sa texture vésiculaire. Les vésicules sont généralement sphériques, mais parfois étirées dans une direction parallèle à la fluidalité de la roche.

tel-00509888, version 1 - 17-AUG-2010, 11:18

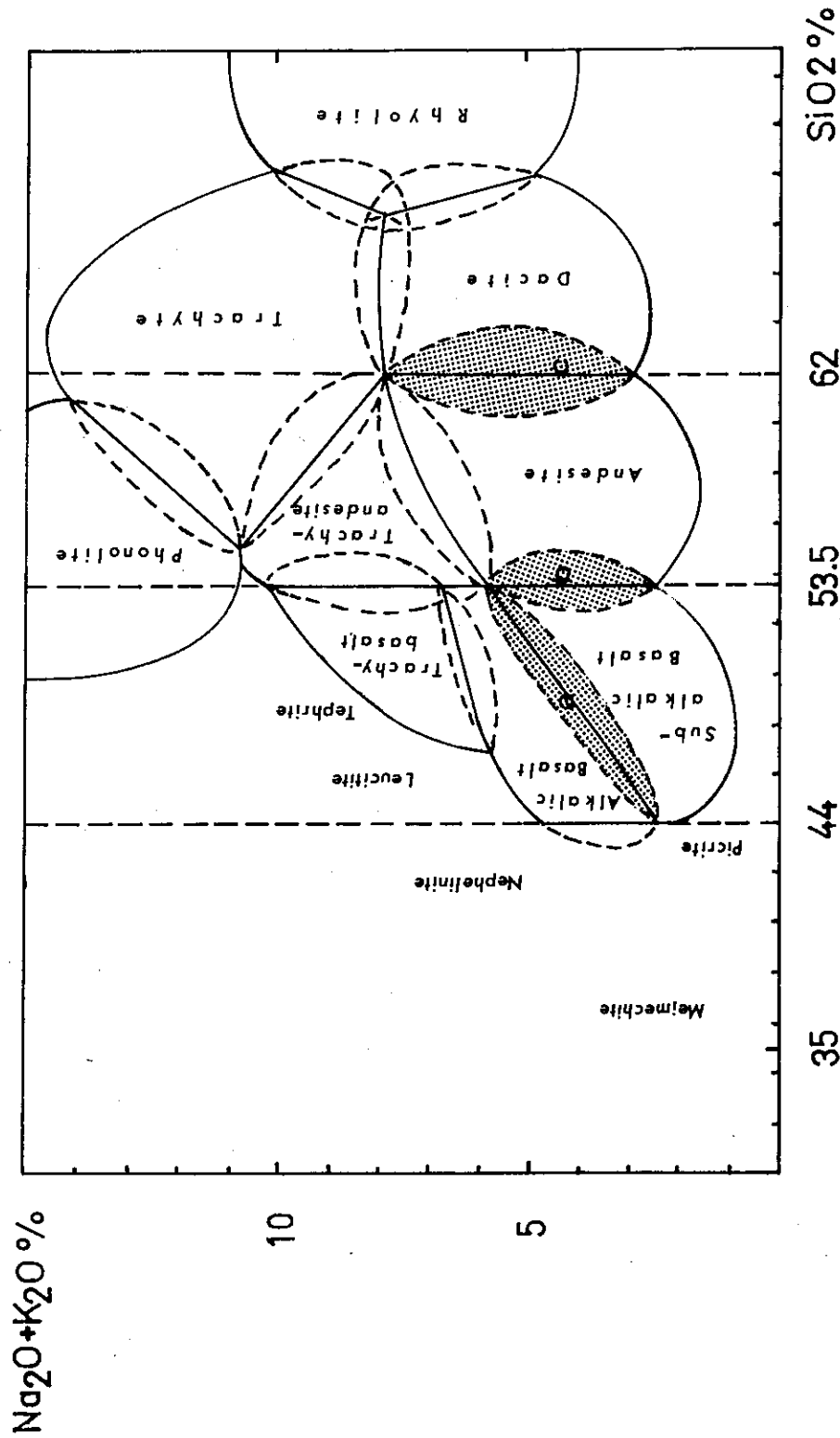


Fig. 23 - Classification des roches volcaniques (MIDDLEMOST, 1980): a) Basaltes transitionnels; b) Andésites basaltiques; Dacites andésitiques.

Une dévitrification poussée a affecté la totalité de la mésostase. Elle s'exprime par une association quartzo-feldspathique à structure "snow flakes" où les plages de quartz (plus ou moins allongées et orientées) renferment des cristaux xénomorphes ou des inclusions de feldspath alcalin. Ce sont des feldspaths potassiques, altérés en kaolinite qui, avec le quartz, représentent 85-90 % du volume de la roche. Il y a rarement des phénocristaux millimétriques de feldspath (sanidine), dont certains sont kaolinisés, mais souvent pseudomorphosés en calcite.

De petites vésicules semblent s'être formées vers la fin de l'écoulement ou après l'immobilisation de la coulée; sphériques ou elliptiques, elles ont généralement une dimension entre 2 à 4 mm. Cependant l'expansion plus avancée des gaz a créé des vésicules plus grosses (1,5 - 2 cm), souvent déformées et étirées dans le sens de l'écoulement, donc formées avant que la coulée ne soit immobile. Elles sont toujours remplies, de l'extérieur vers l'intérieur, par oxydes de fer, quartz et calcite (souvent) ou séricite.

Eléments basiques à intermédiaires

Dans ces laves rhyolitiques, ainsi que dans les tufs de même composition, on rencontre des éléments de nature basique à intermédiaire, de plusieurs millimètres, à mésostase vitreuse, très riches en oxydes de fer et de teinte brun sombre. Cette pâte renferme des cristaux de plagioclase complètement transformés en calcite, albite et parfois quartz. Le contact de ces éléments sombres avec la mésostase rhyolitique, de couleur claire, est festonné. De nombreuses digitations de magma rhyolitique se sont insinuées dans ces éléments basiques, qui sont aussi effilochées et qui s'éparpillent dans la mésostase. Les cristaux de plagioclase de ces éléments suivent parfois le sens d'écoulement de la lave rhyolitique, ce qui tendrait à montrer que les matériaux basiques, au moment de l'incorporation par le magma acide, étaient dans un état pâteux. Ces éléments sont comparables à ceux qui se trouvent dans les roches rhyodacitiques du Miocène inférieur d'Azerbaïdjan (LESCUYER et RIOU, 1976). En tout cas, ils démontrent l'existence des activités volcaniques contemporaines basiques et acides, ce que nous avons déjà signalé aussi par les observations stratigraphiques (chapitre stratigraphie).

Enfin, la richesse du magma acide en fluides s'exprime aussi par l'altération hydrothermale de la mésostase (kaolinisation des feldspaths) et l'entraînement de matériaux secondaires dans les vésicules. L'altération poussée de ces roches rhyolitiques nous a empêché de les faire analyser.

1.3. Tufs

L'émission acide du Lutétien inférieur a été accompagnée de différentes pyroclastites, en fonction de leur granulométrie et de la nature des éléments.

1.3.1. Tufs lithiques

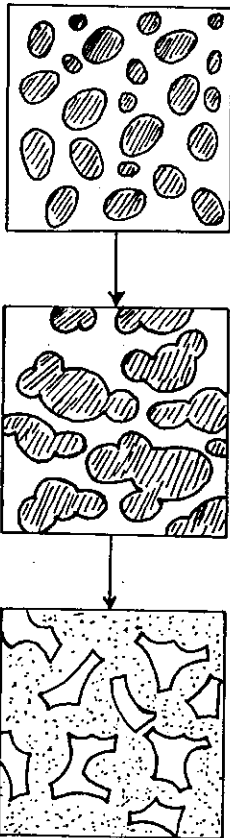
Ce type est représenté dans diverses régions. Aux environs de Chaghar, les éléments pyroclastiques étrangers, de composition basique à intermédiaire, altérés, riches en chlorite et hématite et à plagioclases calcitisés, ne sont pas fréquents. Par contre les produits d'éjection, à composition rhyolitique, sont abondants. L'ensemble existe dans une matrice riche en calcite, quartz, plagioclase, chlorite et oxyde de fer. Dans le secteur de Tafresh (dans le

Kuh-e-Bidyaran, Kuh-e-Qaleh Bandar, etc.), ce type tranche par sa teinte claire (verdâtre grisâtre) dans la série du Lutétien inférieur; ayant une matrice souvent acide (rhyolitique à rhyodacitique), il renferme des fragments laviques (intermédiaires à basiques à structure microlitique). Les cristaux de quartz feldspath, calcite et chlorite, sont souvent communs dans le fond parfois vitreux.

1.3.2. Tufs à ponces

Dans la région de Hajiabad-Khurhen, sur un niveau ignimbritique que nous étudierons plus loin, on rencontre un horizon massif de tufs bréchiques et lapilliques de couleur verdâtre. Au microscope ils sont formés essentiellement de deux types de fragments pyroclastiques:

- . l'un qui montre une pâte micro-à cryptocristalline et dévitrifiée (quartzo-feldspathique), à phénocristaux millimétriques d'oligoclase, de feldspath alcalin potassique kaolinisé, avec de rares cristaux de quartz limpide à extinction roulante. Ces cristaux sont englobés dans une matrice de tuf et montrent un aspect corrodé. Certains fragments de ce type sont microponcifiés, mais on ne le distingue qu'à un fort grossissement;
- . l'autre, plus fréquent, est formé de fragments de ponce rhyolitique qui montrent, sur une même lame mince, divers stades d'expansion des bulles de gaz allant des vacuoles aux échardes, en passant par une poncification (fig. 24).



Cela nous montre que l'expansion de la phase gazeuse a été continue, même à l'échelle microscopique. De plus, certains fragments de ponce révèlent un état plastique au moment de la mise en place: ils sont déformés contre des fragments du premier type et des phénocristaux de feldspath. Ainsi, dans certains fragments ponceux allongés, les bulles sont étirées dans le même sens. Les contours de ces ponces sont souvent festonnés par suite de la rupture des parois des bulles. La matrice des éléments ponceux et des échardes est dévitrifiée. Les bulles sont souvent remplies par de la chlorite cryptocristalline à l'extérieur et fibro-radié à l'intérieur. L'ensemble des éléments pyroclastiques et des phénocristaux montrent une disposition turbulente dans une matrice à structure vitroclastique. Elle pourrait résulter de la pulvérisation des éléments ponceux ou des poussières de la phase solide (cristaux et éléments du premier type).

En résumé, ces observations montrent que ces tufs dérivent:

- d'une phase solide constituée soit par phénocristaux, soit par des enclaves plus ou moins hétérogènes, à structure microcristalline;
- d'une phase liquide continue renfermant une phase gazeuse discontinue, qui peut représenter le pyromagma. Les éléments ponceux correspondent à cette dernière et, généralement, ne comportent pas de cristaux.

Fig. 24

L'aspect turbulent, visible tant au microscope que sur le terrain, et le classement faible semblent indiquer que ces tufs ne résultent pas d'une simple retombée de matériaux pyroclastiques, mais probablement d'une nuée

ardente de type péléen, comme celle décrite par A. LACROIX (1904) pour l'éruption de la Montagne Pelée. Dans notre région, une explosion de ce type aurait provoqué une coulée pyroclastique (terme général proposé par S. ARAMAKI, 1956, pour tous les types de coulées à fragments incandescents) comportant des fragments de ponce, des enclaves et des phénocristaux de la phase solide. Ces enclaves, pour la plupart, ont une composition acide comparable à celle des ponces, et proviennent d'une roche rhyolitique. Il semble qu'elles dérivent d'un même magma original. Il y a plus rarement des fragments altérés d'une roche à structure microlitique, et aussi d'une roche isogranulaire très fine (tuffacée); ils ont été probablement arrachés aux roches encaissantes. Les phénocristaux peuvent provenir du même magma, mais aussi par fragmentation des cristaux des enclaves. Ils sont souvent cassés, parfois légèrement tordus, et enfin plus ou moins émoussés. De plus, l'existence d'extinction roulante pour certains cristaux de quartz et de feldspaths montre qu'ils ont subi des déformations mécaniques. Les fragments pyroclastiques du premier type montrent aussi un contour plus ou moins émoussé, qui s'explique par une attrition banale au cours de l'écoulement. Au contraire, les fragments ponceux, comme nous avons dit, ont passé par un état plastique avec des contours déformables et festonnés par suite de l'expansion des bulles de gaz, jusqu'à la rupture des parois. L'existence d'une évolution continue pour les fragments ponceux (des éléments microponceux aux échardes), et d'une libération continue du gaz (explosion des bulles et formation des échardes), joue un rôle important dans l'écoulement des matériaux pyroclastiques, en accord avec l'interprétation de F.A. PERRET (in G.A. MACDONALD, 1972).

Les tufs semblent dériver d'une région au NW de Hajiabad-Khurhen, car l'équivalent de ce niveau comporte vers le NW de Khurhen des éléments pyroclastiques plus gros (bréchiques), relativement plus épais et beaucoup plus mal triés. De plus, les enclaves microgrenues à composition rhyolitique et à phénocristaux brisés de quartz et de feldspath, nous rappellent le faciès de rhyolite porphyrique de la région de Vasheghan (NW de la région de Hajiabad-Khurhen).

Nous avons déjà vu que, dans la région nord-ouest, à cette époque-là, une activité magmatique acide et visqueuse (rhyolite porphyrique) a eu tendance à former des dômes et des dômes coulées. L'existence de telles conditions d'extrusion visqueuse a pu favoriser la création de nuées ardentes du type péléen. Cette hypothèse est confirmée par l'abondance des enclaves rhyolitiques et par l'épanchement de ces pyroclastites ponceuses vers le SE (s'opposant à la séquence nord-ouest), en accord avec la paléogéographie de la région (relief vers le NW) et avec l'échelonnement granulométrique des éléments.

1.3.3. Tufs bréchiques à cinéritiques

On rencontre, dans différentes parties de la région étudiée, des séquences granoclassées, souvent stratifiées et de granulométrie grossière à fine. Elles sont souvent le résultat d'éruptions explosives avec retombée directe des matériaux pyroclastiques. Dans ce cas, elles sont bien classées, avec des éléments plus ou moins anguleux et non transportés, et comportent un pourcentage élevé (\rightarrow 90-95 %) de matériaux pyroclastiques. Généralement, l'extension latérale des niveaux grossiers est limitée, mais ils peuvent passer aux termes plus fins. Au contraire, les tufs fins sont très étendus (du kilomètre à la dizaine de kilomètre et même plus).

Dans la région de Hajiabad-Khurhen, l'éruption acide du Lutétien inférieur a été essentiellement explosive par rapport à la région nord-ouest (Vasheghan-Panjeh Rostam) où les termes effusifs sont abondants. Ce type d'activité volcanique explosive semble lié aux conditions paléogéographiques, le rôle de l'eau ayant été important. Cette région a été sous l'influence d'une mer peu profonde et l'accès de l'eau dans les centres d'émission ou les appareils volcaniques a augmenté l'activité explosive du magma acide: en effet, ces infiltrations produisent de la vapeur d'eau surchauffée, qui amplifie la puissance des gaz et par conséquent la fragmentation du magma acide et visqueux.

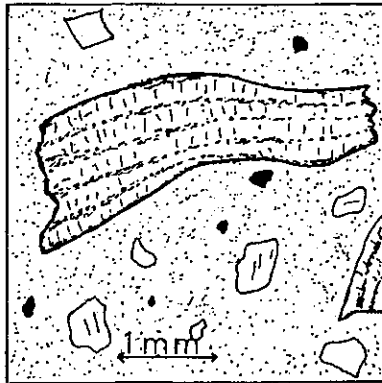
Dans la région de Hajiabad-Khurhen, l'activité explosive commence par des brèches pyroclastiques verdâtres en bancs très épais. Les enclaves sont très grossières et les blocs décimétriques ou même métriques ne sont pas rares. Au contraire, les produits fins sont moins importants, surtout vers la base de ce niveau. Mais les éléments pyroclastiques deviennent progressivement fins vers le sommet, et cela donne un granoclassement très net. L'abondance de très gros éléments nous montre que les centres d'éruption n'étaient pas éloignés. De plus, l'existence d'éléments ignimbricitiques rougeâtres sous-jacents et les autres enclaves existant dans cette région, confortent aussi cette hypothèse, alors que ce type d'éléments est absent dans les tufs ponceux décrits plus haut. Ces brèches pyroclastiques reposent sur un niveau silteux tuffitique (voir chapitre stratigraphie) déposé dans une zone littorale à peu profonde. Ainsi les centres éruptifs se situaient en bordure ou dans le domaine d'une mer épicontinentale. Dans ce dernier cas, certains centres d'éruption ont été peut-être édifiés d'une façon comparable au type de Surtsey (Islande, 1963). Mais, ici, il s'agit de matériaux volcaniques rhyolitiques à rhyodacitiques. En effet, les explosions de ce type sont également connues dans l'activité magmatique acide, comme celles observées au cours de la croissance d'un dôme dacitique sous-marin dans le Myojin Reef au Sud du Japon, en 1952-1953 (in G.A. Mac DONALD, 1972). Dans le premier cas, où les centres éruptifs étaient à la limite du continent, ces phases explosives semblent être de nature phréatomagmatique. Le caractère plus ou moins rythmique, entre les termes très fins (cinéritiques) et les pyroclastites plus grossières, correspond au renouvellement des phases explosives, mais les brèches pyroclastiques très grossières, comme celles de la base de cette séquence, sont absentes.

Au microscope, ces tufs ont souvent une matrice quartzo-feldspathique fine, avec des grains minuscules, très abondants et dispersés d'oxyde de fer, un peu de chlorite et séricite, ainsi que quelques baguettes ou aiguilles d'apatite. La calcite existe toujours et, dans certains échantillons, la pâte en est très riche. Dans la matrice de ces tufs, il y a souvent des cristaux brisés de feldspath (kaolinisé), de plagioclase et de quartz, et plus rarement des minéraux probablement ferromagnésiens pseudomorphés par la calcite ou l'oxyde de fer.

Les lapillis, plus ou moins déformés et tordus, existent parfois dans les tufs. Ils sont de couleur jaune brunâtre et montrent des plans de fluidalité. Ces fragments nous semblent être des paquets de lave très plastique, jetés dans l'atmosphère, déformés et étirés avant la mise en place avec des matériaux cendreaux. Au microscope, ils montrent une structure rubanée, dont chaque feuillet est très mince ($< 0,01$ mm). Cette structure est due à l'orientation parallèle de grains minuscules d'oxyde de fer dans les plans de fluidalité. Ces lits sont généralement vitreux, de teinte jaune-brunâtre, mais il y a des feuillets ou des lentilles aplaties cryptocristallines (quartzo-feldspathiques) qui montrent

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

la nature acide de ces fragments laviques. Il y a aussi de petites aiguilles opaques (probablement leucoxène) qui sont dressées plus ou moins perpendiculairement au contact des feuillets. Enfin, ces vestiges laviques ont été microponcifiés et la projection a favorisé l'expansion et l'étirement, parfois en canaux, de leurs microbulles, ce qui pourrait individualiser les divers feuillets et donner l'aspect fluidal (fig. 25). La présence de ces lapillis avec les matériaux cendreux



correspond vraisemblablement à leur caractère ponceux, et par conséquent à leur faible densité qui leur a permis de flotter, puis de se déposer avec ces produits volcaniques fins.

Fig. 25

1,4. Ignimbrites

Le terme d'ignimbrite (= pluie de feu) a été utilisé pour la première fois par P. MARSHALL (1935) pour les grandes nappes de volcanites acides (rhyolitiques) de l'île du Nord de la Nouvelle-Zélande, formées de morceaux de ponce, de lentilles d'obsidienne et d'échardes de verre. Ces matériaux sont soudés les uns aux autres dans un état encore plastique et à chaud. MARSHALL reconnaissait des ressemblances entre ces formations et celles de la Vallée des Dix mille Fumées (en Alaska), désignées par C.N. FENNER (1923) sous le terme de "sand flow". Dans la même localité, P. BORDET et al. (1963) ont rejeté l'hypothèse de la "pluie de feu" et le phénomène essentiellement explosif des nuées ardentes péleennes (A. LACROIX, 1904). Mais, ils sont d'accord avec l'hypothèse de A. RITTMANN (1968), c'est à dire des "nuées ardentes débordantes". D'après P. BORDET et al. (1963), ces ignimbrites ont été émises par débordement hors de fissures (et non par explosion), sous forme d'un aérosol de fragments de bulles, de ponces et de phénocristaux, dans un flux gazeux à haute température. L'écoulement de cet aérosol a été laminaire. L'hypothèse d'un mélange fluidifié gaz-solide, où les particules sont soumises à des turbulences, est introduite par REYNOLDS (1954), suivie par de nombreux géologues.

L'autre hypothèse pour l'origine des ignimbrites, est basée sur le passage d'une coulée de lave peu évoluée (pyromagma) à un faciès tuffacé (vitroclastique). Sur cette base, P.M. VINCENT (1960) différencie trois types d'ignimbrites: ignimbrite-lave, ignimbrite-flammée et ignimbrite-tuffacée. Elles sont respectivement évolutives et les flammes représentent des vestiges du liquide initial. Les géologues russes ont adopté le terme tuffolave de H. ABICH (1899), pour désigner les volcanites à flammes lenticulaires d'Arménie. Selon K.G. SHIRINIAN (1963) et V.P. PETROV (1963), ces volcanites peuvent représenter des laves contenant un peu moins de gaz que celles des coulées cendreuses (ash-flow). Le gaz n'y serait pas uniformément distribué. PETROV (1963) pense que le terme tuffolave de ABICH correspond à des laves ponceuses, résultant de l'écume d'un magma riche en volatils et intermédiaire entre des laves ordinaires et les tufs (formés par l'explosion).

E. LOCARDI et M. MITTEMPERGER (1967) montrent le passage latéral d'une coulée de lave visqueuse à une ignimbrite. Cette lave, au cours de l'écoulement, se poncifie sous l'effet de l'expansion de ses gaz. Cette expansion est lente et la disposition des gaz est irrégulière. L'écoulement se fait de façon laminaire. Le cisaillement entre les feuillets provoque localement un dégagement plus rapide de gaz, et la formation des filets ou de bandes très vésiculaires. On peut les considérer comme des plans de friction. La poursuite de ce processus (vésiculation différentielle) et la rupture dans les plans de friction favorisent la découpe en rubans.

J. P. MILESI (1976), dans le Cantal (Massif Central français), par les observations de terrain et des microstructures, adopte l'hypothèse lavique et utilise le terme de coulée pyroclastique à caractère ignimbritique. En Iran, CAILLAT et al. (1978), dans la région de Saveh, sont en accord avec P. M. VINCENT (1960) et E. LOCARDI et M. MITTEMPERGER (1967): ils montrent certaines données logiques sur le passage d'une lave à un faciès vitroclastique. Dans notre région, les nappes ignimbritiques sont fréquentes surtout dans les volcanites du Lutétien inférieur et dans celles de l'Eocène supérieur. A notre avis, un écoulement laminaire à partir d'une lave visqueuse peut expliquer la mise en place des nappes ignimbritiques de la région étudiée. Mais de toute façon, le jugement pour l'hypothèse classique (mélange fluidifié gaz-solide) n'est pas toujours facile, surtout lorsqu'il s'agit d'un faciès vitroclastique, à aspect plus ou moins turbulent et en absence des stades évolutifs.

Les nappes ignimbritiques du Lutétien inférieur se présentent dans différentes localités, décrites au chapitre de Stratigraphie; nous rappelons simplement que du point de vue stratigraphique ces ignimbrites se trouvent:

- 1) parfois à la base des volcanites du Lutétien inférieur, comme celles de la région de Hajiabad-Khurhen (secteur d'Ashtian-Naragh);
- 2) dans la partie moyenne de la séquence volcanique du Lutétien inférieur, comme celles du secteur de Tafresh. Deux analyses chimiques seront données (p.123), caractéristiques de ces deux niveaux ignimbritiques, la deuxième analyse étant empruntée au mémoire de J. HAJIAN (1970).

Dans la région de Hajiabad-Khurhen, ces ignimbrites forment un niveau massif, rouge brunâtre, morphologiquement assez net par rapport aux couches plus érodées de la base de l'Eocène (E₁). Ici, l'extension des volcanites du Lutétien inférieur atteint 7-7,5 km, et leur épaisseur est de 20 à 30 m. Macroscopiquement, ces ignimbrites sont denses, dures et cassantes, avec un fond brunâtre et des flammes grisâtres. Ces dernières sont effilées et grossièrement parallèles, surtout à la partie moyenne de la nappe ignimbritique (texture rubanée).

Au microscope, elles ont une structure vitroclastique et fluidale, avec des caractères qui changent du bas vers le haut de la nappe:

La matrice est très vitreuse et brune (L.N.) à la partie inférieure, mais légèrement dévitrifiée (cryptocristalline) dans les parties moyenne et supérieure.

Les flammes sont souvent caractérisées par une bordure sombre, formée de granules de magnétite et d'hématite, surtout dans les parties inférieure et moyenne de la nappe. Elles montrent aussi une dévitrification plus poussée dans la partie interne, avec des plages de quartz et de feldspath (kaolinisé) qui y sont parfois perpendiculaires à

l'allongement des flammes (structure axiolitique). La zone externe des flammes est formée d'un assemblage fin quartzo-feldspathique. Les granules d'oxydes de fer existant dans les flammes y sont parfois orientés (surtout pour les flammes très étirées) selon l'allongement de la flamme; et sont surtout concentrés vers l'extérieur. Au contraire, dans les flammes ou vestiges laviques trapus, les granules opaques sont répartis de façon quelconque. Les cristallites opaques se manifestent dans ces flammes sous différentes formes: globulites, trichites (= cristallites en cheveux) et parfois en margarites [†] (cristallites en chapelet). Le rapport longueur/épaisseur est variable. Dans la partie moyenne de la nappe, il atteint 20 à 30, tandis que vers le haut il diminue (3 à 5 pour les flammes trapues). Cela peut s'expliquer par la faible pression lithostatique régnant vers le haut, qui permet le gonflement, puis l'éclatement des bulles de gaz, en donnant des échardes de différentes formes. Le contour des flammes est sinueux et relativement lisse, surtout dans la partie médiane de la nappe; mais il est digité et festonné dans la partie supérieure. Ces festons correspondent à ce qui reste des bulles éclatées.

Dans certaines flammes, très allongées et effilées, de la partie médiane de la nappe, on observe des vésicules parfois non allongées, polylobées et ovoïdes qui sont remplies par de la calcite, ou dans certains cas, par du quartz. Cette vésiculation, non déformée, pourrait se produire après immobilisation de la nappe, en contradiction avec le phénomène de compression de la théorie classique, dans laquelle les fragments poncifiés tendent à s'aplatir en forme de denses disques d'obsidienne. Une telle vésiculation tardive dans les flammes très allongées des ignimbrites du volcan de Fantale en Ethiopie a été signalée par GIBSON et TAZIEFF (1967). D'après eux, ces ignimbrites dérivent d'une émulsion gaz-solide avec des vestiges laviques non vésiculaires. Ces derniers se sont aplatés en flammes allongées, même en l'absence de pression lithostatique, puis se sont poncifiés en vésicules sphériques lors de l'immobilisation de la coulée. Dans la région de Saveh, CAILLAT et al. (1978) parlent de fausses flammes, avec des vésicules non déformées. Ils considèrent les fausses flammes comme des zones ou des plans privilégiés le long desquels une vésiculation précoce s'est manifestée dans la lave (passage d'un hypo à un pyromagma). Les flammes des parties inférieure et médiane, dans notre nappe ignimbritique, montrent les caractères de ces fausses ou pseudo-flammes, tandis que, pour la partie supérieure, il s'agit d'un faciès flammé à échardes. Dans les ignimbrites de la partie basale, à mésostase très vitreuse de teinte brunâtre, on observe souvent des flammes recristallisées. Mais il y a aussi des flammes avec des zones vitreuses, tout à fait identiques à la mésostase de ces ignimbrites. Ces zones vitreuses brunâtres montrent des formes polygonales à circulaires, entourées par des zones recristallisées. De plus, une relation interdigitale existe aussi entre la mésostase vitreuse et ces flammes (fig. 26). Cela montre bien que ces "pseudoflammes" représentent des zones recristallisées de la même mésostase vitreuse; il ne s'agit donc pas de fragments poncifiés aplatés en disques ou lentilles d'obsidienne. Elles correspondent aux filets ou bandes très vésiculaires de LOCARDI et MITTEMPERGER (1967) et, à cause de l'écoulement laminaire, elles se trouvent relativement parallèles. De plus, la présence de gaz dans ces zones favorise l'instabilité du verre et par suite la dévitrification poussée de ces zones. Parfois, les zones dévitrifiées affectent la forme de canaux intercalés dans la mésostase vitreuse. Elles correspondent à du verre poncifié dont les gaz ont été piégés en canaux. La matrice de ces ignimbrites, à cause du refroidissement rapide de

[†] Ces termes sont utilisés par HEINRICH, 1956.

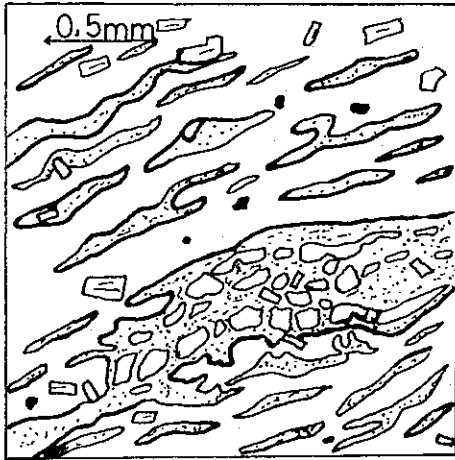


Fig.26 - Ignimbrite à pseudoflammes

en bordure ou le long des clivages, et calcite) sont les minéraux essentiels. Quelques baguettes d'apatite (souvent en inclusions dans la biotite et le plagioclase) et des granules de magnétite ou d'hématite existent aussi. Cette composition minéralogique nous rappelle, à part l'absence des phénocristaux de quartz, celle des roches rhyolitiques déjà décrites (p. 113). Mais le quartz, comme nous l'avons dit, se trouve dans des assemblages quartzo-feldspathiques plus ou moins fins. Il pseudomorphose parfois d'autres cristaux (surtout la biotite). Ces cristaux sont automorphes, et ils se trouvent dans les flammes comme dans la matrice. Ils sont aussi parfois groupés (glomérporphyrique). Dans les flammes trapues, les cristaux sont disposés souvent sans ordre. Mais lorsque les flammes sont bien allongées et que les zones interflammes (matrice) diminuent, les cristaux tendent à s'orienter selon l'écoulement de la nappe. Dans la matrice, les phénocristaux sont parfois obliques ou perpendiculaires par rapport au sens d'écoulement. Dans ce cas, les flammes et la matrice se réajustent à la faveur de la forme du cristal.

Echardes: elles existent surtout dans la partie supérieure de la nappe. Dans ce niveau, en l'absence de pression lithostatique importante, les bulles de gaz, dans les zones poncifiées, se gonflent puis éclatent. Les échardes obtenues montrent différentes formes, surtout en X et Y. Ces échardes sont souvent non déformées mais, lorsque les obstacles (par exemple phénocristaux) se sont rapprochés, elles tendent à s'aplatir (fig. 27).

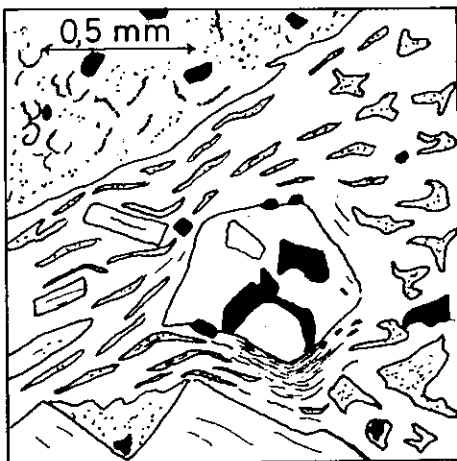


Fig.27 - Ignimbrite à échardes.

faut noter que dans la même partie supérieure de la nappe, il y a des vestiges laviques, trapus, avec des zones

la coulée à sa base, est vitreuse; mais légèrement dévitrifiée vers le haut. La cristallisation plus avancée (en grosses plages), dans certaines parties de la zone centrale des flammes, ou parfois en pseudomorphose de certains phénocristaux, peut-être attribuée à la cristallisation de la phase - vapeur (SMITH, 1960).

Enfin, le contact entre les zones vitreuses et dévitrifiées est graduel.

Les obstacles (cristaux et enclaves): Dans ces ignimbrites, des cristaux de plagioclase (plus ou moins altérés en séricite, chlorite et parfois calcite), de feldspath alcalin (altéré en minéraux argileux), de biotite (totalement épigénisée en chlorite et parfois en vermiculite, avec hématite,

De plus, la matrice est plus compacte et très vitreuse ici, et en général les échardes sont moins fréquentes ou, comme nous l'avons dit, déformées et aplaties. De telles concentrations locales de matrice existent dans une même lame mince. Il semble que dans ces faciès vitroclastiques (mélange gaz-solide fluidifié) les gaz existant (provenant de l'éclatement des bulles) entre les petites particules solides, aient été localement expulsés là où les phénocristaux ou les enclaves sont abondants. Car ces éléments solides (phénocristaux et enclaves) sont plus denses que le mélange gaz-solide et ils ont tendance à exercer une pression lithostatique locale sur ce mélange. Par conséquent, la matrice et les échardes deviennent plus compactes que dans les zones voisines; de même le déficit relatif de gaz se reflète dans l'aspect vitreux de ces zones interobstacles. Il

dévitrifiées et des zones vitreuses plus ou moins parallèles. Les zones vitreuses sont caractérisées par l'absence d'échardes et un passage graduel aux zones laviques dévitrifiées (zones très vitreuses brunâtres, zones cryptocristallines, assemblages quartzo-feldspathiques) et, souvent, par une concentration des oxydes opaques autour des zones dévitrifiées. Dans ces vestiges laviques, les phénocristaux sont souvent entourés par une auréole dévitrifiée qui s'allonge parfois de part et d'autre du cristal. En effet, l'existence d'obstacles (par exemple phénocristaux) dans le faciès lavique a favorisé le phénomène de poncification, en donnant une lave vitreuse avec des lentilles plus ou moins étirées et (pseudo-flammes) dévitrifiées. Au contraire, pour le faciès flammé à échardes, le contact entre les flammes et la matrice vitroclastique est généralement net, et les flammes libèrent des échardes. Les échardes sont ici dévitrifiées, car elles dérivent des flammes avec les mêmes caractères.

Composition chimique

Le tableau 4 représente la composition chimique des ignimbrites de la région de Hajiabad-Khurhen (E28) et celles du Kuh-e-Bidyaran (JH-465; J. HAJIAN, 1970).

Par rapport à la rhyolite porphyrique de Vasheghan, il existe une diminution remarquable en K_2O et surtout dans les ignimbrites du Kuh-e-Bidyaran (secteur de Tafresh). Au contraire Na_2O et CaO sont plus abondants dans ces ignimbrites. Ainsi, l'absence de biotite modale dans l'ignimbrite du Kuh-e-Bidyaran, peut traduire sa pauvreté en K_2O et MgO . Dans le diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$ (KUNO, 1959) les ignimbrites de Hajiabad-Khurhen se trouvent bien dans le domaine calco alcalin, tandis que la pauvreté relative des ignimbrites de Bidyaran en alcalins les empêche de tomber dans ce domaine.

Ignimbrites du Lutétien inférieur					
Oxydes	E.28		JH.465		Norme
SiO_2	68.20	71.06	CIPW	E.28	JH.465
Al_2O_3	13.98	14.64	Q	25.68	38.37
Fe_2O_3	2.59	4.62	Or	15.83	4.43
FeO	1.87	0.00	Ab	39.68	40.61
MnO	0.09	0.00	An	7.56	4.03
MgO	1.15	0.10	Cor	0.59	4.45
CaO	2.32	0.84	Ens	2.86	0.24
Na_2O	4.69	4.80	Mag	3.01	-
K_2O	2.68	0.75	Hem	0.50	4.62
TiO_2	1.14	0.70	Ilm	2.16	-
P_2O_5	0.14	0.02	Rut	-	0.70
CO_2	0.48	-	Ap	0.33	0.04
H_2O^+	1.35	1.53	Cc	1.09	-
H_2O^-	-	0.15	Eau	1.35	1.68
Total	100.68	99.21	Total	100.68	99.21
CIPW-LACROIX	76-E-28 I (II), 4, 2, 4		Rhyolite		
	JH-465 I, 3, (1) 2, (4) 5		Rhyolite		
MIDDLEMOST	76-E-28		Dacite		
	JH-465		Rhyolite		

Quant au diagramme K_2O/SiO_2 (PECERILLO et TAYLOR, 1976), on retrouve les ignimbrites de Hajiabad-Khurhen dans le clan dacitique du domaine de la série calco-alcaline (II), mais celles de Bidyaran sont dans le clan des rhyolites pauvres en potassium (domaine de la série tholéiitique).

Tableau 4

2 - EMISSIONS BASIQUES A INTERMEDIAIRES

2.1. Secteur d'Ashtian-Naragh

Vers la fin du Lutétien inférieur, un volcanisme surtout intermédiaire succède à l'émission acide déjà décrite. Ce volcanisme s'est mis en place en milieu continental, et les termes hyaloclastiques ou bien les coulées de lave sous-marines (pillow lavas) sont absents. L'activité volcanique est localement effusive (par exemple aux environs de Hajiabad) mais en général elle est composite, c'est à dire effusive et explosive. Les roches pyroclastiques, associées aux couches de laves intermédiaires, sont souvent grossières. Elles représentent surtout les termes bréchiques et lapilliques. La composition de ces roches pyroclastiques est identique à celle des coulées de lave (souvent andésitiques) et les éléments ainsi que la matrice dérivent du même magma. Mais des fragments de socle participent parfois, en faible quantité à la constitution de ces pyroclastites. Dans la vallée du SW de Fark, elles se manifestent surtout à la base des coulées sombres du même épisode.

2.1.1. Laves intermédiaires

Les laves intermédiaires de ce secteur sont souvent caractérisées par leur teinte sombre et leur texture aphanatique. Leur composition chimique (cf. ci-dessous) est assez variable et montre parfois une tendance vers le pôle acide.

Trachy-andésites - Vers le NW du secteur d'Ashtian-Naragh, elles sont bien développées aux niveaux supérieurs des reliefs orientaux de l'Est d'Ortegol. Ces coulées sont plus ou moins "stratifiées", sub-horizontales, avec une puissance de quelques dizaines de mètres à plus d'une centaine de mètres. Sur cette épaisseur, elles montrent des caractères assez monotones du point de vue de la texture et de la composition minéralogique et chimique. Il s'agit de trachy-andésites de couleur gris à brunâtre, à grain très fin où quelques très petits cristaux de plagioclase ($\leq 1\text{mm}$) sont visibles.

Au microscope, la structure est microlitique et plus ou moins fluidale: les microlites de plagioclase sont alignés, autour de petits phénocristaux de plagioclase.

Minéralogie:

Plagioclase: il s'agit de cristaux d'andésine (An 35), parfois zonés. La séricitisation est fréquente et localement très poussée. De plus, quelques cristaux sont remplacés par de la calcite, tandis que de petits granules d'hématite se trouvent également au long des plans de macles polysynthétiques.

Ferromagnésiens: il n'y a que quelques fantômes entièrement pseudomorphosés par de l'hématite de teinte rouge sombre ou opaque, de la chlorite à faciès fibreux et fibro-radié, et parfois de la calcite.

Mésostase: représente 75 à 80 % du volume de la roche. Elle est très riche en microlites de plagioclase (An 30). Ces microlites sont également séricitisés et orientés. Ils renferment d'abondants granules (5 à 7 %) de magnétite et d'hématite, un peu de quartz et de feldspath alcalin kaolinisé. Le quartz secondaire, la calcite, la chlorite, l'hématite et l'épidote occupent parfois les vides de la roche.

Apatite: existe sous la forme de petites baguettes dans la mésostase.

Composition chimique : ces roches présentent une grande monotonie dans leur composition chimique, ce qui confirme

Trachy-andésites de l'Est d'Ortegol					
Oxydes	E-59B	E-60B	Norme		
			CIPW		
SiO ₂	57.38	57.35	Q	5.44	5.24
Al ₂ O ₃	17.06	17.58	Or	9.15	9.33
Fe ₂ O ₃	5.37	5.58	Ab	54.91	57.45
FeO	1.34	1.40	An	11.07	5.50
MnO	0.11	0.09	Cor	0.64	2.68
MgO	2.33	2.81	Ens	5.80	6.99
CaO	2.43	1.32	Mag	2.59	2.69
Na ₂ O	6.49	6.79	Hem	3.58	3.72
K ₂ O	1.55	1.58	Ilm	1.36	1.38
TiO ₂	0.72	0.73	Ap	0.35	0.37
P ₂ O ₅	0.15	0.16	Eau	3.91	3.62
CO ₂	-	-			
H ₂ O ⁺	3.91	3.62			
H ₂ O ⁻	-	-			
Total	98.84	99.01	Total	98.84	99.01
CIPW-LACROIX		76-E-59B (I) II, '5, 2, 4 (5)		Trachy-andésite	
		76-E-60B 'II, '5, (1) 2, 4(5)		Trachy-andésite	
MIDDLEMOST		76-E-59B		Trachy-andésite	
		76-E-60B		Trachy-andésite	

Tableau 5

leur analogie minéralogique. Toutefois, les laves des niveaux inférieurs sont relativement plus altérées, comme on le voit aussi par la perte au feu. Il s'agit de laves sursaturées, avec quartz et orthopyroxène normatifs. Le déficit de CaO dans les coulées de laves des niveaux supérieurs (E-60B) par rapport à celles des niveaux inférieurs s'exprime par le pourcentage plus faible en An. Les teneurs relativement élevées de ces laves en alcalins et surtout leur tendance hypersodique, les placent dans le domaine de la série alcaline du diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ (KUNO, 1959). Quant au diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) ces laves tombent dans le clan des andésites.

• Dacitoïdes : Vers le SE du secteur et dans la région de Vasheghan, l'équivalent de ces roches trachyandésitiques montre une tendance acide. Nous utilisons le terme de dacitoïde pour ces roches, tout d'abord à cause de leur richesse (par rapport aux trachyandésites déjà décrites) en silice qui est bien exprimée dans leur mésostase, ensuite parce qu'elles se placent dans le domaine de la série calco-alcaline. L'aspect de ces roches est tout à fait identique à celles de la région précédente. Elles sont de couleur gris à brunâtre, avec une matrice très fine (aphanitique) dans laquelle baignent quelques cristaux millimétriques de plagioclase et plus rarement de minéraux ferromagnésiens. Il faut signaler que les coulées de ces laves dacitiques recouvrent les rhyolites porphyriques de la même région.

Au microscope, elles ont une structure microlitique porphyrique. Les phénocristaux forment 25 % du volume de la roche, et il s'agit de cristaux de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens complètement épigénisés. On voit souvent ces phénocristaux en agrégats doléritiques (structure gloméroporphyrique), mais aussi éparpillés dans la matrice.

Minéralogie

Plagioclase : cristaux automorphes et maclés. Il s'agit de labrador et d'andésine calcique qui montrent un déséquilibre avec la pâte acide, manifesté par leur corrosion relativement intense. L'altération en sérécité est fréquente et parfois poussée dans les cristaux d'andésine. Ils ont parfois des inclusions de minéraux ferromagnésiens.

Ferromagnésiens : ils accompagnent souvent les phénocristaux de plagioclase dans les agrégats doléritiques, et sont complètement transformés en calcite, chlorite et hématite avec un peu de leucoxène. Il s'agit vraisemblablement

d'anciens cristaux de pyroxène et d'olivine (?) dont les formes cristallographiques sont nettes. L'existence de ces associations de matériaux basiques pose un problème: s'agit-il du mélange d'un magma acide avec des matériaux basiques, comme dans le cas des dacites de Clear Lake et Medicine Lake en Californie qui comportent des olivines magnésiennes (W. T. HUANG, 1962; H. WILLIAMS et al, 1955)? En effet, l'existence d'un magma basique représenté par les dykes et sills diabasiques du même âge (Lutétien inférieur) dans cette région, pourrait laisser entrevoir un phénomène de contamination. L'hématite occupe surtout des fractures tandis que calcite et chlorite remplacent les restes de phénocristaux ferromagnésiens. De plus, on observe rarement des xénolithes basiques qui sont formés essentiellement de ferromagnésiens (transformés en mêmes minéraux secondaires) et d'oxydes opaques. Ces xénolithes montrent une bordure réactionnelle qui est constituée d'oxyde de fer rouge brunâtre et de leucoxène.

Mésostase: est constituée de petits microlites de plagioclase (<0,1 mm) qui, avec le quartz et le feldspath alcalin (plus ou moins kaolinisé) interstitiels, et des granules abondants d'oxydes opaques, forment près de 75 % du volume de la roche.

Rutile: aiguilles rougeâtres ou opaques disposées dans la mésostase et dans certains cristaux ferromagnésiens. Dans la chlorite, il présente la macle de la sagénite.

Apatite: en baguettes relativement trapues et accompagnant souvent des associations secondaires de minéraux ferromagnésiens.

Composition chimique: ces laves comme celles de la région précédente sont assez monotones et nous ne présentons

Dacitoïde (Vasheghan) 76 - E - 46 B			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	64.71	Q	23.31
Al ₂ O ₃	14.72	Or	22.39
Fe ₂ O ₃	4.37	Ab	27.58
FeO	0.49	Anf	12.89
MnO	0.08	Cor	0.52
MgO	1.58	Ens	3.93
CaO	2.77	Hem	4.36
Na ₂ O	3.26	Ilm	1.20
K ₂ O	3.79	Rut	0.07
TiO ₂	0.71	Ap	0.30
P ₂ O ₅	0.13	Eau	3.11
CO ₂	-		
H ₂ O ⁺	3.12		
H ₂ O ⁻	-		
Total	99.73	Total	99.73
CIPW-LACROIX		I (II), 4, 2', 3' Rhyolite	
MIDDLEMOST		Dacite	

donc qu'une analyse chimique. Mais ici elles montrent une acidité et une tendance potassique plus importantes qui se traduisent par des pourcentages plus importants de quartz et d'orthose normatifs; une autre différence avec les laves trachyandésitiques de l'Est d'Ortegol, est le caractère calco-alcalin de ces laves (diagramme Na₂O + K₂O/ SiO₂, KUNO, 1959). Il faut signaler que la teneur en K₂O et par conséquent le pourcentage d'orthose virtuelle sont très comparables à ceux des laves rhyolitiques sous-jacentes. L'augmentation de la teneur en An (par exemple ici 47 %) par rapport aux roches trachy-andésitiques (27 %) malgré le caractère plus acide de ces laves, peut expliquer la présence de plagioclase modal plus calcique dans les roches de la région de Vasheghan.

Tableau 6

• **Andésites basaltiques:** L'évolution chimique de cet épisode volcanique intermédiaire ne s'achève pas là. En effet, plus au Sud-Est et dans la région de Hajiabad-Khurhen, les coulées sombres d'andésite basaltique, plus ou moins stratifiées, quelques dizaines de mètres d'épaisseur (30-40 m en moyenne) apparaissent au sommet de l'unité E₂. Elles ont comme ailleurs une texture aphanitique.

Il faut noter que cette activité volcanique intermédiaire, dans toute la région étudiée, est un signe prémonitoire du mouvement d'enfoncement ultérieur, qui se manifeste par les sédiments franchements marins de l'unité E₃. C'est pourquoi ces coulées sont très souvent recouvertes par la série verte inférieure E₃.

Ici, au microscope, contrairement aux roches volcaniques des parties nord-est (Ortegol-Vasheghan), les laves montrent un refroidissement rapide, caractérisé par leur mésostase vitreuse. Cette pâte est très riche en oxydes opaques (surtout hématite) avec une association cryptocristalline quartzo-feldspathique (provoquée par une dévitrification très légère), des minéraux secondaires ou accessoires (chlorite, calcite, magnétite, rutile, leucoxène, apatite) et enfin le verre qui forme 80 % environ du volume de la roche. Les phénocristaux ont un aspect clastique parfois corrodé; il s'agit des minéraux suivants:

Plagioclase : ce sont des cristaux de labrador-andésine (An 45-60) qui atteignent 1,5 mm. Ils sont, en partie ou parfois totalement, transformés en séricite, calcite, quartz et albite. Mais on observe rarement des cristaux limpides et craquelés d'andésine qui sont restés frais.

Clinopyroxène : il s'agit de cristaux automorphes, mais souvent craquelés et pseudomorphosés par la calcite. De plus, un peu de chlorite-serpentine et d'hématite existent dans les fractures. Dans les cristaux les plus frais on a:

$2V^+ = 45^\circ - 50^\circ$ et $ZAC = 42^\circ - 43^\circ$, avec des macles simples ou répétées h₁ (100). Ils se trouvent parfois en agrégats.

Les caractères minéralogiques de ces laves sont constants et nous n'avons pas observé de changement remarquable sur leur épaisseur. C'est pourquoi nous donnons une seule analyse représentative de ces laves.

Composition chimique ; la composition chimique de ces laves, par rapport à leurs équivalents déjà décrits, montre une

Andésite basaltique (Hajiabad-Khurhen) 76-E-29			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	53.83	Q	12.13
Al ₂ O ₃	16.33	Or	8.39
Fe ₂ O ₃	5.18	Ab	24.96
FeO	2.44	An	27.12
MnO	0.13	Diop	6.65
MgO	3.72	Ens	6.18
CaO	8.51	Mag	4.28
Na ₂ O	2.95	Hem	2.22
K ₂ O	1.42	Ilm	2.62
TiO ₂	1.38	Ap	0.42
P ₂ O ₅	0.18	Cc	1.93
CO ₂	0.85	Eau	2.50
H ₂ O ⁺	2.50		
H ₂ O ⁻	-		
Total	99.42	Total	99.43
CIPW-LACROIX	II, 4', 4, 4 Dacite		
MIDDLEMOST	Andésite basaltique		

Tableau 7

diminution en SiO₂, ce qui leur donne une tendance plus basique.

Mais ce sont encore des roches sursaturées avec quartz et enstatite

normatifs. Une augmentation remarquable du CaO (ici 8,51 % au lieu de <3% pour les laves des régions nord-est) est caractéristique.

Cela se traduit par l'abondance des minéraux calciques, surtout les

phénocristaux de plagioclase (labrador) et de clinopyroxène. La richesse

relative de ces roches en Cpx est indiquée par leur teneur en

MgO ainsi que par leur pourcentage en pyroxène virtuel. En ce

qui concerne la teneur en alcalins, il y a une diminution nette par

rapport aux autres laves, ce qui permet à ces roches de se placer

dans le domaine calcao-alcalin (diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂).

2.1.2. Termes basiques

Le secteur d'Ashtian-Naragh n'a pas été uniquement le siège d'un volcanisme acide et intermédiaire. Bien entendu, ces deux types d'activités sont dominants tant par le volume de leurs matériaux que par leur extension (surtout les roches rhyolitiques). Mais à la même époque (Lutétien inférieur), un magmatisme à caractère basique se manifeste, sous la forme d'un système filonien, vers le Nord-Ouest et surtout aux environs de la limite du secteur (par exemple dans la vallée de Fark). Il s'agit de dykes et de sills diabasiques (ou doléritiques) de couleur verte à grisâtre, de texture souvent porphyrique et d'épaisseur variable (généralement quelques mètres), qui se sont mis en place dans le complexe volcanique E2 (niveau des roches acides).

Dans la même région, il existe parfois des dykes porphyriques mais à composition intermédiaire et même à tendance acide (par exemple à l'Est d'Ortegol), qui correspondent très probablement au cortège filonien de l'épisode volcanique intermédiaire (à tendance acide), car leurs caractères minéralogiques sont très comparables à ceux des roches volcaniques décrites.

En ce qui concerne les roches basiques, comme elles ont une extension et un volume plus importants dans le secteur de Tafresh, nous en parlerons plus en détail à propos de ce secteur. Nous signalons ici qu'elles ont généralement deux faciès plus ou moins distincts:

- L'un porphyrique, verdâtre et très altéré (diabase) comporte des phénocristaux de plagioclase et des fantômes de pyroxène complètement transformés en chlorite, mica et oxydes opaques. Certains cristaux zonés de plagioclase ont un coeur plus basique transformé en pistachite et une zone externe plus acide altérée en séricite. La mésostase est à structure interstiale avec des microlites de plagioclase renfermant des minéraux secondaires (épidote, chlorite, calcite, quartz et oxyde de fer).

- L'autre à matrice fine et grisâtre, compact et moins altéré, avec une structure intergranulaire, dans laquelle les cristaux automorphes de plagioclase (An 60-65) englobent des cristaux de clinopyroxène. Les plagioclases sont ici relativement frais et zonés, mais une concentration d'inclusions très fines existe parallèlement au zonage du cristal, ce qui opacifie le plagioclase. Selon M.A. DUNGAN et J.M. RHODES (1978), il s'agit d'emprisonnement du liquide au cours de la croissance du cristal. Une altération en prehnite à faciès fibro-radié existe au centre de certains cristaux de plagioclase. Les cristaux de clinopyroxène ($Z \wedge C = 44^\circ - 45^\circ$) montrent souvent une transformation en biotite verte. Cette dernière se développe autour du cristal et dans ses fractures, puis occupe complètement le clinopyroxène. Un peu de calcite, d'oxyde de fer et de leucoxène se forme dans cette transformation. Mais on observe dans certains cristaux de clinopyroxène que cette transformation en biotite passe par une étape intermédiaire, le clinopyroxène étant altéré en ouralite, l'amphibole elle s'étant ensuite transformée en biotite, calcite et opaques.

2.2. Secteur de Tafresh

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la phase orogénique laramienne se manifeste de différentes manières et en particulier par des plissements. Au Lutétien inférieur, un régime extensif succède au régime compressif et produit un système de horsts et de grabens. Ce phénomène s'accompagne d'une activité volcanique. Le magma basique monte à la faveur des cassures et s'installe surtout le long des zones fracturées, en particulier sur les limites entre horsts et grabens. De plus, on observe des cassures perpendiculaires ou obliques liées à ces zones. Par exemple,

elles existent dans le Kuh-e-Bidyaran et Kuh-e-Qaleh Bandar, etc. (secteur de Tafresh) où elles ont été le lieu de montée du magma basique au Lutétien inférieur, sous la forme de dykes diabasiques. Ces derniers ont en outre alimenté les niveaux superficiels et ils correspondent donc avec des sills et des coulées ayant la même composition chimique et minéralogique. Les sills sont surtout concentrés dans les horizons superficiels; on voit les dykes verticaux ou subverticaux qui se penchent, puis se transforment en sills subhorizontaux. Sans doute, la diminution de la pression lithostatique et l'existence de formations incompetentes (shales et marnes du Crétacé supérieur, marnes gréseuses de l'Eocène inférieur) près de la surface (400-500 m environ) ont joué un rôle capital dans cette concentration. Les dykes et les sills ont des épaisseurs variables. Généralement, la puissance des dykes varie de 1 à 4 m, et celle des sills de 1 à 8 m. Mais ces derniers deviennent parfois plus épais, comme dans le cas du sill de Kaburan qui atteint une cinquantaine de mètres, ce qui a permis une belle différenciation que nous étudierons ci-dessous. Enfin, le magma basique en arrivant à la surface forme des coulées de lave ou des niveaux hyaloclastiques qui seront étudiés plus loin. *

2.2.1. Dykes

Ils sont très nombreux, de couleur verdâtre et à texture porphyrique. Ils ont souvent des bordures figées à texture plus fine que la partie centrale. Ces bordures sont aussi plus résistantes à l'altération, si bien que la partie centrale de certains dykes est parfois creusée en canal. Macroscopiquement, ils renferment souvent des phénocristaux de plagioclase auxquels une intense séricitisation donne souvent une teinte vert clair caractéristique.

Au microscope, ils sont toujours porphyriques avec des phénocristaux de plagioclase et parfois de pyroxène pseudomorphosés dans une mésostase à structure intersertale, mais aussi parfois fluidale. Les phénocristaux représentent 20 à 25 % du volume de la roche; 70 à 100 % sont des plagioclases.

Minéralogie

Plagioclase: cristaux automorphes et parfois zonés de labrador-andésine (An 36-55 %) qui atteignent 3 mm. Ils montrent souvent une transformation en séricite, chlorite, calcite, quartz et parfois épidote et albite.

Pyroxène (?): on l'observe dans certains échantillons sous la forme de phénocristaux complètement pseudomorphosés en calcite avec un peu de chlorite dans les clivages et les fissures du cristal. Dans certains échantillons il y a transformation en chlorite (pennine), calcite, épidote, oxydes de fer, leucoxène.

Mésostase: formée essentiellement de baguettes ou de microlites de plagioclase, orientés ou intersertaux qui renferment des minéraux secondaires comme la chlorite et la calcite. Dans cette mésostase, les granules opaques (magnétite, hématite, leucoxène) sont abondants. Il existe du quartz primaire (le moins fréquent, en forme de petits cristaux xénomorphes interstitiels) et du quartz secondaire (par la transformation de certains minéraux), de l'apatite et quelques cristaux de magnétite et d'ilménite.

Composition chimique: la richesse de ces roches diabasiques en alcalins les placent dans le domaine de la série alcaline de KUNO (1959). Egalement, dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ des laves d'Hawaï (MacDONALD et KATSURA, 1964), elles se localisent dans le domaine des basaltes alcalins. Il semble donc que le terme d'andésite dans la classification de LACROIX ne soit pas adéquat pour ces roches. La faible teneur en SiO_2 (48,94 %) et la présence de plagioclase basique (labrador) donnent aussi un caractère basique à ces roches filoniennes.

* Voir Planche I, photo 1

Dyke diabasique (NW Kahak de Tafresh) 77-E-58			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	48.94	Q	0.74
Al ₂ O ₃	17.31	Or	2.18
Fe ₂ O ₃	4.35	Ab	39.17
FeO	4.36	An	25.35
MnO	0.12	Diop	6.86
MgO	3.41	Heden	2.15
CaO	7.56	Ens	5.30
Na ₂ O	4.63	Ferros	1.90
K ₂ O	0.37	Mag	6.30
TiO ₂	0.96	Ilm	1.82
P ₂ O ₅	0.14	Ap	0.33
CO ₂	-	Eau	7.54
H ₂ O+	7.55		
H ₂ O-	-		
Total	99.70	Total	99.70
CIPW-LACROIX		II, 5, (3) 4, 5 Andésite	
MIDDLEMOST		Basalte alcalin	

Tableau 8

Dans le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962) (fig. 28), ces roches sont proches du plan de saturation en silice mais elles sont encore dans le domaine Q-P1-Cpx-Opx (groupe des tholéiites à quartz normatif) ce qui semble contradictoire avec par exemple la droite Alc/SiO₂ de MacDONALD et KATSURA (1964).

Mais il faut signaler que les basaltes dont le rapport Na₂O + K₂O/SiO₂ est proche de cette droite, peuvent être situés dans le domaine des basaltes alcalins bien qu'ayant une composition minéralogique tholéiitique et vice-versa (M. GIROD et al., 1978, p. 13).

La valeur 2 du paramètre 1 de LACROIX montre un caractère calco-magnésien pour ces roches, ce qui est en accord avec la présence plus ou moins remarquable de clinopyroxène (diopside) virtuel et modal dans ces roches.

2.2.2. Sills

Ils sont également fréquents dans le secteur de Tafresh et les zones de distension du Kuh-e-Bidyan et du Kuh-e-Qaleh Bandar. Leur aspect macroscopique est semblable à celui des dykes. En effet, comme nous l'avons dit, ce sont les dykes qui nourrissent ces sills. Ces derniers sont les équivalents de subsurface des coulées de la base de l'unité volcanique (E₂); la poussée magmatique a donc pu également surmonter la pression lithostatique et diffuser dans les couches encaissantes, au cours de son parcours vers la surface.

Dans ces sills, deux systèmes de joints sont fréquents: l'un perpendiculaire à la surface de refroidissement (joints prismatiques), l'autre parallèle à cette surface. Dans certains cas, une altération en "boules écaillées" se développe dans ce réseau de joints.

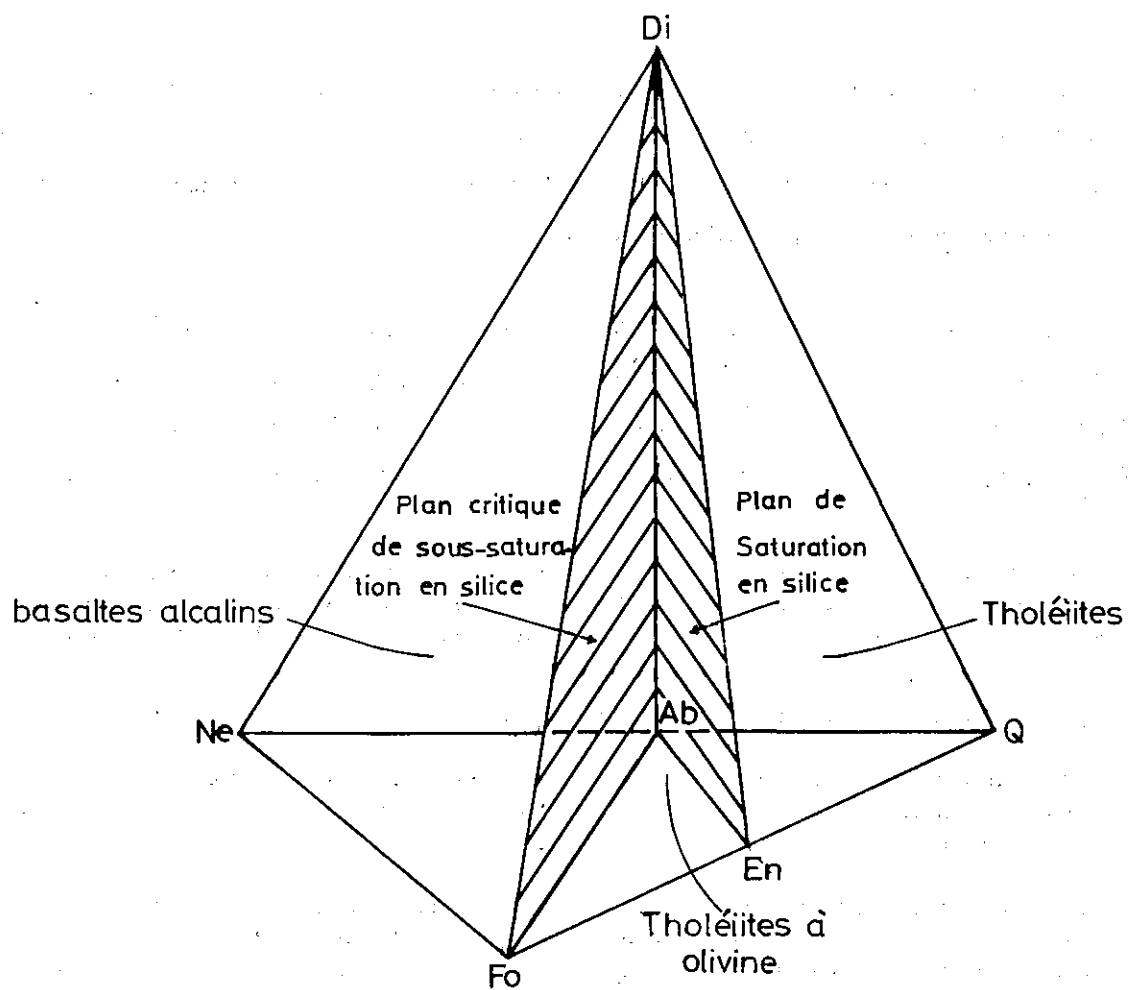


Fig. 28 - Classification normative des basaltes, d'après YODER et TILLEY (1962):
 Di: diopside; Q: quartz; Ab: albite; Ne: néphéline; Fo: forstérite; En: enstatite

Macroscopiquement, leur texture varie entre un terme aphanitique, avec quelques petits cristaux ($\ll 0,5$ mm) de plagioclase et parfois des minéraux ferromagnésiens, et un terme porphyrique avec des phénocristaux des mêmes minéraux dont la taille peut atteindre 3 mm. La couleur de ces roches varie du vert et du vert sombre au gris.

Au microscope, la structure est plus ou moins variable. Elle est fréquemment intersertale, mais on la voit également ophitique, comme par exemple dans la partie inférieure du sill de Kaburan (NW de Tafresh), ou intergranulaire. Le pourcentage des phénocristaux montre aussi différentes valeurs: il passe de 20 % dans les roches à tendance porphyrique à 95-100 % dans les cumulats doléritiques (sill de Kaburan).

Nous avons déjà signalé que parfois les sills deviennent épais comme celui de Kaburan qui montre une belle différenciation par cristallisation fractionnée. Ce phénomène provoque une précipitation précoce des minéraux basiques (olivine, clinopyroxène, plagioclase calcique) à la partie basale du sill, tandis que vers le haut la micropegmatite et même les plages de quartz plus ou moins automorphes se forment dans la roche comme on va le voir.

La structure de la base est ophitique, avec des cristaux relativement grands de clinopyroxène entourant des plagioclases rectangulaires; dans certains cas, une tendance vers les structures subophitique et intergranulaire existe dans les roches de la partie inférieure. Ici, la mésostase est moins abondante (10 %, mais elle augmente vers le haut (50 - 60 %).

Minéralogie: la composition minéralogique de la base est la suivante:

Plagioclase: phénocristaux automorphes dont la taille est souvent $\ll 1$ mm, mais dont certains atteignent 2 mm. Ils sont parfois complètement transformés en calcite, épidote, chlorite, et un peu de quartz. L'étude aux rayons X montre qu'il s'agit de labrador intermédiaire.

Clinopyroxène: cristaux automorphes à subautomorphes fracturés, maclés (100), incolores en L.N. avec $Z \wedge C = 42^\circ - 43^\circ$ et $2V = 50 - 55^\circ$. La longueur et la largeur de certains cristaux atteignent respectivement 2,5 mm et 1,5 mm. La détermination par les rayons X indique un diopside. Les cristaux de pyroxène sont relativement frais, mais une altération en chlorite et épidote existe également.

Olivine: il s'agit de cristaux plus ou moins automorphes, arrondis, atteignant parfois 1 mm, totalement transformés en serpentine et magnétite. On observe des inclusions très fines et souvent alignées, de forme sphérique ou ovoïde; elles sont isotropes (ou très rarement biréfringentes) et il semble qu'elles correspondent à du liquide piégé dans le cristal. D'après DUNGAN et RHODES (1978), les inclusions piégées dans les olivines très riches en Mg (Fo 90-89) peuvent s'interpréter comme du liquide primitif. La forme sphérique des inclusions, selon WATSON (1976) (in DUNGAN et RHODES, 1978), est due probablement à une équilibration entre le liquide (magma) et la phase de l'hôte après incorporation.

Mésostase: formée essentiellement de baguettes de plagioclase avec chlorite, serpentine et opaques.

Minéraux opaques: magnétite, ilménite, leucoxène (dérivant par altération de l'ilménite), hématite.

Vers le haut, on ne voit ni clinopyroxène, ni olivine, mais seulement des minéraux secondaires dans les mailles serrées et généralement triangulaires dessinées par les lattes de plagioclase (structure intersertale). Mais cela n'est pas la seule différence entre la partie basale et les niveaux moyen et supérieur. En effet, une richesse relative en SiO_2 et alcalins se manifeste, en liaison avec la formation de micropegmatite et même de quartz automorphe, bien que la composition chimique (cf. p.135) de ces roches reste encore basique. La composition minéralogique de cette partie est la suivante.

Plagioclase : phénocristaux allongés (atteignant 3 mm), mais étroits dont la définition par les R. X. correspond au labrador intermédiaire. Ils sont relativement altérés et transformés en séricite, chlorite, calcite, quartz et albite.

Ferromagnésiens : comme nous l'avons dit, on ne voit plus, à l'exception de quelques très rares traces de clinopyroxène, de minéraux ferromagnésiens primaires. Ils sont transformés en chlorite (riche en Fe) fortement colorée en vert (ripidolite, déterminé aux R. X.), de faciès sphérolitique, fibroradiée et cryptocristalline, en serpentine, en calcite (en petits filonnets ou en pseudomorphoses du clinopyroxène) et en oxydes opaques.

Feldspath alcalin : plus ou moins kaolinisé et associé au quartz, il se présente en structure micropegmatitique dans les intervalles des plagioclases; parfois au contact du plagioclase et du feldspath alcalin, les vermicules de quartz sont abondants (myrmékite).

Quartz : il se trouve aussi sous la forme de plages très limpides, à tendance automorphe, de 0,6 à 1 mm. Il renferme parfois des inclusions extrêmement fines au centre du cristal. L'apatite en aiguilles existe aussi comme inclusions dans le quartz.

Minéraux opaques : relativement abondants, formés de magnétite, d'hématite et d'ilménite. Cette dernière est fréquemment transformée en granules de leucoxène. Certaines plages relativement automorphes d'ilménite montrent un aspect corrodé, les golfes étant envahis par du plagioclase et du leucoxène (fig. 29). En effet, parfois dans les sillons (ou les dykes) épais de diabases à olivine, comme la vitesse de refroidissement est relativement lente (par rapport à des coulées ou à des sillons et dykes peu épais), les phénomènes d'exsolution dans certains minéraux opaques comme l'ilménite, la magnétite et l'hématite, sont fréquents (H. WILLIAMS et al. 1955).

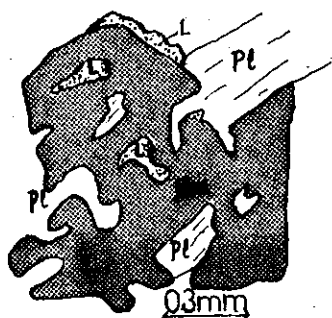


Fig. 29 - Pl : plagioclase; L : leucoxène;
Ilm : ilménite.

Apatite : aiguilles dispersées dans la roche.

Nous préférons utiliser le terme "diabase à quartz" pour ce niveau. Comme nous le verrons, la composition chimique de ces roches montre aussi une sous-saturation caractérisée par l'olivine et la même la néphéline virtuelle dans la partie inférieure, mais une sursaturation avec quartz et hypersthène normatifs dans les niveaux supérieurs. Normalement, dans un système à fusion congruente, il n'est pas possible, par cristallisation (ou fusion) d'un liquide-origine sursaturé en silice, d'obtenir un liquide sous-saturé et vice-versa (D.K. BAILEY, 1978). Mais dans un système à fusion incongruente, la cristallisation peut avoir d'autres évolutions. En effet, à basse pression, deux groupes très importants de minéraux, les feldspaths et les pyroxènes, comportent des espèces à fusion incongruente (D.K. BAILEY, 1978). Dans le cas de nos roches basiques, comme nous l'avons dit, le magma s'est mis en place dans des niveaux superficiels (basse pression). A partir de cette donnée l'évolution magmatique peut se réaliser de la façon suivante. La figure 30 montre le système forstérite-silice (à une atmosphère), d'après BOWEN et ANDERSON (1921). Au cours du refroidissement, un liquide à composition intermédiaire entre forstérite et enstatite, arrivant à la température située sur la courbe du liquidus, donne des cristaux d'olivine (forstérite). Lors de l'abaissement de la température, la cristallisation d'olivine continue, mais la composition du liquide change le long de la courbe du liquidus vers le point R (point réactionnel). A la température R (1 557°C) la cristallisation d'olivine cesse et le liquide réagit avec ces cristaux, pour les convertir en partie en pyroxène (enstatite). Le résultat final est un mélange de cristaux d'olivine et de pyroxène (enstatite), l'équivalent de la composition originale du liquide. Mais dans ce système, si une rupture d'équilibre se produit, comme par exemple dans notre cas, les cristaux d'olivine se précipitent par gravité vers la partie inférieure du sill; la cristallisation ne peut se terminer dans le "point réactionnel"

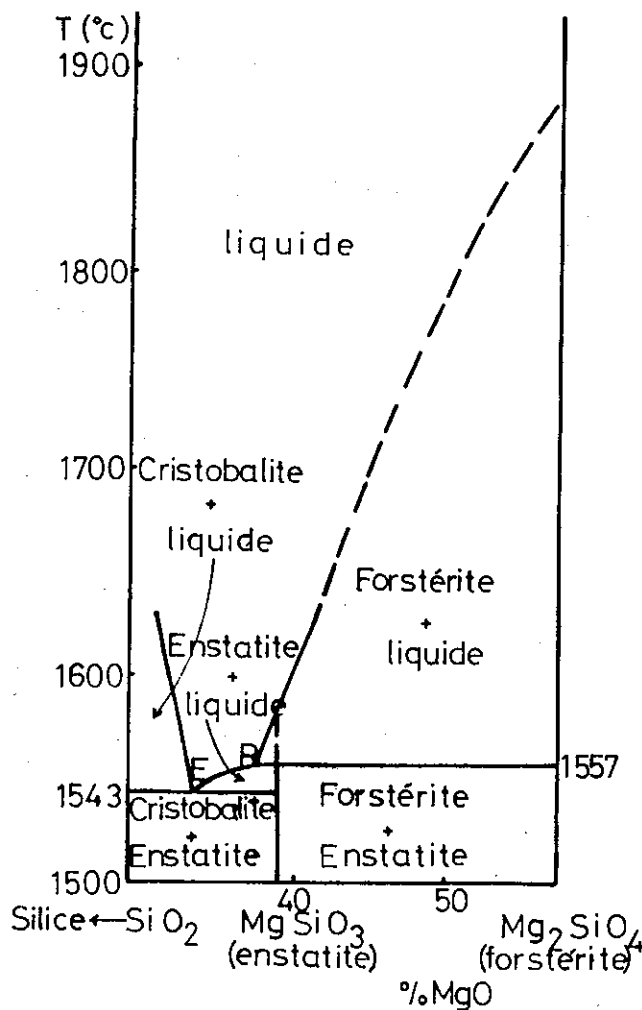


Fig. 30 - Le système forstérite-silice à une atmosphère (BOWEN et ANDERSON, 1921).

- en revanche, l'augmentation du Fe et du Ti dans les diabases à quartz est due à l'abondance des oxydes opaques comme la magnétite et l'ilménite. La teneur élevée en Fe (13,65 %) dans la partie supérieure est comparable à celle de certains faciès tholéiitiques intermédiaires caractérisés par un enrichissement en Fe;
- la teneur plus élevée en Al_2O_3 dans les diabases à olivine (partie inférieure) correspond à l'abondance relative de phénocristaux de plagioclase (labrador).

Mais malgré ces différences que nous venons de voir, ces roches dans les diagrammes Na_2O+K_2O/SiO_2 de KUNO (1959) et de MacDONALD et KATSURA (1964) se localisent dans le domaine de la série alcaline, comme les dykes diabasiques associés. Les diabases de la partie inférieure (76-E-24B) comportent comme minéraux normatifs olivine, plagioclase, clinopyroxène et néphéline (cette dernière n'existe que dans la norme) et dans le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), elles se placent dans le groupe des basaltes alcalins. Le pourcentage virtuel de néphéline étant faible (2,87 %), elles sont donc proches du plan $Ql-Cpx-Pl$ ou plan critique de sous-saturation en silice (basalte à olivine). La norme, pour les diabases à quartz (partie supérieure), comporte: plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène et quartz, ce qui caractérise le domaine sursaturé du tétraèdre de YODER et TILLEY ou des tholéiites (à quartz normatif).

car les cristaux d'olivine ne sont plus à la disposition du liquide. Alors le liquide résiduel devient plus riche en silice, avec une composition comprise entre l'enstatite et la silice. Dans ce cas-là, la cristallisation se termine au point E (point d'eutectique) et finalement les cristaux de pyroxène et de cristobalite se forment. C'est donc de cette façon qu'un liquide (magma initialement sous-saturé) à la suite d'une rupture de l'équilibre, peut donner naissance à un liquide sursaturé (par exemple, la composition des roches de la partie supérieure du sill de Kaburan).

Composition chimique : la comparaison entre les compositions chimiques (tableau ci-dessous) des parties inférieure et supérieure, amène les remarques suivantes;

- le pourcentage pondéral en SiO_2 montre une légère augmentation pour la partie supérieure (éch. 77-E-51). Malgré cette faible hausse, la composition minéralogique modale et normative de cette partie indique un caractère sursaturé;
- la diminution très remarquable du MgO (par rapport à la partie inférieure) dans les diabases à quartz, correspond à la précipitation des minéraux riches en Mg comme l'olivine dans les niveaux inférieurs;

Sill diabasique de Kaburan					
Oxydes	24 B	51	Norme CIPW	24B	51
SiO ₂	46.78	47.04	Q	-	4.05
Al ₂ O ₃	16.18	13.58	Or	4.49	3.42
FeO ₃	4.09	5.04	Ab	32.01	29.27
Fe O	7.59	8.61	An	22.10	19.81
MnO	0.25	0.21	Neph	2.87	-
MgO	8.43	4.17	Diop	4.84	4.52
CaO	6.28	7.55	Heden	1.87	3.19
Na ₂ O	4.41	3.46	Ens	-	8.28
K ₂ O	0.76	0.58	Ferros	-	6.72
TiO ₂	1.04	2.19	Forst	13.13	-
P ₂ O ₅	0.11	0.18	Fayal	6.41	-
CO ₂	-	1.12	Mag	5.93	7.30
H ₂ O ⁺	4.60	5.29	Ilm	1.97	4.15
H ₂ O ⁻	-	-	Ap	0.26	0.42
			Cc	-	2.54
			Eau	4.60	5.29
Total	100.52	99.02	Total	100.52	99.03
CIPW-LACROIX		76-E-24B II(III), 5, 3', (4)5 Basalte			77-E-51 (II)III, '5, '4, (4)5 Basalte
MIDDLEMOST		76-E-24B Basalte alcalin			77-E-51 Basalte alcalin

Tableau 9

par des phénocristaux de plagioclase, les cristaux ferromagnésiens n'apparaissant que dans la mésostase. Le pourcentage volumétrique des phénocristaux est compris entre 20 et 30, mais il varie dans certains cas. La matrice est donc plus volumineuse (70 à 80 % du volume de la roche), caractérisée par une structure intergranulaire-intersertale. Ce type de roches présente souvent la composition minéralogique suivante:

Plagioclase: cristaux automorphes à subautomorphes dont la taille atteint 2,5 mm. Il s'agit de cristaux de labrador à tendance vers l'andésine calcique (An 50-55). Ils sont souvent transformés en minéraux secondaires et parfois on ne voit que leur fantôme. La séricitisation est dominante, mais la transformation en chlorite, albite, quartz et épidote est également commune. Ils existent en baguettes ou microlites dans la mésostase et forment 45-50 % de son volume.

Clinopyroxène: il n'existe que dans la mésostase sous la forme de petits cristaux (souvent en baguettes), de 0,1 à 0,2 mm, avec $Z \wedge C = 44^\circ$. Ils occupent les intervalles des microlites de plagioclase et sont souvent altérés en ouralite et chlorite. Ces cristaux constituent 20 à 25 % du volume de la matrice.

Mésostase: essentiellement formée de plagioclase et pyroxène, mais on peut observer en faible quantité: feldspath et quartz, amphibole secondaire, chlorite, un peu d'épidote et oxydes opaques.

Minéraux opaques: magnétite (prédominante), ilménite et hématite (en moyenne 7% du volume de la roche).

Minéraux accessoires: petites baguettes d'apatite et granules de leucoxène, minéraux secondaires, comme calcite et quartz se présentent parfois en forme de petits filonnets.

Composition chimique: ce type, porphyrique par rapport aux autres faciès déjà étudiés, est caractérisé par sa richesse en Al₂O₃, ce qui corrobore le rôle des phénocristaux de plagioclase et le caractère feldspathique de la mésostase. Cette

On voit donc que le magma basique du Lutétien inférieur dans notre région peut présenter différents caractères minéralogiques normatifs, grâce aux phénomènes de différenciation. La richesse des diabases à olivine en MgO se manifeste par un pourcentage remarquable en forstérite virtuelle, ainsi que par le paramètre $l = 1'$ (types magnésiens de la classification Lacroix). Tandis que pour les diabases à quartz, il existe une tendance vers les types calco-magnésiens ($l = (1) 2$).

Nous avons déjà dit que certains sills possèdent une structure porphyrique. Elle existe souvent dans les sills relativement peu épais ou dans des coulées de laves de la même association magmatique. En effet, ce type de roche montre un faciès intermédiaire entre ceux que nous venons de décrire et les laves qui seront étudiées plus loin (p. 136). En général, ces roches sont caractérisées

richesse est exprimée également par le corindon virtuel. Ces roches appartiennent, comme les autres types déjà décrits,

Sill diabasique (NW de Kahak de Tafresh) 77.E. 59			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	51.81	Q	2.48
Al ₂ O ₃	18.78	Or	10.57
Fe ₂ O ₃	6.21	Ab	41.80
FeO	3.64	An	22.34
MnO	0.22	Cor	0.52
MgO	2.74	Ens	6.82
CaO	4.82	Mag	8.88
Na ₂ O	4.94	Hem	0.08
K ₂ O	1.79	Ilm	2.33
TiO ₂	1.23	Ap	0.56
P ₂ O ₅	0.24	Eau	2.75
CO ₂	-		
H ₂ O ⁺	2.75		
H ₂ O ⁻	-		
Total	99.71	Total	99.18
CIPW-LACROIX		II, 5, 3, 4 Andésite	
MIDDLEMOST		Trachy-basalte (hawaïite)	

Tableau 10

2.2.3. Laves basiques

Comme nous l'avons déjà signalé (p. 48), les laves basiques (à tendance intermédiaire) de l'unité volcanique inférieure recouvrent la série rouge de la base de l'Eocène (E₁) qui s'est déposée en milieu continental à sous-marin très peu profond. Le magma basique du Lutétien inférieur, en arrivant à la surface, s'est donc mis en place dans un milieu analogue et c'est en fonction de ces conditions paléogéographiques qu'il se manifeste de manière effusive ou bien explosive. Signalons tout de suite que, dans l'activité volcanique sous-marine, nous n'avons jamais rencontré de coulées de lave en coussins (pillow lavas). En revanche, l'activité explosive a été très importante et les termes hyaloclastiques sont fréquents. Sans doute l'existence de bassins peu profonds dans notre région a joué un rôle capital dans l'activité volcanique du type explosif, car une très grande pression hydrostatique peut empêcher le phénomène de dégazage du magma, par exemple "une colonne d'eau de 1 000 m exerce une pression de 100 bars, suffisante pour interdire le dégazage explosif d'un magma pauvre en fluides" (in J. LAMEYERE, p. 246). Selon A.R. Mc BIRNEY (1963), un magma basaltique peut se manifester de manière explosive sous 2 000 m d'eau à condition qu'il contienne plus de 2 % d'eau. Mais de toutes façons le caractère explosif du magma dépend de différents facteurs, tels que la température la teneur en gaz, la composition chimique, la pression du système, etc. Par exemple, un magma rhyolitique, à la même profondeur de 2 000 m, peut se manifester de manière explosive si sa teneur en eau est supérieure à 3 %. Enfin, il faut signaler que les explosions, au-dessous de 500 m d'eau, sont rares, et qu'elles sont fréquentes à moins de quelques centaines de mètres (WILLIAMS et McBIRNEY, 1979, p. 278). Dans notre région, nous soulignons le rôle de l'eau de mer, c'est-à-dire la vaporisation d'eau au contact du magma incandescent qui amplifie la puissance d'explosion.

au domaine de la série alcaline et la tendance est toujours sodique. Cela est donc un caractère commun pour cette association magmatique basique à tendance parfois intermédiaire. Ce type, par sa composition minéralogique virtuelle (plagioclase, orthopyroxène et quartz), se place dans le domaine des roches sursaturées, comme les dykes de la même région et les roches différenciées du sill de Kaburan (partie supérieure). Dans toutes ces roches, le pourcentage de quartz normatif est faible (< 5%) et elles sont près du plan de saturation (Pl-Opx-Cpx).

En ce qui concerne l'activité sous-marine de la région étudiée, nous pouvons distinguer localement les deux séquences suivantes:

- 1) l'une uniquement explosive, formée d'hyaloclastites;
- 2) l'autre explosive et effusive, comporte des niveaux laviques à la base des hyaloclastiques.

Par ailleurs, les deux séquences peuvent montrer des passages latéraux comme nous allons le voir ci-dessous. Le magma basique-intermédiaire du Lutétien inférieur, en ascension vers la surface, se charge en gaz et en vapeur d'eau sous l'influence de l'eau de la mer, et finalement explose sous la mer. Il en résulte des produits pyroclastiques (ou hyaloclastites) qui retombent près de la bouche éruptive et constituent des cônes d'hyaloclastites. Celles-ci sont bien développées dans la séquence volcanique du Lutétien inférieur, grâce à de nombreux dykes d'alimentation qui ont nourri le volcanisme sous-marin. Les hyaloclastites constituent souvent des niveaux très épais, mal ou non stratifiés. Le granoclassement est également très faible, bien que parfois des blocs aient tendance à se placer vers la base. Les éléments pyroclastiques ont des tailles différentes qui peuvent varier des blocs (plus rarement des bombes) de quelques dizaines de centimètres jusqu'à des particules cendreuses. Ces fragments pyroclastiques dérivent des dykes d'alimentation associés et montrent des caractères lithologiques identiques. Ils sont de couleur verte à vert foncé, mais des fragments pyroclastiques vitreux de teinte rouge brunâtre existent dans certains niveaux. Ces derniers proviennent du refroidissement rapide des vestiges laviques, au cours des explosions magmatiques; il s'agit apparemment de verre rouge brunâtre (sidéromélane) qui existe dans les produits pyroclastiques de nature hydroexplosive. Parfois, des xénolithes de calcaire se présentent dans les niveaux inférieurs d'hyaloclastites; il s'agit de fragments du substratum (surtout crétacé). En général, ces hyaloclastites sont homogènes, et les éléments grossiers existent dans une matrice plus fine de matières cendreuses de la même nature. Cependant, des matériaux sédimentaires, argileux ou sableux, se sont mélangés avec les cendres volcaniques de la matrice. A la partie supérieure des hyaloclastites, les matériaux relativement fins ont été parfois remaniés par les courants marins et resédimentés, comme les couches tuffacées mieux granoclassées. Parfois, à la base des niveaux d'hyaloclastites, il y a des horizons laviques de composition minéralogique et chimique identique à celle de dykes d'alimentation et des fragments laviques d'hyaloclastites. Ces laves se sont mises en place à la faveur des niveaux d'hyaloclastites sus-jacents. En effet, ces derniers ont protégé le magma pour qu'il puisse se manifester de manière effusive. D'après G.A. McDONALD (1972), une couverture d'hyaloclastites au sommet de laves, tend à les protéger du contact de l'eau. De plus, selon A.R. McBIRNEY (1963), cette couverture mauvaise conductrice a un rôle d'isolant thermique qui permet au magma de s'insinuer assez loin. Dans la région étudiée, ces laves ont parfois une extension et une épaisseur remarquable. Leur texture est souvent porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase atteignant parfois 5 mm, mais des roches de texture plus fine et même aphanitique se présentent également. En général, elles sont plus fines au sommet où le refroidissement a été le plus rapide. La couleur de ces laves, comme celle des hyaloclastites et des dykes d'alimentation associés est verte à vert foncé. Elles sont vésiculaires, surtout dans les niveaux supérieurs et inférieurs. Ces vésicules sont remplies par des minéraux secondaires: calcite, silice, chlorite et parfois zéolite. Généralement, ce type d'activité magmatique effusive, associé aux hyaloclastites, a été fréquent dans le volcanisme éocène, contrairement aux pillow-lavas qui semblent être absents dans la région étudiée. En effet, les conditions paléogéographiques (mer peu profonde) ont été tout d'abord favorables pour provoquer des hydroexplosions magmatiques et la granulation du magma, sous la forme d'hyaloclastites.

tel:00509989 - version 1 - 17-Aug-2010

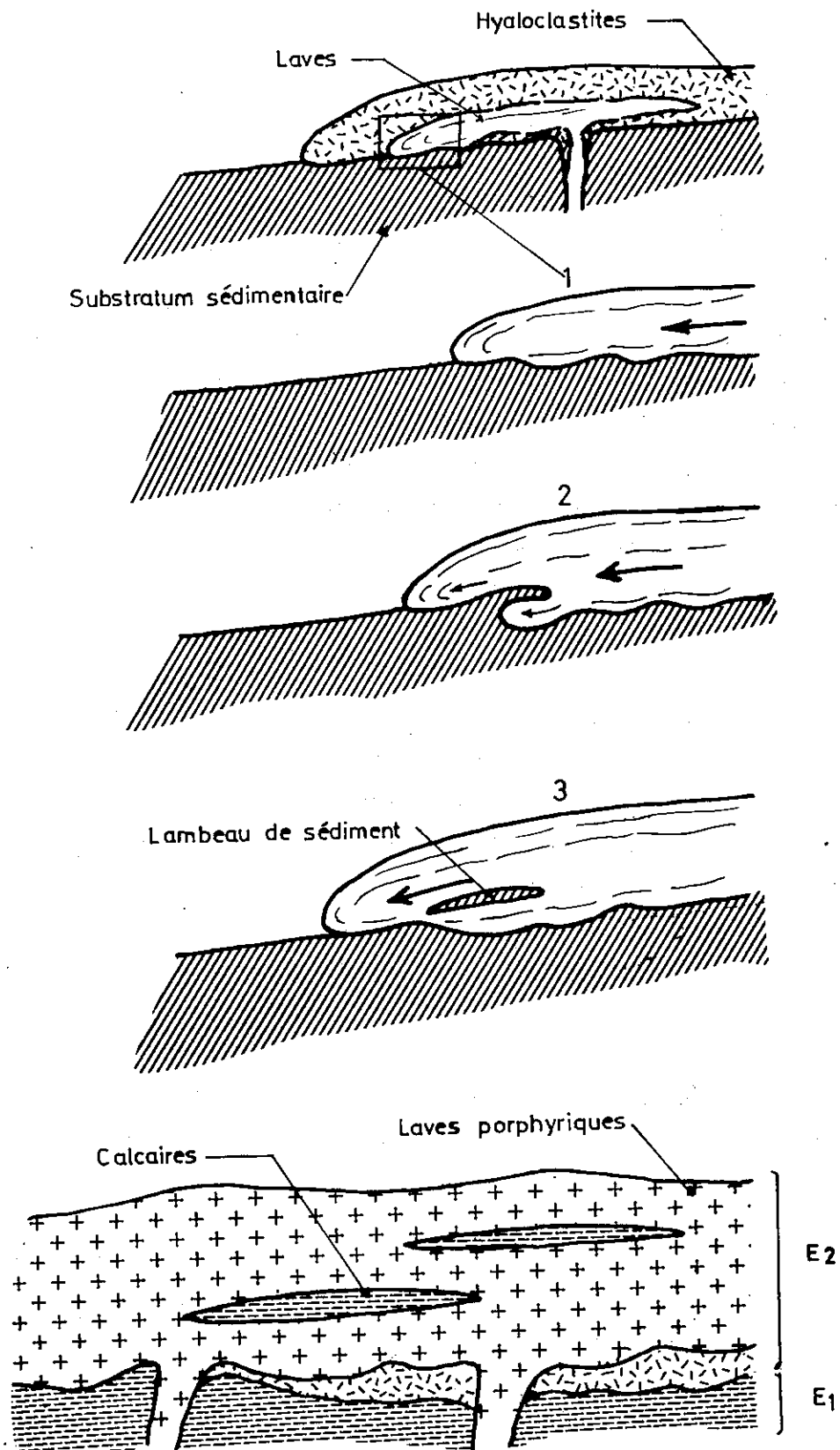


Fig. 31 - Mise en place des laves et hyaloclastites associées du Lutétien inférieur (E₂) dans le secteur de Tafresh.

Dans certains cas, l'activité magmatique de la région étudiée s'est terminée avec cette étape, et on ne voit que les formations d'hyaloclastites. Mais parfois, les venues postérieures du magma ont pu s'insinuer dans les parties basales des hyaloclastites et se faufiler sur une distance remarquable. Ces laves ont parfois arraché des lentilles de sédiments, encore plastiques et saturés, de leur substratum, comme celles qui existent environ 7 km au NW de Foujerd; ici, il s'agit de lentilles plus ou moins étirées de calcaires à Nummulites, incorporées dans les laves porphyriques vertes. Elles sont très comparables aux lambeaux de radiolarites ou de marnes, incorporés dans les coulées pyroclastiques acides de la région de Saveh, arrachés par effet de pelle (CAILLAT et al., 1978).

Nos observations de terrain et au microscope montrent que l'incorporation de ces lambeaux sédimentaires dans les laves s'est accompagnée de certains effets.

Tout d'abord il y a eu une réaction entre le magma et ces sédiments saturés d'eau d'où vaporisation et explosions locales, surtout dans les zones de contact. Dans ce cas-là, on observe des fragments angulaires millimétriques à centimétriques de ces roches volcaniques dans le calcaire. Ces fragments ont une structure porphyrique comme celle des laves, avec des phénocristaux de plagioclase baignant dans une matrice vitreuse et riche en hématite. Des microlites de plagioclase se présentent également dans la matrice. De plus, on observe des débris de ces phénocristaux de plagioclase dans le calcaire. Parfois, l'abondance de ces éléments volcaniques de teinte verte, donne un aspect compact et sableux ou siliceux, avec des cassures esquilleuses, à ces lentilles calcaires. Dans certains cas, il y a des zones moins tuffacées où les calcaires sont de teinte gris clair, et de grain fin tandis que les faciès tuffacés sont de couleur verdâtre, grâce aux éléments pyroclastiques.

Le magma a exercé également un effet thermique sur ces lentilles dans lesquelles les calcaires ont été plus ou moins marmorisés. Des traces recristallisées de foraminifères de l'Eocène (comme les Nummulites) sont encore visibles, mais non déterminables. Le rapport longueur/épaisseur, dans ces lambeaux, est élevé, car ils établis dans le sens d'écoulement. Il semble qu'ils aient subi une contrainte de friction à l'intérieur de la coulée, avec étalement à l'état encore plastique (fig.31). Généralement, la longueur de ces lentilles est de quelques mètres, tandis que leur épaisseur moyenne ne dépasse pas un mètre. Le contact basal de ces laves avec les sédiments ou les tufs basiques à intermédiaires (de la même origine que des laves) correspond à une surface plus ou moins onduleuse. Cette surface semble résulter de la friction entre les laves et les sédiments non indurés. En général, ces laves recouvrent en discordance légère leur substratum.

La texture porphyrique est caractéristique de ces laves, avec des phénocristaux de plagioclase pouvant représenter 30 % du volume de la roche. Ces roches sont parfois vésiculaires, et les minéraux secondaires (calcite, silice, chlorite et zéolite) remplissent ces vésicules.

Minéralogie

Plagioclase : cristaux automorphes à subautomorphes, limpides et craquelés, dont la taille atteint 6 mm. Certains sont zonés et leur composition varie du labrador à l'andésine calcique (An 49-61 %), mais le labrador (An = 57 %) est dominant. Ces cristaux sont relativement frais, mais il existe parfois une altération en séricite (souvent), chlorite et calcite. De plus, une pseudomorphose en chlorite, zéolite, et calcite est présente dans certaines roches.

Mésostase : souvent vitreuse, avec une structure hyalopilitique où les baguettes de plagioclase (An 46-55), peu altéré et limpide, renferment du verre brunâtre, des grains automorphes à subautomorphes de magnétite, hématite, quartz (secondaire), chlorite, calcite, leucoxène et apatite. La calcite en petits filonnets recoupe la mésostase. Les mêmes volcanites présentent localement un faciès dont la mésostase est à structure intergranulaire - intersertale dénotant un refroidissement du magma moins rapide. Ici, les baguettes de plagioclase renferment des cristaux de clinopyroxène de 0,1 à 0,2 mm avec $Z \wedge C = 42^\circ - 45^\circ$. Il existe parfois quelques grands cristaux de clinopyroxène pseudomorphosés (en calcite et chlorite). Les clinopyroxènes de la mésostase sont altérés en ouralite et chlorite. Ce faciès est comparable aux sills de texture porphyrique que nous avons déjà décrits.

Composition chimique - Les deux analyses suivantes sont caractéristiques des laves vitreuses et vésiculaires du Kuh-e-Bidyaran et des laves à structure intergranulaire - intersertale du Kuh-e-Qaleh Bandar. Ces laves basiques (avec faciès pyroclastiques associés) constituent la base de la séquence volcanique du Lutétien inférieur du secteur de Tafresh (la composition des laves des niveaux supérieures sera examinée ensuite). Ces laves porphyriques, comme les sills du même type, montrent une richesse en Al_2O_3 , due à l'abondance remarquable des phénocristaux de plagioclase. Dans les laves vitreuses du Kuh-e-Bidyaran, comme dans certains types filoniens déjà vus, le quartz normatif existe en faible quantité (2,24 %), et elles se placent près du plan de saturation (Cpx-Pl-Opx) et vers le pôle plagioclasique. Mais ces laves, très légèrement sursaturées, peuvent montrer une composition minéralogique virtuelle variable, comme dans le cas de l'échantillon du Kuh-e-Qaleh-Bandar, où un déficit en silice est marqué par l'olivine normative. Cette lave se localise également près du pôle plagioclasique, mais dans le volume Opx-Ol-Cpx-Pl du tétraèdre de YODER et TILLEY (1962)

Laves basaltiques du Kuh-e-Bidyaran					
Oxydes	E-60	E-62	Norme CIPW	E-60	E-62
SiO ₂	50.62	49.78	Q	2.24	-
Al ₂ O ₃	17.12	19.95	Or	6.26	8.21
Fe ₂ O ₃	5.19	6.08	Ab	41.71	36.72
FeO	3.61	4.98	An	21.64	30.84
MnO	0.10	0.23	Diop	3.63	3.44
MgO	3.39	3.34	Heden	0.19	1.02
CaO	5.69	7.58	Ens	6.75	2.50
Na ₂ O	4.93	4.34	Ferros	0.42	0.85
K ₂ O	1.06	1.39	Forst	-	2.95
TiO ₂	1.21	1.03	Fayal	-	1.11
P ₂ O ₅	0.26	0.18	Mag	7.52	8.81
CO ₂	-	-	Ilm	2.29	1.95
H ₂ O ⁺	6.08	1.35	Ap	0.61	0.42
H ₂ O ⁻	-	-	Eau	6.08	1.35
Total	99.40	100.23	Total	99.40	100.23
CIPW-LACROIX	77-E-60	II, 5, 3, (4) 5	Andésite		
	77-E-62	II, 5, 3 (4), 4'	Andésite		
MIDDLEMOST	77-E-60		Basalte alcalin		
	77-E-62		Basalte alcalin		

Tableau 11

Ces laves sont également caractérisées par leur teneur élevée en alcalins, qui les place dans le domaine de la série alcaline du diagramme de KUNO (1959) et dans celui des basaltes alcalins du diagramme alcalins/silice des laves d'Hawaï (MacDONALD et KATSURA, 1964). Le caractère alcalin de ces laves est donc analogue à celui des filons associés, de même que leur tendance sodique ($\text{Na} > \text{K}$). Ces laves, dans la classification de LACROIX s'appellent des andésites, tandis que dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) et le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (MIDDLEMOST, 1980), elles se placent dans le domaine basaltique. Il semble que le terme basalte, pour ces laves à teneur relativement faible en SiO_2 (environ 50 %) et avec des plagioclases essentiellement labradoriques, soit plus logique.

2.2.4. Laves intermédiaires

Les laves basiques alcalines sont recouvertes, comme dans le Kuh-e-Bidyaran, par un épisode volcanique intermédiaire à tendance acide. Il s'agit de laves d'aspect aphyrique et massives, de teinte sombre, qui ont une épaisseur de quelques dizaines de mètres. Elles ont une pâte vitreuse, mais en partie dévitrifiée, dans laquelle baignent des cristaux de plagioclase et ferromagnésiens, parfois en agrégat glomérophyrique, et très comparables avec les dacitoïdes de Vasheghan (secteur d'Ashtian-Naragh); ils peuvent représenter 25-30 % du volume de la roche.

Minéralogie :

Plagioclase: cristaux corrodés et subautomorphes, de 1 mm en moyenne, mais atteignant 3 mm. Ils sont craquelés; l'hématite et la chlorite occupent les fissures. Une transformation en séricite, chlorite et calcite existe également. Il s'agit de labrador intermédiaire (An 57, détermination RX).

Minéraux ferromagnésiens: il existe deux types de minéraux ferromagnésiens. L'un est souvent totalement pseudomorphosé en serpentine, chlorite, avec oxydes de fer dans les cassures ou dans les bordures des cristaux, mais aussi parfois en calcite (et olivine ?); l'autre est plutôt transformé en calcite, avec hématite et chlorite dans les clivages ou fractures. Mais on trouve également les traces de clinopyroxène (acmite-augite, détermination R. X.) non pseudomorphosé.

Mésostase forme 70 à 75 % du volume de la roche. Elle est constituée de petites microlites ($\leq 0,1$ mm) de plagioclase dans une pâte partiellement dévitrifiée en quartz-feldspath alcalin, avec de nombreux granules (5 à 7 %) d'oxydes opaques (magnétite, hématite), des aiguilles de rutil transformées en leucoxène, ainsi que de la calcite, de la chlorite, et de l'apatite en aiguille. Des filonnets de calcite, quartz et chlorite se présentent parfois dans la roche. En général, comme dans le cas des roches intermédiaires (à tendance acide) du secteur d'Ashtian-Naragh, les phénocristaux ont été déstabilisés et corrodés dans la matrice acide de ces laves.

Composition chimique

Ces laves sont assez monotones, et on ne voit pas de variation de la composition minéralogique.

Nous ne présentons qu'une analyse chimique, représentative de ces laves. Il s'agit de roches sursaturées avec quartz et orthopyroxène normatifs, qui se placent dans le domaine de la série calco-alcaline, du diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (KUNO, 1959), ce qui est différent des laves basiques sous-jacentes. Mais la teneur en Al_2O_3 , dans ces roches intermédiaires est relativement plus faible que celle observée généralement dans cette série (16 à 20 %, IRVINE et BARAGAR, 1971; 17,26% pour la moyenne de 1 775 andésites cénozoïques, CHAYES, 1969, et encore 17,43 % pour la moyenne de 29 andésites calco-alcalines de marges continentales, MacBIRNEY, 1969). Cette faiblesse peut s'interpréter par leur aspect aphyrique ou subaphyrique, et une matrice qui tend vers le pôle acide. En effet, ces roches constituent des termes intermédiaires entre andésites et dacites. Le pourcentage de Na_2O est très similaire avec celui de la moyenne des andésites cénozoïques (3,21 % CHAYES, 1969), tandis que leur teneur en K_2O est plus élevée. Cette dernière s'approche

plutôt de la moyenne des dacites des Andes Centrales (PICHLER et ZEIL, 1972). MgO et fer total, sont légèrement plus élevés que dans la moyenne des andésites, ce qui est dû à la présence de cristaux ferromagnésiens, tels que clinopyroxène et olivine (?).

Andésite (Kuh-e-Bidbaran) 77-E-61			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	57.62	Q	15.14
Al ₂ O ₃	14.48	Or	14.53
Fe ₂ O ₃	5.97	Ab	27.24
FeO	1.49	An	17.79
MnO	0.12	Diop	5.15
MgO	3.50	Ens	6.32
CaO	5.17	Mag	2.64
Na ₂ O	3.22	Hem	4.14
K ₂ O	2.46	Ilm	1.67
TiO ₂	0.88	Ap	0.44
P ₂ O ₅	0.19	Eau	5.02
CO ₂	-		
H ₂ O ⁺	5.03		
H ₂ O ⁻	-		
Total	100.13	Total	100.14
CIPW-LACROIX		II, 4, 3, '4	Dacite
MIDDLEMOST		Andésite	

Tableau 12

fortes teneurs en CaO et (relativement) en Al₂O₃, MgO et fer total correspondent à l'abondance des phénocristaux (ou microphénocristaux) de plagioclase et de clinopyroxène. Le volume des phénocristaux de plagioclase et de 40 % environ,

Andésite basaltique (Kuh-e-Qaleh Bandar) JH-451			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	46.77	Q	2.66
Al ₂ O ₃	19.03	Or	7.50
Fe ₂ O ₃	4.94	Ab	12.01
FeO	3.17	An	41.80
MnO	0.12	Diop	8.62
MgO	6.80	Heden	0.31
CaO	10.73	Ens	12.93
Na ₂ O	1.42	Ferros	0.54
K ₂ O	1.27	Mag	7.16
TiO ₂	0.76	Ilm	1.44
P ₂ O ₅	-	Eau	4.54
CO ₂	-		
H ₂ O ⁺	4.36		
H ₂ O ⁻	0.18		
Total	99.55	Total	99.55
CIPW-LACROIX		II', 5, 4', (3)4	Andésite
MIDDLEMOST		Basalte subalcalin	

Tableau 13

Vers le sommet de l'unité (E₂), les laves intermédiaires sont également bien développées, comme celle du Kuh-e-Qaleh Bandar. Leurs caractères minéralogiques sont comparables à ceux que nous venons de décrire. Mais leur composition chimique, comme pour tous les termes intermédiaires de cette époque que nous avons déjà vus, montre une tendance différente. Ces termes intermédiaires présentent en effet une composition chimique qui se rapproche tantôt du pôle acide (dacite), tantôt du pôle basique (andésite basaltique). Elles ont souvent des phénocristaux (ou microphénocristaux) de labrador, de clinopyroxène, etc., mais avec des proportions variables, tandis que la composition minéralogique de la pâte est plus ou moins identique, avec une tendance acide. Cette variation chimique est donc due en grande partie à la composition modale des grands cristaux. Par exemple, dans la composition chimique ci-dessous, (J. HAJIAN, 1970), les

et il y a des cristaux zonés d'andésine-labrador (An 32 % - 52 %). La teneur de ces roches en alcalins les place dans le domaine de la série calco-alcaline (diagramme de KUNO, 1959), ce qui diffère des termes basiques alcalins sous-jacents. Ces derniers ont presque toujours une teneur en Na₂O supérieure à 4 %. Ces roches par leur indice de coloration (classification CIPW-LACROIX) sont nommées comme andésite, alors que leur teneur relativement faible en SiO₂ les rapproche des basaltes. C'est pourquoi, nous avons utilisé le terme andésite basaltique pour ce type basique de la série calco-alcaline.

3. CONCLUSION

Au Lutétien inférieur, notre région a été, pour la première fois, le siège d'une activité magmatique importante avec des produits volcaniques acides, intermédiaires et basiques. Les observations stratigraphiques et chronologiques nous ont permis d'envisager la coexistence d'un volcanisme acide et d'un volcanisme basique, au début du Lutétien. Le volcanisme acide est caractérisé surtout par des laves et des tufs rhyolitiques et par des nappes ignimbritiques mis en place très souvent en milieu continental. Tandis que les volcanites de composition basique montent à la surface à la faveur des cassures profondes et sont concentrées dans les zones fracturées, par exemple aux bordures des bassins (graben), ce qui donne souvent une activité volcanique sous-marine, mais peu profonde, sous la forme de niveaux d'hyaloclastites et de laves associées. Un cortège filonien accompagne ce volcanisme basique alcalin, dont les caractères minéralogiques et chimiques mettent en évidence un fractionnement magmatique par gravité. L'abondance de ces filons basiques, concentrés surtout dans une zone NW-SE (parallèle à l'accident ou faille de Tafresh) où un volume relativement important de laves s'est mis en place à la surface, correspond vraisemblablement à des mouvements de distension dont la formation des bassins (comme celui de Tafresh) est l'une des manifestations. En totalité, par rapport au volcanisme basique, les produits volcaniques acides sont plus volumineux et ont une extension plus importante. En ce qui concerne le volcanisme intermédiaire, il se manifeste tardivement et forme essentiellement les niveaux supérieurs des volcanites du Lutétien inférieur. Il est caractérisé très souvent par son caractère effusif. Malgré un aspect plus ou moins identique, les roches de cet épisode volcanique intermédiaire présentent par endroits des tendances variables, tantôt vers le pôle acide et tantôt vers le pôle basique. Cette variation de la composition chimique est due en partie à la richesse de ces roches en phénocristaux (ou microphénocristaux) de minéraux basiques, tels que plagioclase (surtout labrador), clinopyroxène, olivine (?) et parfois en xénolithes basiques (ou xénocristaux), avec des bordures réactionnelles. Ces phénocristaux existent dans une matrice à tendance acide dans laquelle feldspath alcalin et quartz sont presque toujours présents; la corrosion et la déstabilisation des minéraux basiques sont fréquentes. Les variations chimiques de ces roches se reflètent aussi dans le diagramme alcalins/silice de KUNO (1959), soit qu'elles tombent dans le domaine de la série calco-alcaline (le plus souvent), soit qu'elles montrent une tendance vers le champ de la série alcaline (fig. 32).

Dans le diagramme de la figure 32, les différents types de nos roches basiques (laves ou filons) sont bien groupés et se localisent dans le domaine de la série alcaline. Au contraire, les termes intermédiaires sont dispersés entre pôles basique et acide; les points représentatifs sont dans le domaine de la série calco-alcaline, à l'exception des roches trachy-andésitiques de l'Est d'Ortegol qui tombent dans le champ de la série alcaline. Ces dernières semblent se placer en prolongement de la lignée des roches basiques alcalines. Selon J. LETERRIER et R. C. MAURY (1978), dans la série de l'île de Nuku-Hiva (Marquises) la différenciation du magma basaltique alcalin sous des pressions d'eau élevées conduit à des trachytes quartzifères, en raison du fractionnement de phases hydroxylées sursaturées en silice (amphibole et mica). De plus, une ségrégation des minéraux ferromagnésiens à caractère potassique (mica et amphibole) serait à l'origine de l'apparition de liquides résiduels sursaturés en silice et sodiques (MAURY et BROUSSE, 1977, in LETERRIER et MAURY, 1978), ce qui semble être en accord avec la tendance hypersodique et sursaturée de nos laves trachyandésitiques. Pourtant, comme nous le verrons plus loin (Etude géochimique des éléments-traces) un simple phénomène de cristallisation fractionnée ne peut être à l'origine des termes intermédiaires;

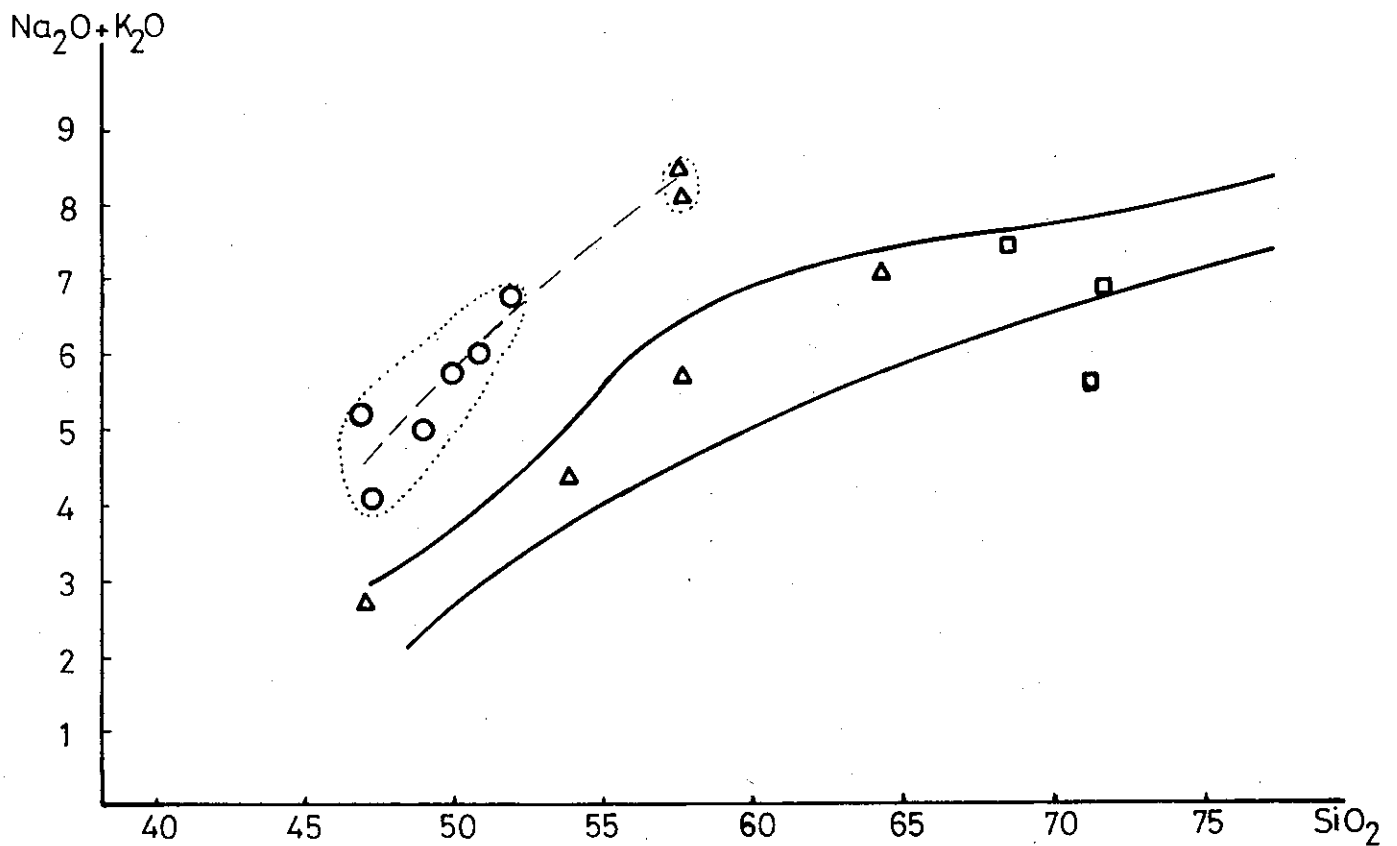


Fig. 32 - Diagramme alcalins-silice (KUNO, 1959) montrant la position des roches basiques (O), intermédiaires (Δ) et acides (□) du Lutétien inférieur

toutefois, lorsqu'il s'agit d'une association de roches basiques sous-saturées avec olivine et néphéline normatives ($Ne < 5\%$), la différenciation, comme nous l'avons déjà signalé pour le sill de Kaburan, peut expliquer le passage aux termes sursaturés avec hypersthène et quartz normatifs ($Q < 5\%$).

Les roches acides tombent également dans le domaine de la série calco-alcaline, sauf l'ignimbrite du Fuh-e-Bidyan qui montre un décalage vers le champ de la série subalcaline.

Dans le diagramme K_2O/SiO_2 (fig. 33, d'après PECCERILLO et TAYLOR, 1976), les roches basiques alcalines de la partie basale du Lutétien inférieur se localisent dans le champ basaltique. De plus, elles montrent généralement une corrélation positive entre K_2O et SiO_2 . Pour les termes intermédiaires et acides, la variation des teneurs en K_2O est la raison de la dispersion des points représentatifs, mais partout une corrélation relativement positive entre K_2O et SiO_2 est observable du pôle basique vers le pôle acide.

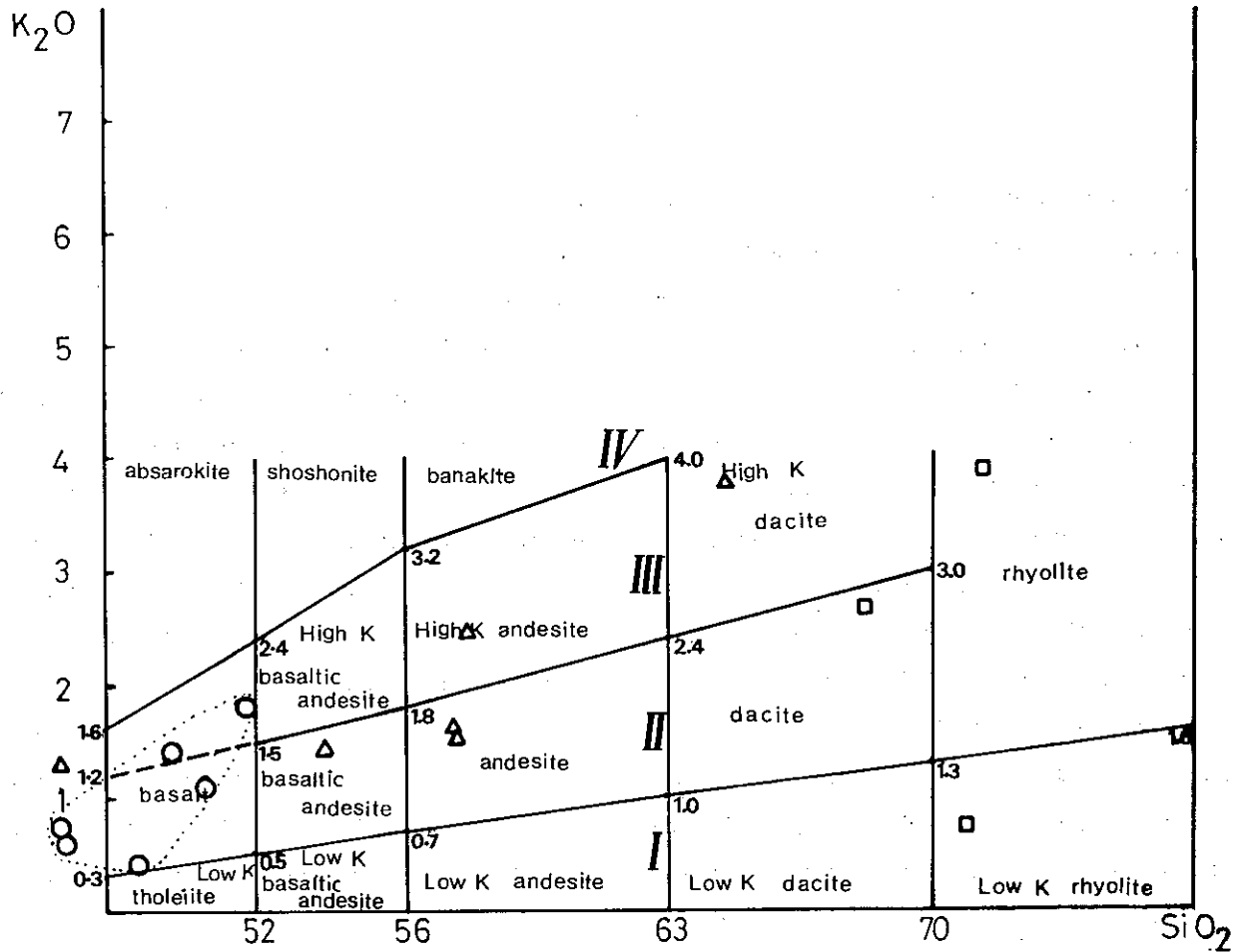


Fig. 33 - Diagramme K_2O-SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1978), roches basiques (○), intermédiaires (△) et acides (□). I (domaine de la série tholéiitique), II et III (respectivement série calco-alcaline et calco-alcaline riche en K), IV (série shoshonitique).

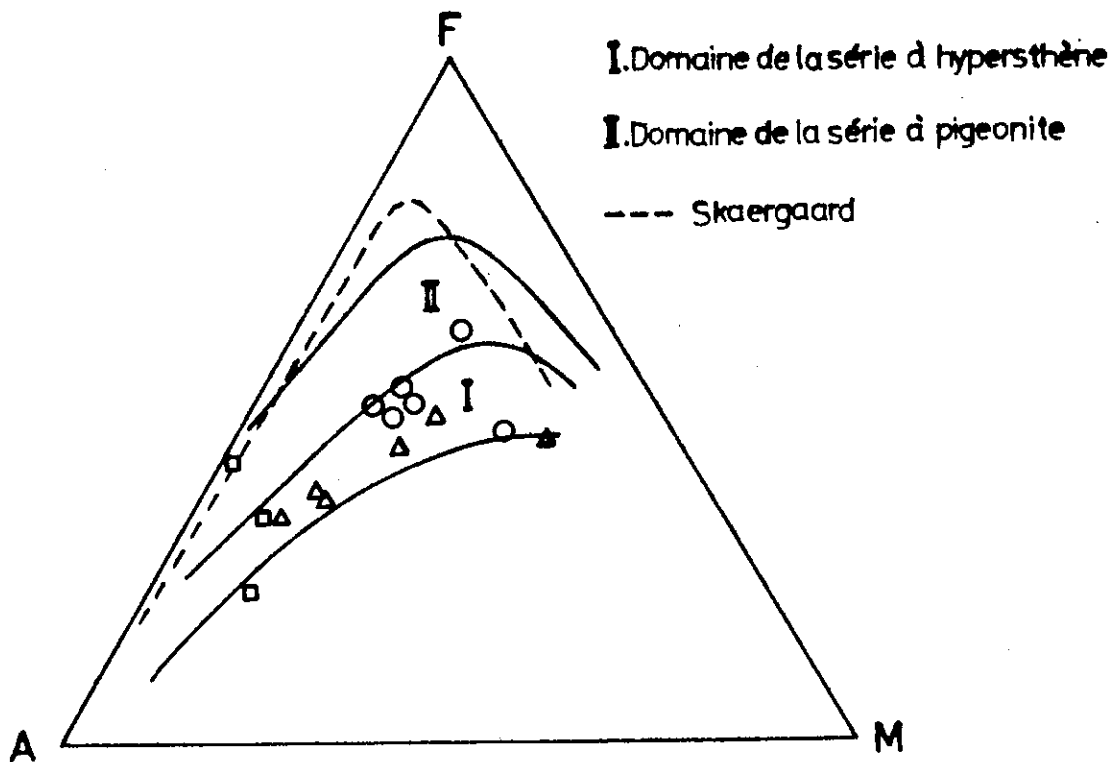


Fig. 34 - Diagramme AFM, représentant des roches volcaniques du Lutétien inférieur (mêmes symboles que ceux de la fig. 33).

Nous avons reporté également les roches basiques, intermédiaires et acides du Lutétien inférieur sur le diagramme AFM (fig. 34). Ce dernier montre le domaine de la série à hypersthène (I) et celui de la série à pigeonite (II), ainsi que la lignée d'intrusion de Skaergaard (KUNO, 1968); on voit que la majorité des points représentatifs se placent dans le domaine et au voisinage immédiat de la série à hypersthène. Il n'y a pas d'enrichissement important en fer, mais un enrichissement rapide en alcalins, ce qui semble similaire à l'évolution des séries calco-alcalines (JAKES et WHITE, 1972). Deux échantillons montrent un décalage vers le domaine de la série à pigeonite. L'un d'eux appartient au terme différencié et oxydé de l'ensemble basique alcalin (sill de Kaburan), dans lequel la magnétite et l'ilménite sont très abondantes et se manifestent parfois comme des minéraux porphyriques. Cela semble correspondre à une précocité du fractionnement de ces minéraux opaques, en relation avec une forte fugacité d'oxygène (OSBORN, 1959, 1962). Cette dernière peut être favorisée par la richesse du magma en eau, ce qui est confirmé par la présence de minéraux ferromagnésiens, essentiellement hydroxylés, tels que chlorite et serpentine. Quant à l'autre, il appartient aux ignimbrites du Kuh-e-Bidyaran (secteur de Tafresh) pour lesquelles un déficit en alcalins (surtout K_2O) est observable dans tous les diagrammes déjà décrits. Au contraire, par rapport à d'autres termes acides (et même certaines roches intermédiaires), il montre un enrichissement en Fe et un appauvrissement très net en Mg dans le diagramme AFM. Probablement, une altération fumerolienne, comme celle décrite par SMITH (1960), a été responsable de ces modifications.

CHAPITRE IV - PHASE VOLCANIQUE DU LUTETIEN SUPERIEUR

1 - SERIES VERTES

Nous rappelons que les deux séries vertes inférieure (E_3) et supérieure (E_5) correspondent à des conditions paléogéographiques franchement marines (chapitre Stratigraphie) et qu'elles sont séparées par un épisode épigénétique (unité rouge moyenne E_4). Les analogies existant entre les deux séries vertes, tant en ce qui concerne le dynamisme éruptif que les compositions minéralogiques et chimiques, nous conduisent à les étudier ensemble. De plus, ces phases volcaniques ont été réalisées dans un intervalle de temps assez limité (Lutétien supérieur), avec un magmatisme acide prédominant.

Les séries vertes de l'Eocène en Iran, comme nous l'avons déjà signalé (chapitre Stratigraphie), comprennent une séquence essentiellement volcano-sédimentaire de nature acide. La couleur verte de ces séries est due à la présence de phyllosilicates, tels que l'illite, des interstratifiés illite-montmorillonite et parfois montmorillonite-chlorite (CAILLAT et al., 1978, LESCUYER et al., 1976), ainsi que la chlorite (IWAO et al., 1965). Cette dernière, d'abondance variable, se présente de façon indépendante ou entre les feuillets des argiles (LESCUYER et al., 1976). Cette argilisation, selon CAILLAT et al., est la conséquence de l'hydratation des verres volcaniques, au contact de l'eau de mer. Il en résulte que les tufs se sont produits lors d'éruptions sous-marines. A notre avis, ce mécanisme est bien, dans certains cas, responsable de la présence des minéraux argileux dans les tufs de l'Eocène, mais nous soulignons également les quelques points suivants:

- il y a fréquemment des tufs, surtout les tufs acides (rhyolitiques-dacitiques) de couleur blanche, où le phénomène de l'argilisation est négligeable ou nul;
 - la séquence volcano-sédimentaire verdâtre de l'Eocène comporte souvent des tuffites où le matériel sédimentaire (sable, silt, argile, etc.) participe à la matrice des roches;
 - dans la série verte, il y a également des intercalations sédimentaires, telles que des calcaires, des grès, des marnes et argilites, ainsi que leurs termes mixtes, comme par exemple des argilites silteuses etc.
- Ces matériaux sédimentaires, souvent détritiques, proviennent sans doute de l'altération et de l'érosion de roches variées sur les bordures de bassins.

tel:00509888, version 1 - 17-Aug-2010

Il nous paraît donc que le rôle des matériaux sédimentaires, surtout ceux de nature fine comme argile, silt et sable, est capital dans la constitution de la série verte. La fréquence des formations marneuses et argileuses, plus ou moins tuffacées, dans cette séquence volcano-sédimentaire en est le témoin. Ces matériaux sédimentaires participent en différentes proportions à la constitution de termes volcano-sédimentaires; si bien qu'une variation continue existe à partir de termes à l'origine essentiellement volcaniques (tufs) jusqu'aux roches purement sédimentaires (par exemple calcaires nummulitiques). Ces deux extrêmes correspondent d'une part aux phases de l'activité volcanique et d'autre part aux périodes d'accalmie volcanique. Entre ces deux pôles, on rencontre des termes intermédiaires, tels que les tuffites (10 % < matériel sédimentaire < 50) et les sédiments tuffacés (50 % < matériel sédimentaire). Cet ensemble volcano-sédimentaire d'épaisseur considérable et dans lequel les matériaux pyroclastiques sont abondants, présente les caractères volcanologiques suivants:

- . le volcanisme a été essentiellement acide;
- . les explosions violentes, de type vulcanien, donnent des éléments pyroclastiques fins dominants;
- . les fragments pyroclastiques sont essentiellement anguleux;
- . les matériaux pyroclastiques sont très divers: tufs à cendres vitreuses, tufs à cristaux, tufs lithiques, e tc.;
- . les matériaux pyroclastiques fins ont été répartis sur de vastes régions, et les niveaux de tufs peuvent se poursuivre avec la même puissance sur des distances remarquables;
- . les dépôts pyroclastiques sont souvent stratifiés;
- . le granoclassement existe également: les tufs à lapillis (ou parfois bréchiques) passent graduellement aux tufs à cendres. Ces niveaux se répètent parfois de manière rythmique;
- . dans les bassins éocènes, ces tufs se sont déposés dans des zones marines très peu profondes et lagunaires (interstratification avec des gypses), mais aussi en milieu relativement profond (intercalations dans les sédiments à faune pélagique).

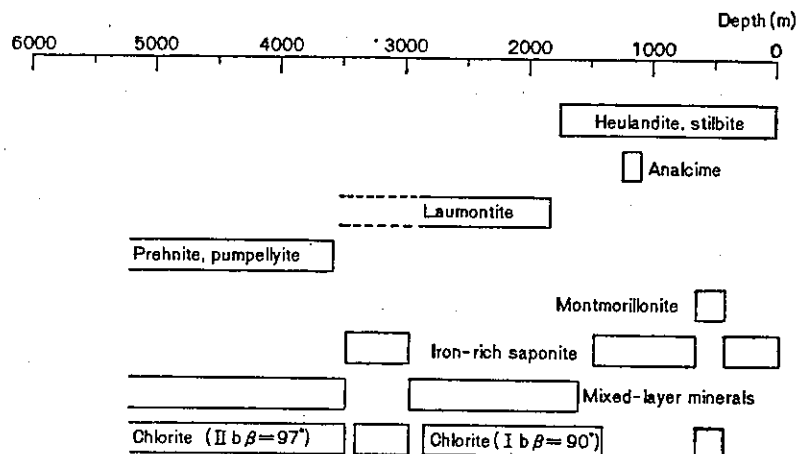
Ces caractères soulignent tout d'abord qu'il y a eu plusieurs phases volcaniques explosives, très violentes et rythmiques, dont témoignent de nombreux horizons de tufs acides très purs (plus de 95 % de matériel volcanique). Les éléments pyroclastiques tels que les cendres, les cristaux et les fragments lithiques sont anguleux et ne montrent aucun signe de transport fluvial. De plus, la répartition de ces éléments pyroclastiques (surtout ceux de nature fine) sur des vastes régions, les différentes conditions paléogéographiques ainsi que les autres caractères comme le granoclassement, la stratification très nette, la puissance peu variable sur quelques kilomètres, etc., sont un bon indice de nuages éruptifs. Les centres d'éruptions semblent se situer dans des domaines marins peu profonds et parfois dans des zones côtières. Dans les deux cas, le rôle de l'eau de mer ou son influence dans le comportement éruptif pour accentuer les phénomènes d'explosions semblent être très importants. En effet, une interaction entre le magma et l'eau peut engendrer une fragmentation plus poussée des éléments pyroclastiques, comme

le décrivent SELF et SPARKS (1978). Ces auteurs pensent que le magma se disloque d'abord grossièrement par l'expansion des gaz magmatiques, puis la fragmentation se poursuit grâce à l'interaction explosive avec l'eau. Selon COLGATE et SIGURGEIRSSON (1973) un rapport magma/eau de 4/1 serait suffisant pour que le phénomène de fragmentation se passe efficacement. Dans ce cas, un volume d'eau important est indispensable: l'environnement sous-marin, ou éventuellement une grande nappe phréatique au voisinage d'une zone côtière peuvent jouer ce rôle. Dans la région étudiée, les centres d'émission ne se trouvaient sans doute pas dans des zones marines relativement profondes, comme celles où l'on trouve la série verte avec des foraminifères pélagiques et des radiolarites. En effet, nous n'avons pas observé de tels centres éruptifs au sein de ces types de sédiments; par ailleurs, comme nous l'avons déjà indiqué (mise en place des hyaloclastites), une épaisseur importante d'eau de mer peut empêcher que le magma se manifeste de façon explosive. Enfin la chance, pour que les produits pyroclastiques d'un centre éruptif, situé dans une zone profonde de mer, atteignent la surface puis une certaine altitude, est très faible. De plus, comme nous le verrons plus loin, les coulées de lave, les faciès dôméens, etc., se manifestent uniquement dans une zone continentale - épicontinentale, c'est-à-dire sur les bordures des bassins et des horsts volcaniques.

Ces centres se trouvent surtout dans les parties nord-est de notre région, car l'activité volcanique dans la sous-zone de Haftad Qolleh et celle de Sanandaj-Sirjan a été nulle, alors que, en général, le rôle des matériaux sédimentaires (marnes, grès, etc.) a été important dans la genèse de la séquence volcano-sédimentaire (surtout série verte supérieure) du secteur d'Ashtian-Naragh.

L'origine de ces séries vertes correspond donc d'une part à l'activité volcanique et d'autre part à la sédimentation contemporaine. Ce complexe volcano-sédimentaire montre beaucoup de ressemblances avec les "Green Tuffs" du Japon où une activité volcanique particulièrement violente, au Miocène, est responsable de la formation de roches rhyolitiques et basiques - intermédiaires ainsi que des roches pyroclastiques associées (T. SUDO, 1978). Cette séquence volcano-sédimentaire épaisse (comme celle de l'Iran) présente aussi une couleur verte, due à la présence de minéraux argileux (comparables à ceux de la série verte éocène). En accord avec les géologues japonais, nous pensons que ces minéraux proviennent non seulement de l'altération hydrothermale, mais aussi de processus sédimentologiques et diagénétiques, et d'une combinaison de tous ces processus. L'étude des minéraux argileux des "Green Tuffs", par K. KIMBARA (1973) (in SUDO, 1978) montre que les interstratifiés, associés avec la laumontite,

existent dans les horizons supérieurs et avec la préhnite et la pumpellyite dans les horizons inférieurs (fig. 35). La séquence volcano-sédimentaire de notre région, ainsi que celle des régions de Saveh (CAILLAT et al., 1978), de Mianeh (LESCUYER et al. 1976), de Natanz-Nain-Surk (AMIDI, 1975), etc., peut être attribuée aux horizons supérieurs par la présence de l'association décrite.



(Fig.35 - Changement des paragenèses minérales en fonction de l'accroissement de la profondeur d'enfouissement dans les Green Tuffs. (d'après KIMBARA, in SUDO 1978, p. 22). Les minéraux en feuillets mixtes sont essentiellement ferromagnésiens, régulièrement ou presque régulièrement interstratifiés de chlorite et de minéraux gonflants.

1. 1. Formation à bentonite

L'argilisation de la série verte a également un aspect économique important de notre région. Le phénomène, au Nord-Est d'Aran, c'est à dire dans la région de Narreh Khar Kuh, a produit des couches de bentonite, économiquement exploitables. Il s'agit de tufs altérés, de teinte blanche à vert clair, qui, avec des faciès marneux, se manifestent au coeur de l'anticlinal de Narreh Khar Kuh. Ces couches à bentonite se sont formées, en milieu marin, peu profond, à tendance lagunaire.

Cette variété de bentonite, dont le minéral argileux est une montmorillonite riche en Na, est capable d'absorber de grandes quantités d'eau, gonflant alors beaucoup. Entre 70 et 90 % des lamelles ont moins de 0,5 μ (R.L. BATES, 1960), et elles restent en suspension dans l'eau. Un tel fluide colloïdal est bien adapté à l'usage de boue de forage.

Pour la genèse de tels dépôts à bentonite trois types de processus ont été envisagés par H. TAKESHI dans les "Green Tuffs" du Japon;

- altération de cendres rhyolitiques en milieu marin et altération diagénétique ultérieure;
- altération hydrothermale des rhyolites et des tufs rhyolitiques;

- altération hydrothermale des cendres rhyolitiques et des ponces en milieu marin.

Dans notre cas, où les dépôts à bentonite sont intercalés dans des sédiments, il semble que l'altération chimique des cendres rhyolitiques, accumulées en milieu marin, ainsi que l'altération diagénétique postérieure, soient les facteurs les plus importants. Une activité hydrothermale plus tardive, par rapport à la mise en place de ces cendres rhyolitiques, s'est manifestée surtout par la présence de filons de barytine, mais les effets de cette phase hydrothermale sur l'argilisation des cendres volcaniques ne peuvent être efficaces que localement.

1. 2. Tufs

Le rôle des pyroclastites dans les séries vertes inférieures (E_3) et supérieure (E_5), ainsi que dans l'unité rouge moyenne (E_4) est essentiel, les phases effusives ayant été beaucoup moins fréquentes. En règle générale, les pyroclastites des séries vertes ont une granulométrie plus fine que celle de l'unité rouge moyenne, ce qui semble correspondre en partie aux conditions paléogéographiques qui influent aussi sur la nature de la séquence pyroclastique. Par exemple, l'émission des terrains volcaniques et volcano-sédimentaires au cours du Lutétien supérieur (E_4) engendre des conglomérats volcaniques au sein des dépôts pyroclastiques provenant des phases explosives. Les caractères de ces deux types est bien net. Dans le premier cas, les éléments polygénétiques et plus ou moins usés, dérivent de roches volcaniques ou volcano-sédimentaires plus anciennes et parfois de tephras remobilisés de la même époque. Le ciment est également hétérogène, tandis que les tephras, provenant de retombées aériennes, montrent une relative homogénéité entre la matrice et les éléments, ces derniers étant souvent anguleux.

Les tufs de cette époque peuvent être classés de façon suivante:

1. 2. 1. Tufs à cendres

De couleur claire, souvent blanche, ils sont bien stratifiés, d'épaisseur variable (en moyenne 2 à 3 m), et présentent une consolidation variable. En général, ces cendres volcaniques sont bien consolidées, lorsqu'elles sont intercalées dans des sédiments marins; au contraire, en milieu lagunaire à continental (comme par exemple au NE de notre région, dans le Siah-Kuh et le Narreh Khar Kuh), elles sont souvent peu consolidées et parfois meubles; cela montre apparemment une évolution diagénétique plus avancée dans le premier cas. L'altération en argile provoque plus ou moins une desquamation de la roche, tandis que la silicification donne un aspect compact à ces tufs. Ce dernier phénomène est parfois bien développé, les tests des foraminifères et les fragments de coquilles étant remplacés par la silice. Au microscope, ces tufs sont constitués essentiellement de cendres volcaniques très fines, sous la forme de matières vitreuses à cryptocristallines-microcristallines acides (association quartzo-feldspathique). Dans la région du Siah-Kuh et du Narreh Khar Kuh où les cendres volcaniques ont été accumulées en milieu continental à lagunaire on observe parfois une dévitrification plus poussée avec passage,

à partir de certains centres, de la pâte vitreuse à un assemblage cryptocristallin quartzo-feldspathique, puis microcristallin (fig. 36) où le quartz se présente parfois en cristaux automorphes, et où une structure fluidale est parfois observable. Ces centres sont d'anciennes bulles de gaz dont quelques unes ont été préservées. Mais la plupart des bulles ont été déformées et étirées dans le sens de la fluidalité, mais aussi perpendiculairement ou obliquement.

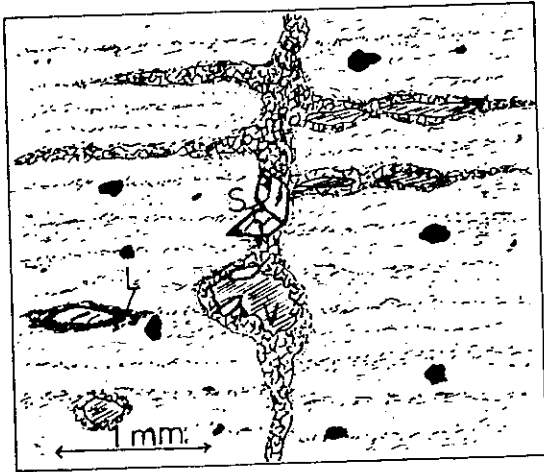


Fig. 36 - S : sphène ; L : leucoxène ; V : vésicule.

Toutefois, l'intercalation de ces nappes de cendres dans des niveaux pyroclastiques, bien stratifiés et granoclassés, caractéristiques de la retombée aérienne ("Ash-fall"), peut s'interpréter par l'existence d'éruptions volcaniennes plus ou moins simultanées avec quelques nuées ardentes. L'éruption du volcan Mayon aux Philippines (30 avril 1968) montre de tels caractères (in Mac DONALD, 1972). Enfin, nous signalons que dans notre région, ces caractères ne se rencontrent pas dans les tufs à cendres des séquences pyroclastiques provenant de nuages éruptifs.

Les cristaux, dans les tufs à cendres, sont moins fréquents. Il s'agit en général de quelques cristaux brisés et anguleux de quartz, de plagioclase et parfois de feldspath alcalin. Des plages de calcite sont également présentes dans certains tufs. Dans les tufs cendreaux du NE de notre région, il y a souvent de petits cristaux plus ou moins automorphes, et parfois maclés, de sphène, d'une couleur jaune verdâtre à brunâtre en L.N., souvent transformés en leucoxène, surtout en bordure du minéral. Les oxydes sont en petits cristaux plus ou moins automorphes (surtout magnétite), et souvent en poussières ou granules dans la matrice; séricite, chlorite et apatite se présentent parfois en faible quantité dans la mésostase.

Composition chimique : Les tufs à cendres, surtout ceux de couleur blanche, sont relativement très purs. Ils forment de nombreux niveaux très nets entre les couches vertes (tufs et laves argilisés, tuffites et sédiments tuffacés). La composition minéralogique et chimique de ces tufs cendreaux, toujours acides, varie entre celle d'une rhyolite et celle d'une dacite.

Cette analyse représente les tufs cinéritiques blancs de la série verte inférieure (E_3) au NW de Kaburan (Tafresh). Ces tufs ne sont pas argilisés, ce qui est indiqué également par la pauvreté relative en Al_2O_3 et par l'étude de ces roches aux R. X. Ils sont aussi très pauvres en K_2O , ce qui confirme l'absence de feldspath potassique.

Tuf cinéritique (NW de Kaburan) 77-E-63

Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	68.61	Q	24.98
Al ₂ O ₃	10.04	Qr	0.53
Fe ₂ O ₃	0.27	Ab	49.24
FeO	0.02	An	1.00
MnO	0.07	Wo	15.97
MgO	0.21	Diop	1.12
CaO	8.31	Hem	0.27
Na ₂ O	5.82	Ilm	0.19
K ₂ O	0.09	Sph	0.34
TiO ₂	0.24	Ap	0.18
P ₂ O ₅	0.08	Eau	7.12
CO ₂	-		
H ₂ O+	7.12		
H ₂ O-	-		
Total	100.88	Total	100.98
CIPW-LACROIX	II: 4, 3 (4), 5 Dacite		
MIDDLEMOST	Dacite		

Quand ce dernier existe soit en cristaux, soit dans la matrice (par exemple, dans la série E₅, NE de notre région) l'altération en argile est caractéristique. La richesse relative de ces tufs en CaO est due à la calcite, dérivant de l'altération des minéraux calciques et parfois du mélange des cendres volcaniques avec un matériel sédimentaire de nature carbonatée. Ces tufs cinéritiques montrent une tendance sodique très nette; mais, par suite de leur pauvreté en K₂O, ils se placent, dans le diagramme Na₂O + K₂O / SiO₂ de KUNO, dans le domaine de la série sub-alkaline.

Tableau 14

1. 2. 2. Tufs à cristaux

Ils se distinguent des tufs à cendres par leur richesse en cristaux divers. Ces derniers, sous la forme de phéno-cristaux brisés et anguleux, forment parfois plus de 30 à 40 % du volume de la roche.

Il s'agit de beaux cristaux corrodés de quartz, de plagioclases acides (souvent oligoclase et albite) parfois argilisés, et moins souvent de feldspath alcalin (sanidine) plus ou moins kaolinisé. Il existe des cristaux pulvérisés de même nature dans la mésostase. La matrice est constituée surtout d'un assemblage quartzo-feldspathique cryptocristallin à microcristallin dans lequel la calcite, les oxydes opaques (surtout hématite, magnétite et parfois leucoxène), et plus rarement chlorite et séricite, ainsi que quelques baguettes d'apatite, sont présents.

Dans les séquences volcano-sédimentaires, les tufs à cristaux sont souvent associés aux tufs à cendres (parfois en alternances) et se placent à la base de ces derniers. Cela explique sans doute une sédimentation par gravité, ce qui est essentiellement en relation avec les retombées aériennes, comme on l'observe aussi dans les zones à tendance continentale.

1. 2. 3. Tufs lithiques

Ce type de tufs existe surtout dans les séquences pyroclastiques E_4 ; leur composition est surtout acide. La matrice de ces tufs est très souvent vitreuse à cryptocristalline. La dévitrification en structure "snow flakes" est ici parfois observable.

Cette matrice est constituée d'une association quartzo-feldspathique, avec des poussières ou petites granules d'oxydes opaques, calcite (parfois en filonnets), chlorite (en paillettes, en sphérolites et parfois en filonnets) et moins souvent en épidote, apatite, poussières vitreuses et éventuellement échardes de verre. Les phénocristaux cassés et anguleux de plagioclase (oligoclase-albite, souvent séricitisé), de feldspath alcalin (kaolinisé), de quartz, sont fréquents dans la pâte. Mais ceux de clinopyroxène, d'amphibole (transformée en chlorite et oxyde de fer) et d'oxydes de fer (magnétite, hématite) se trouvent plus rarement.

En ce qui concerne les fragments lithiques, ils sont anguleux et sont de deux natures: l'une acide (rhyolitique à dacitique) comparable à la composition de la matrice; l'autre basique à intermédiaire; ces derniers sont moins abondants et montrent très souvent une texture microlitique avec un fond vitreux de teinte rouge foncé à sombre, apparemment riche en hématite. Ces fragments microlitiques sont observables aussi dans certains faciès laviques acides (avec une mésostase feldspathique), et ne montrent pas un contact net avec la pâte de ces laves, comme s'ils avaient été en partie assimilés par le magma.

1. 2. 4. Lapillis accrétiés

Ces pisolithes volcaniques sont des masses sphériques et concentriques de cendres volcaniques dont le diamètre est généralement de quelques millimètres à quelques centimètres. Ils ressemblent à des "pellets" parfois légèrement aplatis; l'épaisseur des couches ainsi que le grain des cendres diminuent progressivement vers l'extérieur. MOORE et PECK (1962) ont décrit des variations de 0,5 mm à 0,02 mm pour l'épaisseur, et de 0,1 mm à 0,001 mm pour le grain des cendres. Ces lapillis accrétiés sont souvent les produits d'éruptions phréatomagmatiques avec des projections exceptionnellement riches en vapeur d'eau, résultant d'éruptions à travers la mer, un lac, ou un terrain saturé en eau (WILLIAMS et McBIRNEY, 1979). Dans ce cas, ils se forment notamment par l'accrétion de cendres et de poussières pyroclastiques avec la vapeur d'eau condensée des nuages éruptifs. Le rôle de la pluie dans la formation des lapillis accrétiés est également significatif. En 1924, une chute de pluie pendant l'éruption du Kilauea à Hawaii a provoqué des averses de pisolithes volcaniques de 3 mm (JAGGAR et FINCH, 1924; STEARNS, 1925). De plus une pluie sur des cendres volcaniques fines et encore chaudes peut provoquer des pellets humides; roulés par le vent, ils ramassent d'autres cendres ou d'autres poussières pyroclastiques (comme une boule de neige), et leur volume augmente. Les lapillis accrétiés de l'éruption de la Montagne Pelée en 1902 se sont formés ainsi (LACROIX, 1904).

En tout cas, les lapillis accrétionnés s'accumulent uniquement en milieu continental, ou en milieu aquatique peu profond, car ceux qui tombent dans des eaux profondes se désagrègent et disparaissent (WILLIAMS et Mc BIRNEY, 1979). Cela est bien en accord avec les conditions paléogéographiques des secteurs de notre région où l'on trouve des lapillis accrétionnés. En effet, nous en avons rencontré surtout dans la série verte du NE d'Aran (région de Narreh Khar Kuh) où nous avons déjà signalé (chapitre Stratigraphie) la présence d'une zone lagunaire à continentale. Dans cette région, ils existent à différents niveaux et avec des dimensions variables. Nous pouvons les classer en deux catégories:

- ceux de dimensions millimétrique (souvent entre 1 à 7 mm), existent au sein de tufs cinéritiques blancs et sont caractérisés par leur teinte rouge brunâtre, due à l'altération des poussières opaques en hématite. Généralement, la partie centrale est moins riche en oxyde de fer. La structure concentrique et la diminution de la taille des particules pyroclastiques sont généralement observables. Dans certains cas, ces pisolithes volcaniques, en raison de leur sédimentation en milieu aquatique, ont tendance à se désagréger;
- ceux d'un diamètre de quelques centimètres (5 à 7 cm) forment parfois un niveau indépendant, d'une puissance de 2 à 3 m, où les plus gros sont à la base et passent graduellement vers le haut à des pisolithes moins volumineux. Dans ces niveaux, les matériaux pyroclastiques fins sont moins importants et ces lapillis sont relativement serrés. Le caractère granoclassé est continu et les horizons à lapillis accrétionnés se transforment vers le haut en tufs cinéritiques. Le granoclassement de cette séquence pyroclastique, surtout dans cette zone (aérienne-aquatique peu profonde) s'explique bien par le fait de la retombée aérienne.

En ce qui concerne la formation des lapillis accrétionnés de notre région, elle s'est faite essentiellement par accrétion de cendres et de poussières pyroclastiques dans les nuages éruptifs; puis ils se sont accumulés par gravité avec d'autres matériaux pyroclastiques sous la forme de séquences granoclassées. Toutefois, l'existence de certains éléments grossiers (parfois sableux) qui se sont incrustés à l'extérieur de certains lapillis accrétionnés, montre apparemment un phénomène de roulement pour les boues pisolithiques. Mais son rôle dans l'accrétion des cendres volcaniques n'a pas été essentiel, car l'épaisseur des couches cendreuses provoquées par roulement (caractérisé par une plus ou moins grande irrégularité dans la taille des éléments) est relativement faible. D'autre part, ce phénomène n'est pas généralisé. En ce qui concerne la taille variable de ces lapillis accrétionnés, il nous semble que diverses conditions la contrôlent, par exemple les proportions de la vapeur d'eau et de cendres ou poussières pyroclastiques des nuages éruptifs, l'épaisseur de ces derniers, etc.

Nous signalons également que les lapillis accrétionnés rencontrés sont presque toujours très riches en poussières opaques (essentiellement oxyde de fer) surtout vers l'extérieur. Cette abondance nous paraît correspondre à l'attraction de poussières opaques (à caractère magnétique, et en suspension dans le nuage éruptif) par le nucléus ou la masse cendreuse de la zone centrale, pendant la descente à travers le nuage éruptif. Dans ces tufs à lapillis accrétionnés,

on observe au microscope que seuls les matériaux opaques très fins se sont concentrés dans les lapillis, alors que les débris millimétriques de cristaux opaques se trouvent dans la matrice des tufs.

2. IGNIMBRITES

Le volcanisme ignimbritique, dont le mécanisme de mise en place a été déjà discuté dans les pages précédentes (phase du Lutétien inférieur), se manifeste également au Lutétien supérieur dans l'unité rouge moyenne (E₄). Nous rappelons que cette unité correspond aux mouvements épirogéniques au cours du Lutétien supérieur accompagnés d'un volcanisme de type continental, dont les ignimbrites sont caractéristiques. Ces dernières se présentent surtout dans la région d'Aliabad (environ 15 km à l'E. S. E. de Neyzar), en nappes de quelques mètres d'épaisseur, intercalées dans des dépôts argilo-silteux rouges, plus ou moins tuffacés. Morphologiquement, elles sont bien marquées entre ces dépôts plus tendres. Macroscopiquement, elles sont de couleur rouge violacé, d'un aspect compact et dense, avec de petits cristaux millimétriques blancs de feldspath, souvent orientés dans le sens de la fluidalité de la roche. Les flammes sont ici absentes, et le faciès se rapproche du type ignimbrite-tuffacée (VINCENT, 1960; CAILLAT et al., 1978).

Au microscope, la structure est vitroclastique et bien fluidale, avec une matrice essentiellement vitreuse et plus ou moins argilisée, dans laquelle les échardes de verre flexueuses montrent une déformation plastique au cours de l'écoulement. Ces échardes sont déformées (serrées et aplaties) dans les intervalles et au voisinage (contact inférieur et supérieur) de cristaux et de fragments lithiques. Ailleurs, elles présentent différentes formes flexueuses en x, y, n, c, etc. Les flammes (ou vestiges laviques) de ces ignimbrites ont complètement libéré leurs échardes et sont souvent absentes. Mais dans certains cas, leurs fantômes sont observables avec des bulles encore non éclatées. Les obstacles sont souvent alignés dans la direction de la fluidalité, et représentent un écoulement plus ou moins laminaire; il s'agit de cristaux de plagioclase (oligoclase-albite), séricitisés, parfois presque totalement pseudomorphosés en calcite, et de fragments éparpillés et abondants d'une roche basique à intermédiaire avec un fond sombre (riche en oxydes opaques et matériaux vitreux) dans lequel les microlites de plagioclase se disposent en structure hyalopilitique, mais sont parfois orientés. La calcite est également abondante, en filonnets ou en pseudomorphoses de cristaux et d'échardes. De petites baguettes et aiguilles d'apatite accompagnent la calcite, et sont d'origine pneumatolytique. Une dévitrification légère se manifeste aussi dans les échantillons.

Vers le sommet de cet ensemble, une nappe de couches bréchiques massives, de couleur rose pâle, montre certaines analogies, surtout du point de vue de la composition minéralogique, avec ces ignimbrites. Toutefois, on note les différences suivantes:

- les échardes ne sont pas flexueuses, et se disposent de manière aléatoire;
- la matrice est dévitrifiée en un assemblage cryptocristallin quartzo-feldspathique, tandis que la dévitrification des échardes, qui montrent souvent une structure axiolitique, est relativement poussée;
- les cristaux et les fragments lithiques se disposent également de façon quelconque, avec un aspect turbulent.

Dans ces roches, les enclaves brunâtres et vitreuses acides (parfois légèrement dévitrifiées) dérivent apparemment des niveaux inférieurs;

- le fond vitreux des fragments sombres est légèrement dévitrifié, hématisé et chloritisé.

Ces caractères montrent qu'il s'agit d'un écoulement pyroclastique à régime turbulent, tel que l'a décrit P. M. VINCENT (1974). Dans cette nappe, il n'y a ni stratification, ni classement, les écharde, les cristaux et les enclaves se disposant au hasard. La déformation des écharde est faible et nulle; elles sont relativement épaisses et ne montrent ni aplatissement, ni serrage au contact des obstacles. La dévitrification plus poussée de la matrice et des écharde est due à la présence de volatils, libérés par l'éclatement des bulles.

Composition chimique

La composition chimique de ces ignimbrites montre une matrice intermédiaire, ce qui est dû à l'abondance des xénolithes sombres (apparemment de composition intermédiaire à basique) et de la calcite. La présence de cette

Ignimbrite (région d'Aliabad) 76-E-154			
Oxydes		Norme	CIPW
SiO ₂	60.28	Q	8.81
Al ₂ O ₃	12.24	Or	9.86
Fe ₂ O ₃	2.92	Ab	51.44
FeC	0.52	An	1.17
MnO	0.18	Wo	16.74
MgO	0.18	Diop	0.96
CaO	8.73	Mag	0.81
Na ₂ O	6.08	Hem	2.35
K ₂ O	1.67	Ilm	0.94
TiO ₂	0.50	Ap	0.28
P ₂ O ₅	0.12	Eau	7.43
CO ₂	-		
H ₂ O+	7.44		
H ₂ O-	-		
Total	100.86	Total	100.86
CIPW-LAGROIX		II, (4) 5, 3', 4(5) Andésite	
MIDDLEMOST		Andésite	

Tableau 15

3. LAVES

La part de l'activité effusive dans le volcanisme du Lutétien supérieur, où l'influence de conditions paléogéographiques aquatiques a été dominante, n'est importante que localement: on ne la rencontre que là où un régime continental a régné, par exemple dans l'unité rouge moyenne (E₄) ou dans les zones NE d'Aran (E₅).

Dans notre région, ces roches sont peu abondantes au sein de la série volcano-sédimentaire. Les observations de terrain et au microscope montrent qu'il s'agit souvent d'une mise en place assez superficielle sous la forme de sills ou de lentilles subvolcaniques.

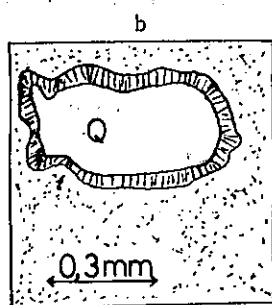
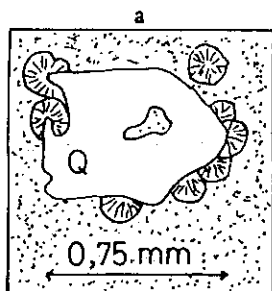
dernière explique la teneur en CaO, et la valeur importante de la perte au feu (CO₂ n'est pas dosé et compris dans H₂O+ d'où la formation de la Wollastonite normative). Les teneurs en alcalins sont relativement élevées, avec une nette tendance sodique, ce qui est en relation avec la composition acide de la matrice de ces ignimbrites (rhyolitique-dacitique), et leur caractère plagioclasiq- acide (albitique-oligoclasiq). Cette richesse en alcalins localise ces roches dans le domaine de la série alcaline, (diagramme de KUNO, 1959).

En milieu aérien à subaérien, le volcanisme acide a eu tendance à s'accumuler en dômes et dômes-coulées que nous étudierons plus loin (p.162). Les coulées de laves et éventuellement les faciès subvolcaniques associés se présentent à différents niveaux des séquences volcano-sédimentaires du Lutétien supérieur, et avec des caractères assez variables; nous allons décrire quelques types caractéristiques.

3.1. Rhyolite à structure sphérolitique

Ce sont des roches hololeucocrates, en couches de quelques mètres vers la partie basale de l'unité (E_3), à l'Ouest de Kabryan (secteur de Tafresh). Ici, elles surmontent les roches basiques de l'unité (E_2).

Au microscope il s'agit de rhyolite à matrice cryptocristalline ou felsitique provenant de la dévitrification du verre, et dans laquelle les sphérolites sont formées de quartz et de feldspath alcalin (argilisé). Il existe parfois des semi-sphérolites qui se sont formées sur les phénocristaux automorphes et corrodés de quartz (fig.37a), qui jouent le rôle de nucléus ou de support pour la croissance très rapide des microcristaux fibreux (BARD, 1980). Ceux-ci proviennent de la dévitrification du verre matriciel, à la suite



d'un super-refroidissement brutal du liquide magmatique acide. On observe également une dévitrification inégale de la matrice elle est plus poussée dans des réseaux anastomosés dus apparemment au passage des phases gazeuses. Dans ce cas, la mésostase cristalline passe progressivement à un assemblage microcristallin. Celui-ci est formé de quartz, de feldspath alcalin, de mica (séricite) et parfois d'apatite, ce qui dénote un apport pneumatolytique tardi-magmatique. Dans ces rhyolites, les phénocristaux constituent environ 15 à 20 % du volume de la roche. Il s'agit de cristaux automorphes et corrodés de quartz, avec très souvent une auréole de verre de couleur brun clair, plus ou moins dévitrifiée en minces fibres perpendiculaires à la bordure du cristal (fig.37b). Il semble que les cristaux de quartz, comme dans le cas des sphérolites, aient servi de support pour ces fibres. Plus rarement, ce phénomène se retrouve autour de phénocristaux de feldspath. Ces derniers (plagioclase) sont souvent épigénisés par la calcite et la séricite. La mésostase est formée de matériaux quartzo-feldspathiques (argilisés), avec un peu d'hématite, de leucoxène, d'apatite, de séricite, de chlorite et de calcite. Dans quelques pores ou cavités de la roche, on observe des cristaux xénomorphes de quartz à la périphérie et de la calcédoine au centre.

Fig. 37 - Q : quartz

Rhyolite à structure sphérolitique (NW de Kaburan) 76-E-28 B			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	82.80	Q	56.98
Al ₂ O ₃	9.86	Or	8.21
Fe ₂ O ₃	0.32	Ab	28.26
FeO	0.02	An	2.18
MnO	0.02	Cor	2.05
MgO	0.08	Ens	0.19
CaO	0.48	Hem	0.31
Na ₂ O	3.34	Ilm	0.08
K ₂ O	1.39	Rut	0.20
TiO ₂	0.25	Ap	0.07
P ₂ O ₅	0.03	Eau	2.03
CO ₂	-		
H ₂ O+	2.03		
H ₂ O-	-		
Total	100.62	Total	100.62
CIPW-LACROIX		I, (2)3, 1(2), 4 Rhyolite orthosi-albitique	

Composition chimique

Ce sont des roches hypersiliceuses avec une teneur élevée en SiO₂ (83 % environ) d'où un pourcentage remarquable en quartz normatif (57 % environ). Il existe également du corindon normatif ce qui découle de la kaolinisation de la matrice vitreuse. La somme des barylites est très faible et montre le caractère hololeucocrate de ces roches. Les teneurs en alcalins sont relativement faibles, et dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂, ces rhyolites se placent dans le domaine de la série subalcaline.

Tableau 16

Il semble que ces roches hypersiliceuses dérivent d'un terme différencié et résiduel acide, enrichi en volatils (présence de minéraux pneumatolytiques, dévitrification poussée).

3.2. Rhyolite à structure felsitique

Ce sont des rhyolites holocristallines, qui se trouvent surtout au SE de Bazerjan (secteur de Tafresh), presque au contact de l'unité rouge moyenne (E₄) et de la série verte supérieure (E₅). Il s'agit d'un faciès hypovolcanique, avec un débit en prismes, en gisement lenticulaire d'une longueur de 2,5 km et d'une épaisseur de 50 à 70 m environ. Cette lentille est intercalée dans les couches tuffacées (E₅), les prismes rhyolitiques étant perpendiculaires aux surfaces de refroidissement.

Au microscope, la pâte est constituée d'un assemblage quartzo-feldspathique dans lequel sont dispersés des granules relativement abondants d'hématite, d'où la teinte rougeâtre de ces rhyolites. Quelques baguettes d'apatite (parfois 0,4 mm), des cristaux fibreux et allongés de zéolite, un peu de leucoxène et de calcite se présentent également dans la pâte. Ces rhyolites ne renferment pas de phénocristaux, mais seulement quelques baguettes d'albite, relativement allongées. L'altération argileuse affecte souvent ces cristaux de plagioclase ainsi que le feldspath alcalin de la pâte.

Composition chimique

Rhyolite (faciès hypovolcanique SE de Bazerjan)77-E-50			
Oxydes		Norme C I P W	
SiO ₂	73.10	Q	25.47
Al ₂ O ₃	13.85	Or	8.15
Fe ₂ O ₃	1.19	Ab	61.40
FeO	0.44	Cor	0.46
MnO	0.02	Ens	0.09
MgO	0.04	Hem	1.19
CaO	0.61	Ilm	0.97
Na ₂ O	7.29	Rut	0.62
K ₂ O	1.38	Ap	0.28
TiO ₂	1.14	Cc	0.90
P ₂ O ₅	0.12	Eau	1.39
CO ₂	0.40		
H ₂ O+	1.39		
H ₂ O-	-		
Total	100.97	Total	100.92
CIPW-LACROIX		I, 4, 1, (4)5	Rhyolite albitique
MIDDLEMOST			Rhyolite

Tableau 17

La composition chimique de ces roches montre une tendance hyper-sodique, ce qui explique l'abondance de plagioclase sodique dans ces rhyolites. Cette tendance s'explique également par le paramètre $S = (4)5$ de la classification de LACROIX, par lequel une affinité albitique est démontrée. Les teneurs en alcalins sont relativement élevées et dans le diagramme $Na_2O + K_2O / SiO_2$ (KUNO, 1959), ces roches tombent dans le domaine de la série alcaline. L'absence de minéraux ferro-magnésiens est décelée par la pauvreté en MgO et FeO. Par contre, il existe un enrichissement relatif en minéraux opaques, surtout titanifères (souvent transformés en leucoxène), que souligne la teneur en TiO₂. Cela correspond peut-être, en partie, à une minéralisation tardive, mise en évidence par le remplissage des petits pores ou cavités de la roche.

3.3. Laves à structure perlitique

Vers l'Est de la région d'Aran (5-6 km environ au S de Koushkou), on observe des coulées sombres, intercalées dans les couches tufacées de l'Eocène. Elles ont une extension de 2,5 à 3 km et une puissance de quelques dizaines de mètres. Ces volcanites forment des bancs massifs à la base, tandis que le sommet montre une texture bréchique, due apparemment à un phénomène de dégazage du magma. Parfois, une altération en boules est également observable dans cet ensemble volcanique.

Les perlites sont constituées généralement de verre volcanique de composition rhyolitique et d'une quantité relativement remarquable d'eau. Typiquement, elles contiennent 2 à 5 % d'eau (R. R. MARSHALL, 1961). Ces roches sont caractérisées par leur structure perlitique, dans laquelle le verre matriciel est découpé par des craquelures sphéroïdales (fissures de retrait). Quant à l'origine des perlites, C. W. CHESTERMAN (1954), sur la base d'études de certains dépôts de Californie, conclut qu'elles dérivent d'obsidienne par introduction de vapeur d'eau. D'après lui, la perlitisation comporte les phases suivantes:

- mise en place d'obsidienne sous la forme de dômes, de sills et de dykes;
- bréchification de l'obsidienne pendant ou après la mise en place;
- introduction de vapeur d'eau et d'altération de l'obsidienne en perlite;
- altération tardive d'une partie de la perlite en argile, et intrusion de rhyolite dans la formation perlitique.

Selon lui, la vapeur d'eau provient des roches encaissantes ou de la cristallisation de la rhyolite. D'après ROSS et SMITH (1955), la faible quantité d'eau existant dans l'obsidienne représente des eaux juvéniles, héritées du magma, tandis que la somme remarquable d'eau dans les perlites correspond à une hydratation postmagmatique. WILFEY et TAYLOR (1950) pensent également que les dépôts perlitiques ne semblent pas être le résultat d'extrusions à la surface et d'un refroidissement rapide; ils décrivent un dyke près de Nathrop, Colorado, qui recoupe des roches granitiques et schisteuses, et qui est formé de perlite et de rhyolite. Ici, on observe que la zone perlitique n'est pas à la bordure du dyke, bordure qui est rhyolitique. Il en résulte que ces perlites se sont formées par altération hydrothermale des rhyolites.

Dans notre cas, la structure perlitique se développe dans la zone moyenne de la coulée, où une vésiculation avancée est également visible. Les vésicules sont ovoïdes et isolées, ou polylobées par expansion et réunion de bulles voisines. L'abondance de ces vésicules donne un aspect de ponce à ces roches, pour lesquelles nous préférons utiliser le terme de "ponce perlitique". Cette poncification indique également la richesse de ces laves en volatils. La présence effective de ces derniers dans le magma a diminué sa viscosité, et permis aux bulles de gaz une croissance suffisante pour se réunir en bulles polylobées. Quant à la zone supérieure de la coulée, l'expansion des phases gazeuses y rencontre une viscosité plus élevée (due au refroidissement plus rapide), et par suite une rupture semble être intervenue (faciès-bréchique). Dans la zone inférieure, il n'existe ni structure perlitique, ni vésiculaire.

L'absence de vésiculation y correspond peut-être à la pression lithostatique qui a empêché l'expansion des phases gazeuses, l'ascension des bulles de gaz, etc.

Au microscope, la matrice vitreuse de ces roches est dévitrifiée en un assemblage cryptocristallin quartzo-feldspathique, où le feldspath est essentiellement potassique, ce qui est confirmé par l'examen en sections colorées et par la composition chimique. Les oxydes opaques sont relativement abondants dans la matrice. Il s'agit de granules dispersés dans les zones inférieure et supérieure de la coulée; mais dans le faciès perlitique, ils sont accumulés dans les craquelures perlitiques et à la périphérie des vésicules. Cela est dû aux gaz qui ont déposé leur charge dans les fissures de tension ou à la périphérie des vésicules. Dans cette zone perlitique, la phase vapeur aurait eu un rôle de lessivage des minéraux opaques de la matrice car, par rapport aux niveaux inférieur et supérieur, la mésostase est beaucoup plus pauvre en oxydes opaques. Les minéraux opaques dans ces roches sont souvent l'hématite, le leucoxène, et quelques aiguilles de rutile. On trouve encore dans la matrice un peu de calcite, de chlorite, quelques baguettes d'apatite, et du verre (surtout dans le faciès perlitique). Les phénocristaux ne constituent que 5 à 7 % du volume de la roche. Il s'agit surtout d'oligoclase (0,5 - 0,6 mm) parfois remplacé par albite, quartz, calcite et séricite. Les vésicules, sauf à leur périphérie, sont essentiellement remplies par la calcite (75 %) et le quartz (25 %). Dans le faciès bréchique, la composition minéralogique globale est identique, mais les cristaux montrent un aspect clastique et craquelé; on y trouve aussi quelques fragments lithiques à structure microlitique.

En général, les observations de terrain et au microscope nous montrent que ces laves ont subi un refroidissement relativement rapide dans la totalité de leur volume (matrice vitreuse) mais leur dévitrification peut être le résultat de l'hydratation de ces verres volcaniques. Selon R. R. MARSHALL (1961) la vitesse de dévitrification à basse température (20° C environ) est de l'ordre de 4-5 μ pour 100 millions d'années, mais en présence d'eau (cristallisation hydrothermale) et à une température de 300 ° C environ, le temps nécessaire est beaucoup plus court (fig. 38). Dans notre région,

c'est-à-dire en milieu aquatique, l'hydratation de ces laves et la dévitrification consécutive se sont effectuées essentiellement au cours de leur mise en place, alors que la température de la coulée de lave était suffisamment élevée. De plus, cette coulée de lave était intercalée dans des tufs datés du Biarritzien (voir chapitre Stratigraphie) ce qui représente à peu près 45 Ma; ce qui n'est sans doute pas suffisant pour la dévitrification avancée de ces laves à basse température.

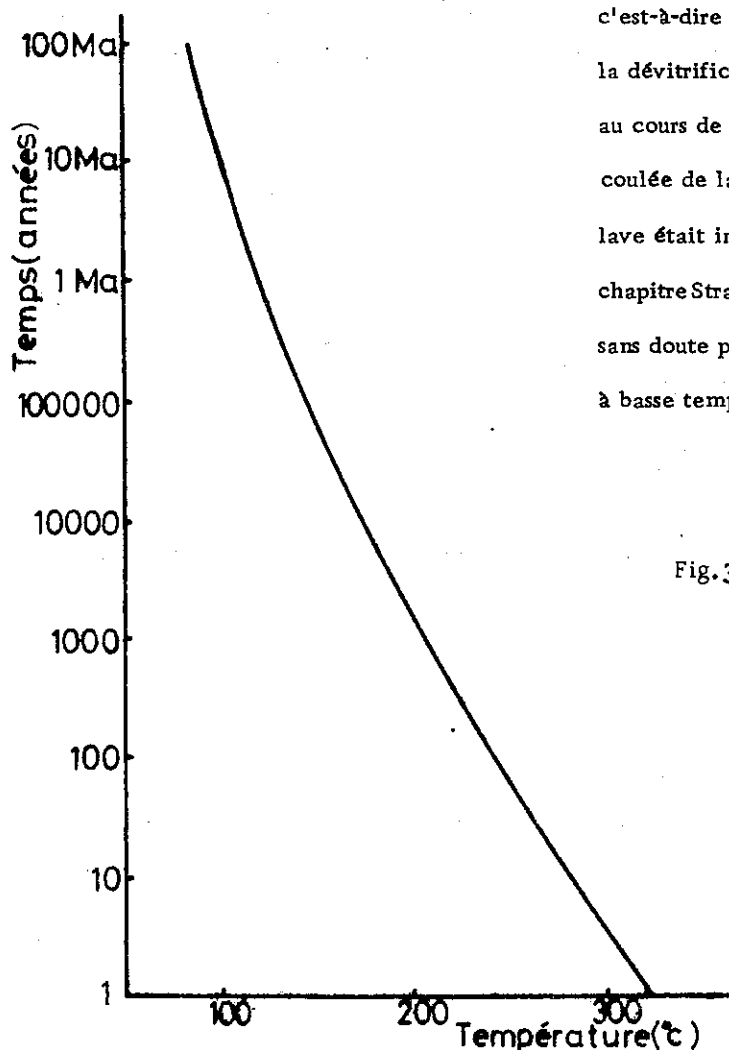


Fig. 38 - Temps nécessaire pour la dévitrification hydrothermale de perlite à 100 microns de profondeur en fonction de la température (d'après MARSHALL, 1961).

tel: 00509888, version 1, 17-Aug-2010

Composition chimique

Le tableau ci-dessous montre la composition chimique des perlites de la région étudiée et la moyenne de 20 analyses

Perlite (S. de Koushkou) 77-E-417				Moyenne de 20 analyses (perlites)	
Oxydes		Norme CIPW			
SiO ₂	60.67	Q	16.88	SiO ₂	71.88
Al ₂ O ₃	11.98	Or	45.79	Al ₂ O ₃	12.73
Fe ₂ O ₃	2.45	Ab	13.96	FeO ₃	1.65
FeO	0.40	An	2.39	FeO	0.96
MnO	0.12	Wo	5.53	-	-
MgO	0.15	Diop	0.80	MgO	0.35
CaO	7.67	Hem	2.45	CaO	1.26
Na ₂ O	1.65	Ilm	1.10	Na ₂ O	2.93
K ₂ O	7.75	Sph	0.58	K ₂ O	4.35
TiO ₂	0.82	Ap	0.68	-	-
P ₂ O ₅	0.29	Cc	7.00	-	-
CO ₂	3.08	Eau	3.38	-	-
H ₂ O+	3.39			Perte au	3.84
H ₂ O-	-			feu	
Total	100.42	Total	100.60		
CIPW-LACROIX		'II, 4, 3, 2	Dacite		
MIDDLEMOST		Trachyte		Rhyolite	

Tableau 18

d'obsidiennes perlitiques typiques (d'après KING, 1948). Les perlites ont généralement une composition rhyolitique, mais aussi parfois dacitique (MARSHALL, 1961), comme c'est le cas de notre perlite. Celle-ci montre également une tendance hyperpotassique révélée par sa valeur élevée en K₂O et en orthose virtuelle. La richesse de la roche en CaO est due à l'abondance de vésicules remplies essentiellement par la calcite, et qui donne également un aspect moins acide à cette composition chimique globale (dacitique), tandis que la composition minéralogique de la matrice est vraisemblablement rhyolitique. Ces roches, en raison de leur teneur élevée en alcalins, se placent dans le domaine de la série alcaline (diagramme de KUNO, 1959). De plus, dans le diagramme K₂O/SiO₂ de PECCERILLO et TAYLOR (1976), notre perlite tombe dans le domaine des roches banakitiques.

4. DOMES, DOMES-COULEES ET FACIES ASSOCIES

Dans le Lutétien supérieur l'activité effusive de ce type se manifeste dans les zones où la tendance continentale devient nette. Les laves de composition acide s'accumulent en formes dômeennes, mais aussi, parfois, s'écoulent latéralement pour constituer un dôme coulée.

Du point de vue minéralogique et chimique, les roches correspondantes sont les unes dacitoïdiques, les autres rhyolitiques.

4.1. Dacitoïdes

Ces roches existent uniquement dans l'unité rouge moyenne (E₄) et se présentent en quelques affleurements isolés, surtout au Nord de Sarabadan. Elles sont de teinte gris à rosâtre, avec une pâte aphanitique dans laquelle baignent certains cristaux de plagioclase et de pyroxène.

Au microscope, les phénocristaux représentent environ 25 % du volume de la roche et apparaissent de manière individuelle, mais aussi en agrégats doléritiques. Le plagioclase forme environ 60-65 % des phénocristaux. La composition minéralogique est la suivante:

Plagioclase: il s'agit de cristaux tabulaires, automorphes à subautomorphes de 1,5 à 2 mm, qui sont souvent corrodés, soit en bordure, soit à l'intérieur du cristal par la matrice acide. La composition varie du labrador (An 65), à l'andésine (An 46), avec une prédominance pour la composition laboradorique. Il existe des inclusions de clinopyroxène. Les plagioclases sont transformés surtout en séricite, mais aussi en chlorite et en calcite.

Clinopyroxène: cristaux automorphes à subautomorphes d'acmite-augite (détermination par R.X.), avec la macle $h_1(100)$, parfois répétée, $Z \wedge C = 43^\circ$, et légèrement verdâtres en L.N.. Ces clinopyroxènes ont été aussi déséquilibrés montrant des traces de corrosion, avec des bordures parfois arrondies. Leur déstabilisation engendre essentiellement de la calcite, avec hématite, leucoxène et chlorite. Certains sont transformés en hornblende brune.

Mésostase: elle a une composition minéralogique rhyolitique. Il s'agit d'une syncristallisation eutectique de quartz et d'orthose (détermination par RX et coloration sélective) engendrant une structure micropegmatitique. La matrice renferme des petits grains d'oxydes de fer, de leucoxène, de chlorite, d'amphibole brune secondaire, de pyroxène et d'apatite.

Composition chimique

Ce sont des laves saturées acides à tendance intermédiaire, relativement riches en K_2O , ce qui les place sur le diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) dans le domaine des roches andésitiques riches en potassium. De plus, sur le

diagramme $Na_2O + K_2O / SiO_2$, ces roches tombent dans le domaine de la série calco-alcaline, ce qui s'accorde avec leurs caractères minéralogiques, (présence de phénocristaux de plagioclase zonés de phénocristaux de clinopyroxène, structure porphyrique, etc.). Mais leur teneur en Al_2O_3 , par rapport à celle des termes intermédiaires de cette série (andésite, dacite), est relativement plus faible (généralement $< 17\%$). Enfin, certaines variations de la quantité des phénocristaux (qui apparaissent en agrégats doléritiques ou isolés) peuvent se répercuter sur les valeurs de MgO , CaO et Al_2O_3 .

Dacitoïdes du Nord de Sarabadan					
Oxydes			Norme		
	76. E. 10	JH. 337	CIPW	76. E. 10	JH. 337
SiO_2	62.03	61.44	Q	18.27	19.28
Al_2O_3	15.35	14.66	Or	17.90	13.59
Fe_2O_3	3.41	3.85	Ab	29.36	30.03
FeO	2.82	2.78	An	15.23	17.27
MnO	0.13	0.11	Cor	0.77	-
MgO	3.20	2.09	Diop	-	5.97
CaO	3.65	5.38	Heden	-	0.67
Na_2O	3.47	3.55	Ens	7.96	2.43
K_2O	3.03	2.30	Ferros	1.36	0.31
TiO_2	0.75	0.88	Mag	4.94	5.58
P_2O_5	0.14	0.15	Ilm	1.42	1.67
CO_2	0.31	-	Ap	0.33	0.35
H_2O^+	1.98	1.76	Cc	0.70	-
H_2O^-	-	0.16	Eau	1.98	1.92
Total	100.27	99.11	Total	100.27	99.11
CIPW-LACROIX	76-E-10: 'II, 4, '3, (3)4		Dacite		
	JH-337: 'II, 4, 3, 4		Dacite		
MIDDLEMOST	76-E-10: Dacite andésitique				
	JH-337: Dacite andésitique				

Tableau 19.

4.2. Rhyolites

Ces roches acides se présentent sous la forme de dômes, et parfois de dômes-coulées, surtout dans la région de Siah-Kuh et de Narreh Khar Kuh. Elles sont les témoins relativement rares de l'activité effusive du volcanisme acide lutétien (E₅), au cours duquel les phases explosives ont été dominantes. Dans la région sud du Siah-Kuh, la phase extrusive se manifeste à la suite d'une période d'activité explosive du type vulcanien, dont témoignent des cendres volcaniques très fines. Les rhyolites se présentent à travers ces formations cendreuses. Au voisinage de ces rhyolites, une altération hydrothermale plus ou moins poussée est probablement un effet tardi-magmatique de cette phase extrusive. Les cendres rhyolitiques, ainsi que les rhyolites ont été kaolinisées. Les roches rhyolitiques, elles-mêmes représentent un diaclasage relativement intense. Macroscopiquement, dans la matrice aphanitique de la roche, les phénocristaux de quartz sont observables.

Dans la région de Narreh Khar Kuh, les rhyolites montrent également une texture porphyrique. Ici, l'extrusion dôméenne donne latéralement une coulée de lave. Cette extrusion rhyolitique s'est alignée dans une direction presque E-W, probablement à la faveur d'une fracture de même sens. Au voisinage du dôme, une silicification semble s'être développée dans les roches encaissantes (tufs). Vers l'W, ces rhyolites se manifestent sous la forme d'une coulée, intercalée dans les couches tuffacées de (E₅).

Nous rappelons que pendant la mise en place de ces laves rhyolitiques, un milieu continental à aquatique peu profond (lagunaire et côtier) régnait dans ces régions (Siah-Kuh, Narreh-Khar Kuh). Les dômes se sont mis en place apparemment dans les zones continentales. Mais parfois, comme dans le cas de la région de Narreh Khar Kuh, leur extension latérale s'est dirigée vers le milieu aquatique, dans lequel, comme nous allons le voir, la coulée de lave subit une poncification (coulée bulleuse), puis se transforme en un faciès vitroclastique. Celui-ci est l'équivalent des coulées pyroclastiques sous-marines décrites par CAILLAT et al. (1978) pour désigner des faciès semblables à ceux du milieu aérien, c'est-à-dire les ignimbrites. Ces auteurs ont mis en évidence l'évolution d'une coulée de lave très vésiculée vers un faciès vitroclastique à échardes et cristaux, tronçonnés, et finalement vers des turbidites.

Dans notre région, nous avons pu suivre l'évolution complète des rhyolites porphyriques de la région de Narreh Khar Kuh, à partir d'une lave porphyrique et non poncifiée représentant l'extrusion dôméenne (à l'Est) jusqu'à un faciès vitroclastique à échardes et cristaux brisés, intercalé dans la série verte (E₅). Sur le terrain, ces roches sont caractéristiques par leur texture porphyrique, leur aspect massif, et leur teinte qui varie du gris clair à rosâtre pour le faciès de dôme, à verdâtre pour le faciès vitroclastique, grâce à l'argilisation du verre volcanique en présence d'un milieu aquatique. Au microscope aussi, leurs caractères sont évolutifs et nous décrivons les trois principaux faciès suivants:

4. 2. 1. Faciès lavique

Il s'agit de laves rhyolitiques, non vésiculées, à structure porphyrique, qui constituent l'extrusion dôméenne. Les phénocristaux de ce faciès sont souvent automorphes et ne montrent aucun signe de cassure (à l'inverse de ce qu'on trouve dans les autres faciès). Ils constituent environ 25 à 30 % du volume de la roche et sont formés des minéraux ci-dessous:

Quartz: il s'agit de cristaux automorphes et limpides, avec de beaux golfes de corrosion (par le verre de la matrice), dont la taille atteint parfois 2 - 5 mm. Ils renferment parfois des inclusions d'apatite. Le quartz forme 40 - 45 % des phénocristaux.

Sanidine: cristaux automorphes à subautomorphes, tabulaires, à macle de Carlsbad, limpides, craquelés, à $2\bar{V}$ faible ($10^\circ - 15^\circ$), et atteignant parfois 4-4,5 mm. Ces cristaux sont en partie pseudomorphosés par un peu de calcite, de séricite, et des minéraux opaques (oxyde de fer et leucoxène).

Mésostase: le verre de la matrice est plus ou moins dévitrifié en un assemblage quartzo-feldspathique très fin (structure felsitique) dans lequel le feldspath alcalin est essentiellement potassique (confirmé par section colorée). Dans le dôme de la région sud de Siah-Kuh, la dévitrification engendre des sphérolites, formés de fibres de feldspath alcalin (potassique) et de quartz. Partout, le feldspath alcalin est relativement kaolinisé. On trouve encore dans la matrice des granules d'hématite et de leucoxène, un peu de calcite (parfois en filonnets), de séricite et de chlorite, ainsi que quelques baguettes d'apatite.

4. 2. 2. Faciès poncifié

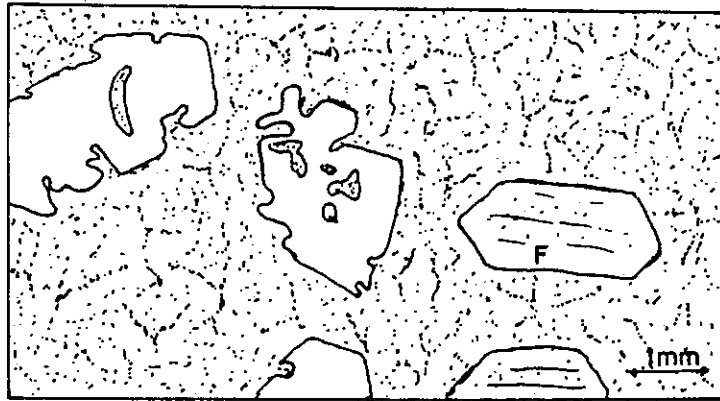
Ce faciès représente un stade intermédiaire entre les laves rhyolitiques que nous venons de décrire et le faciès vitroclastique. La composition minéralogique est identique à celle du faciès lavique, mais certains caractères sont ici spécifiques:

Bréchification: les phénocristaux (quartz et sanidine) sont fissurés, brisés et tronçonnés;

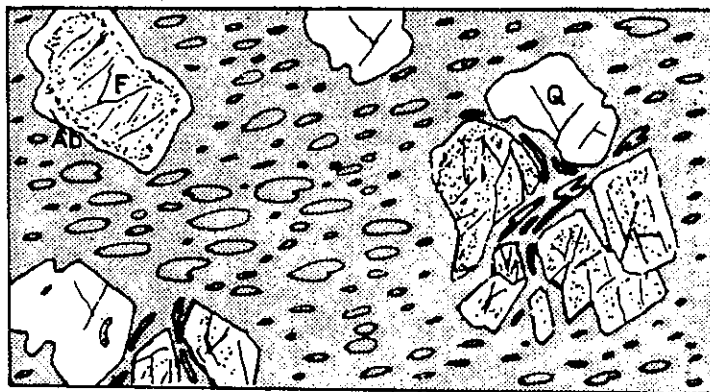
Altération: les cristaux de sanidine montrent une albitisation sur les bordures et le long des fissures. Cette albite apparaît parfois en auréole limpide (fig. 39) autour du feldspath potassique qui est plus ou moins taché par les minéraux argileux. La néoformation d'albite se produit en milieu basique, alcalin, à forte activité de l'ion Na^+ , et ce milieu est compatible avec celui des néoformations de chlorite (YERLE, 1978). Dans notre cas, la chloritisation s'est également produite dans la matrice, et elle est surtout concentrée dans les vésicules. Ces transformations s'accompagnent également de certains changements (par exemple, libération du potassium du feldspath, faible mobilité de l'aluminium, etc.) sur lesquels nous reviendrons ultérieurement lors de l'étude de la composition chimique. Ces altérations ont été favorisées par le milieu aquatique (lagunaire), car le faciès lavique, demeuré hors de la lagune, ne montre pas ce type d'altération.

Vésiculation: le verre de la matrice est ici très vésiculé, et le terme de lave mousseuse serait adéquat pour désigner cette poncification avancée. La sursaturation de ces laves en gaz ne semble pas provenir seulement de gaz magmatiques, mais aussi de la vapeur d'eau empruntée au substratum lagunaire, ce qui est confirmé par le fait que le faciès lavique, demeuré sur la terre ferme, n'est pas vésiculé. Ce phénomène s'est produit alors que la température de la lave était

1



2



3



Fig. 39 - Passage d'une lave rhyolitique (1) à un faciès poncifié (2), puis à un faciès vitroclastique (3).
Q = Quartz; F = Feldspath potassique; Ab = Albite.

suffisamment élevée, pour que son hydratation puisse se faire d'une manière efficace, ce qui est une des conditions favorables à l'expansion des verres (HARMAND, 1976, in CAILLAT et al., 1978). De plus, l'équilibre entre la viscosité de ces laves acides et cette vésiculation avancée est en partie dû à une température relativement élevée, sinon la rupture des bulles se produirait, le refroidissement augmentant la viscosité du verre. C'est ce qui s'est produit dans le faciès vitroclastique: les échardes sont des reliques des parois éclatées.

La vésiculation se présente sous différentes formes, même au niveau de l'échantillon microscopique. On observe des vésicules sphériques, ovoïdes et polylobées, lorsque le verre de la matrice occupe une part importante, et en l'absence de phénocristaux. Au contraire, dans les zones où ces phénocristaux sont abondants et serrés, les bulles montrent des formes étirées et allongées (fig. 39). Parfois, les phénocristaux sont si rapprochés, et le verre matriciel est si réduit entre eux, que peut-être le terme de "pseudocumulat" serait convenable pour désigner la structure; car cette répartition locale des phénocristaux, par rapport au faciès lavique (où ils sont normalement répartis), est tout à fait anormale; il semble que l'expansion du verre matriciel ait provoqué l'agglomération locale des phénocristaux, en suspension dans le liquide et par suite la création de zones pauvres et de zones riches en phénocristaux. Dans ces dernières, au cours du gonflement, la compression du liquide entre les phénocristaux donne des vésicules déformées, étirées, fléchies, etc. Dans les zones de compression maximale, il n'y a plus de bulles car elles ont été complètement aplaties par le serrage des cristaux.

4. 2. 3. Faciès vitroclastique

Le faciès poncifié est un stade critique ou intermédiaire entre le faciès lavique et le faciès vitroclastique. Le refroidissement rapide de ces laves, en présence d'eau, produit un verre visqueux qui ne permet plus aux bulles de gaz de se dilater. Dans ce cas, il n'y a pas de choix; ou bien ces bulles éclatent et forment des échardes de verre, si la force d'expansion du gaz dépasse le seuil de résistance des parois; ou bien elles n'éclatent que partiellement ou pas du tout, donnant respectivement des ponces plus ou moins riches en échardes, ou des ponces rhyolitiques.

L'étude microscopique du faciès vitroclastique montre qu'il est formé de ces derniers éléments (échardes + fragments ponceux). Mais les fragments ponceux sont relativement moins fréquents et réduits à une taille millimétrique. Les phénocristaux brisés sont répartis d'une manière quelconque (parfois des phénocristaux de quartz automorphes et non brisés sont encore observables).

La matrice est formée d'un assemblage quartzo-feldspathique, cryptocristallin à microcristallin, avec des échardes également dévitrifiées, qui présente parfois une structure axiolitique. Les minéraux argileux, la chlorite (cryptocristalline) et la calcite sont les minéraux secondaires les plus fréquents. La teinte verte de ce faciès comme nous l'avons déjà dit, est due à l'argilisation et à la chloritisation de la matrice vitreuse (ici dévitrifiée) et du feldspath alcalin.

Composition chimique

Les analyses chimiques présentées ici sont caractéristiques du faciès dôme du Siah Kuh (éch. 77-E-80) ainsi que du faciès lavique (éch. 77-E-82) et poncifié (77-E-637) du Narreh Khar Kuh.

Rhyolites du Siah Kuh (77-E-80) et du Narreh Khar Kuh (77-E-82 et 637)							
Oxydes	77. E. 80	77. E. 82	77. E. 637	Norme CIPW	77. E. 80	77. E. 82	77. E. 637
SiO ₂	82.35	75.29	69.76	Q	59.20	38.16	28.85
Al ₂ O ₃	9.28	12.64	14.33	Or	32.73	48.10	46.26
Fe ₂ O ₃	0.26	0.87	1.11	Ab	1.52	5.66	9.22
FeO	0.01	0.05	0.10	An	2.00	4.71	8.40
MnO	0.00	0.03	0.03	Cor	2.25	0.99	0.98
MgO	0.02	0.03	0.65	Ens	0.04	0.07	1.61
CaO	0.43	0.99	1.76	Hem	0.26	0.87	1.11
Na ₂ O	0.18	0.67	1.09	Ilm	0.02	0.16	0.27
K ₂ O	5.54	8.14	7.83	Rut	0.04	0.12	0.05
TiO ₂	0.06	0.21	0.20	Ap	0.04	0.07	0.11
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.05	Eau	2.65	1.40	3.07
CO ₂	-	-	-				
H ₂ O ⁺	2.65	1.40	3.07				
H ₂ O ⁻	-	-	-				
Total	100.80	100.35	99.98	Total	100.80	100.35	99.98
CIPW-LACROIX		77. E. 80: I, (2)3, 1(2), 1			Rhyolite		
		77. E. 82: I, 3(4), (1)2, 1(2)			Rhyolite		
		77. E. 637: I, 4, 2, 2			Rhyolite		
MIDDLEMOST		77. E. 80: Rhyolite					
		77. E. 82: Rhyolite					
		77. E. 637: Rhyolite					

Tableau 20

On observe qu'il s'agit de laves rhyolitiques à caractère hyperpotassique. Cela est déjà confirmé par la composition minéralogique de ces roches (phénocristaux de sanidine et matrice riche en F K, mis en évidence par sections colorées). Egalement, une tendance hypersiliceuse existe, surtout par les rhyolites du Siah Kuh, ce qui s'exprime minéralogiquement par l'abondance des phénocristaux de quartz et des sphérolites de mésostase dévitrifiée, formés surtout de fibres de quartz.

La comparaison entre la composition du faciès lavique et du faciès poncifié est aussi significative. Le second montre une diminution de la teneur en silice et, en revanche, une augmentation surtout en alumine, Na₂O, MgO, perte au feu, etc. Ces changements semblent être essentiellement en relation avec l'altération de ce faciès. La chloritisation s'est produite aux dépens des alumino-silicates, chez lesquels la mobilité faible de l'aluminium s'accompagne d'une libération du potassium et de la silice. Quant à l'albitisation des feldspaths potassiques, un

apport de sodium, une libération du potassium, une mobilité faible de l'aluminium (YERLE, 1978), etc., peuvent être soulignées. Dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (KUNO, 1959), à l'exception du faciès hypersiliceux du Siah Kuh relativement pauvre en alcalins (surtout Na_2O), les rhyolites de la région du Narreh Khar Kuh, surtout grâce à leurs teneurs élevées en K_2O , se placent dans le domaine de la série alcaline.

5 - CONCLUSION

Le volcanisme du Lutétien supérieur est caractérisé par la prédominance des produits volcaniques acides, parmi lesquels les dépôts pyroclastiques sont prédominants. L'importance de l'activité explosive est étroitement liée aux conditions paléogéographiques, si bien que les explosions phréatomagmatiques jouent un rôle capital. Les centres d'éruption ont été concentrés, soit en milieu subaquatique peu profond, soit en milieu aérien, mais humide (présence par exemple d'une nappe phréatique). Les explosions ont été souvent très violentes, témoin l'importance des produits pyroclastiques anguleux et très fins (cendres volcaniques). Elles montrent souvent les caractères d'une activité du type vulcanien. Ces cendres volcaniques sont réparties par les nuages éruptifs sur de vastes régions et forment parfois des niveaux de nature purement volcanique. Parfois, l'argilisation de ces matériaux volcaniques acides leur confère une valeur économique (bentonite).

Bien que les séquences pyroclastiques de cette époque dérivent essentiellement d'un dynamisme par retombées aériennes, certains écoulements pyroclastiques ne sont pas à exclure.

En ce qui concerne les phases effusives, elles sont moins fréquentes. Mais elles se manifestent surtout dans les zones à tendance continentale, sous différentes formes, telles que les extrusions dômes, les dômes-coulées et les coulées, ainsi que sous des formes subvolcaniques (sills, lentilles). Les phases effusives, comme leurs partenaires pyroclastiques, montrent essentiellement une composition rhyolitique, mais une tendance intermédiaire (dacitoïde) apparaît au sein de l'unité rouge moyenne (E_4). Ce terme dacitoïde présente, du point de vue minéralogique, des phénocristaux basiques (clinopyroxène, labrador) qui ont été en déséquilibre dans une matrice à composition rhyolitique (association micropegmatitique de quartz et de feldspath alcalin). Ce déséquilibre est surtout marqué par une corrosion plus ou moins développée de ces phénocristaux, ce qui, selon BARD (1980), est souvent l'indication d'un processus réactionnel de remise en équilibre des minéraux sous de nouvelles conditions thermodynamiques ou physico-chimiques. De plus, les phénocristaux sont remplacés partiellement ou totalement par chlorite, calcite, hématite, hornblende, etc. Ces caractères étaient fréquemment observables dans les termes intermédiaires du Lutétien inférieur. Géochimiquement, ces termes rhyolitiques et dacitoïdes montrent des teneurs assez variables

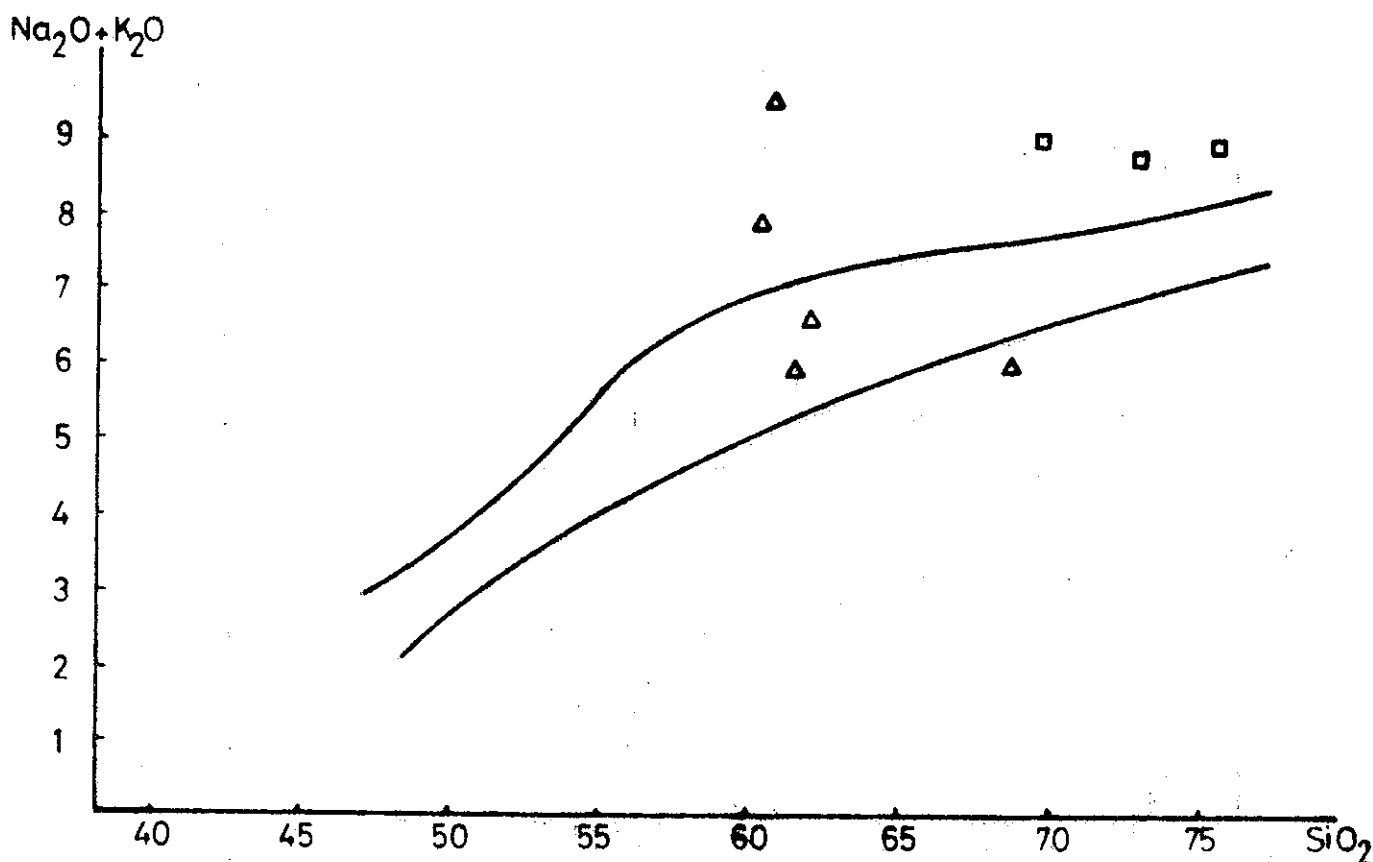


Fig. 40 - Diagrammes alcalins / SiO₂ (KUNO, 1959) montrant la répartition des roches rhyolitiques (□) et dacitoïdiques (Δ) du Lutétien supérieur (unités E₃, E₄, E₅).

en alcalins, ce qui est marqué par une dispersion des points représentatifs. Une majorité de ces roches se localisent dans le domaine de la série alcaline, avec une tendance tantôt hyperpotassique, tantôt hypersodique. Au contraire, les rhyolites hypersiliceuses de notre région indiquent une faible concentration en alcalins, en fonction de la concentration en silice. Quant aux laves dacitoïdiques (à phénocristaux de clinopyroxène et de labrador), elles appartiennent à la série calco-alcaline.

Dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), les termes acides (rhyolitiques) sont répartis vers un pôle hyperpotassique, comme les roches du NE d'Aran, ou bien dans le domaine des rhyolites pauvres en potassium (fig. 41). Par contre, ces dernières montrent souvent une tendance hypersodique, et sont concentrées surtout dans la sous-zone centrale (secteur de Tafresh). Cela indique apparemment deux types de rhyolites: l'un hyperpotassique mais pauvre en sodium, et l'autre hypersodique mais pauvre en potassium. Dans les laves intermédiaires (N de Sarabadan), les teneurs des deux alcalins sont plus équilibrées (moyenne $\frac{K_2O}{Na_2O} = 0.75$), et leur richesse en potassium (pour les andésites riches en K) est due à l'abondance du feldspath alcalin potassique dans la matrice acide.

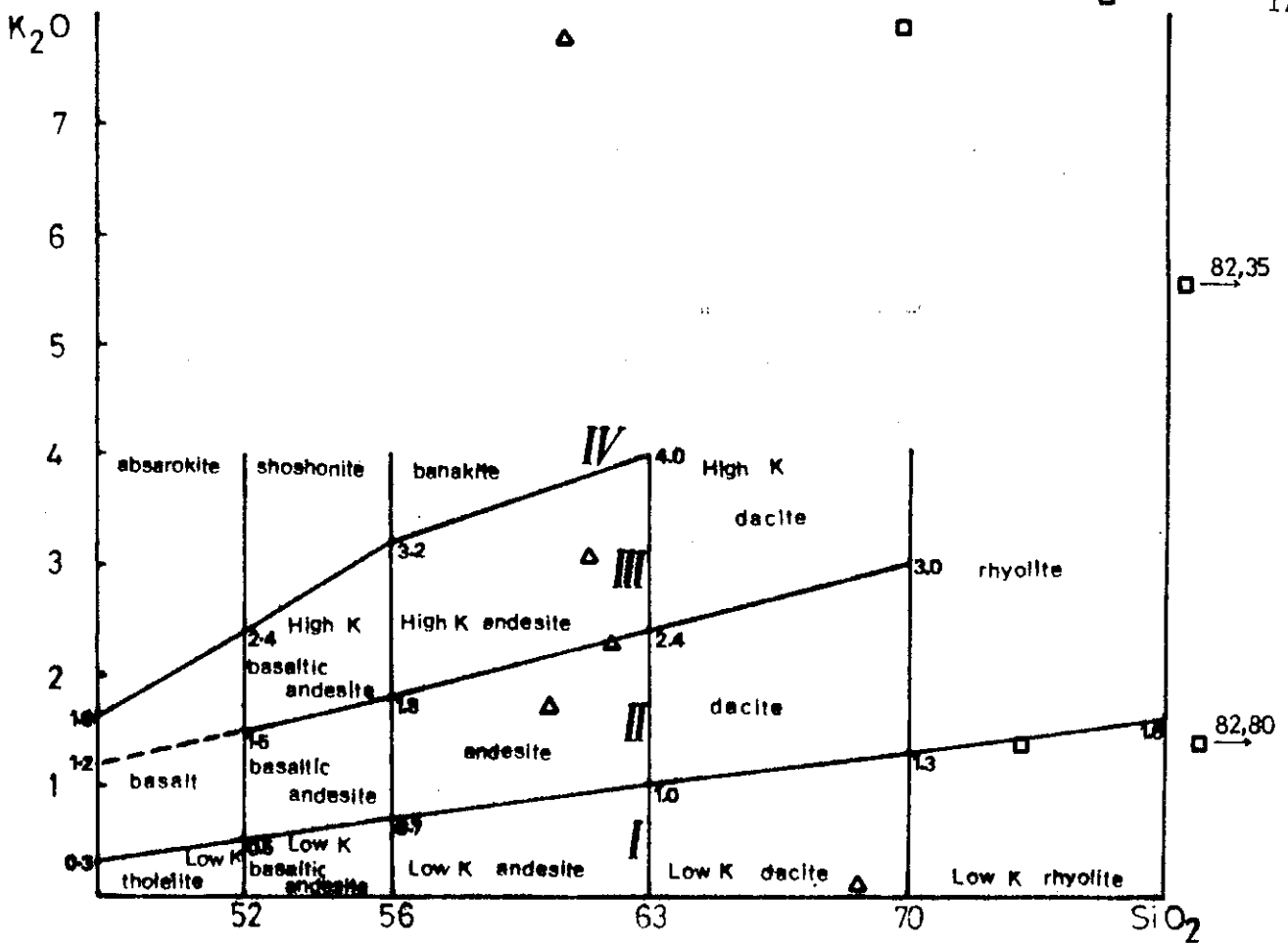


Fig. 41 -Diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) des roches volcaniques du Lutétien (mêmes symboles qu'en fig. 40). I (Domaine de la série tholéiitique), II et III (respectivement série calco-alkaline et calco-alkaline riche en K), IV (série shoshonitique).

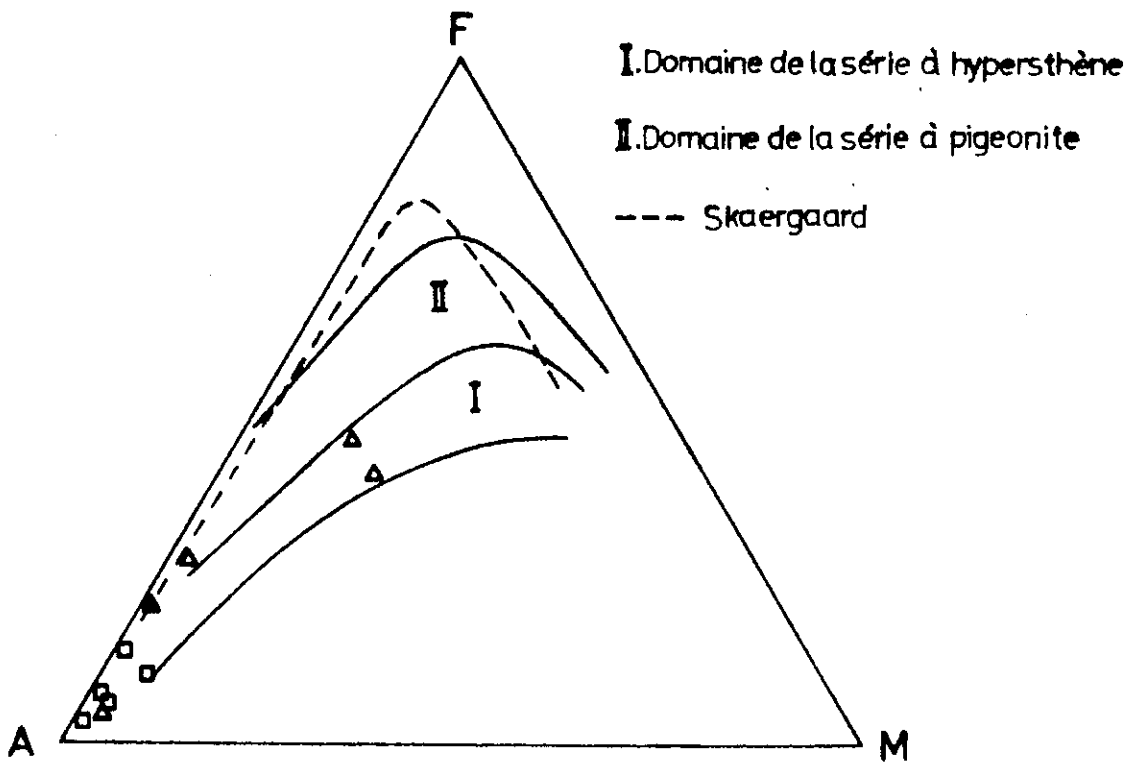


Fig. 42 -Diagramme A F M des roches volcaniques du Lutétien supérieur (mêmessymboles que ceux de la fig. 40)

tel:00509888, version 1 - 17-Aug 2010

Enfin la dispersion des points représentatifs dans ce diagramme ne nous permet pas d'envisager une corrélation entre K_2O et SiO_2 .

Dans le diagramme AFM, les roches volcaniques du Lutétien supérieur montrent un enrichissement rapide et fort en alcalins (de 41 à 96 %). De plus, aucun enrichissement en fer n'est observable, ce qui est un caractère de la série calco-alcaline.

CHAPITRE V - PHASE VOLCANIQUE DE L'EOCENE SUPERIEUR

A cette époque, le volcanisme de l'Eocène retrouve une importance nouvelle: la variété des faciès, la distribution sur de vastes régions, la puissance remarquable (parfois plus de 1 000 m), la diversité du dynamisme etc., sont des caractères que nous avons déjà signalés en partie dans le chapitre stratigraphie. Les volcanites de l'Eocène supérieur sont de type acide ou intermédiaire à basique, chacun pouvant se présenter sous différents faciès.

1. EMISSIONS ACIDES

Elles se manifestent dans les différents niveaux de l'Eocène supérieur: il s'agit de pyroclastites, de nappes ignimbritiques et de laves.

1.1. Pyroclastites

En règle générale, les termes grossiers, de couleur rouge, sont proches des points d'émission parfois intercalés entre des sédiments de type continental. Ils sont caractéristiques d'un milieu aérien. Par contre, les éléments pyroclastiques fins, de teinte verte à grisâtre, plus ou moins argilisés, sont souvent éloignés de leur source. Ils sont interstratifiés dans des dépôts caractéristiques d'un milieu marin peu profond. Il existe, en outre une variation latérale entre les termes pyroclastiques grossiers et fins, qui peut être suivie dans divers secteurs de la région.

Verticalement, les séquences pyroclastiques proviennent de projections volcaniques présentant des variations progressives régulières et souvent rythmiques entre des faciès grossiers (bréchiques) et fins (cinéritiques). Au contraire, les termes dus aux écoulements pyroclastiques sont mal classés et mal triés, sans stratification nette et d'épaisseur relativement variable. Toutefois, dans ce type de mise en place, l'évolution latérale par fragmentation progressive des "éléments vivants" (par exemple, fragments ponceux éclatant par expansion de leurs bulles de gaz), et la chute des fragments passifs (par exemple, débris lithiques) aboutit à des dépôts de plus en plus fins. Dans le cas des dépôts grossiers, les blocs sont répartis souvent d'une manière quelconque, cimentés par une matrice granuleuse et cendreuse qui est relativement tendre. Ils sont parfois intercalés entre des tufs classés, déposés par retombées aériennes, mais aussi souvent associés avec les nappes ignimbritiques, comme c'est le cas dans le domaine NE (Siah Kuh), à Indes-Ravand, etc.

1. 1. 1. Tufs vitreux

Ce sont des roches à grain très fin, parfois très diaclasées et en plaquettes. L'abondance des granules d'oxydes de fer leur donne parfois une teinte sombre (rougeâtre, brunâtre, etc.). Au microscope, elles montrent une matrice vitreuse, fluïdale dans laquelle sont dispersés quelques cristaux plus ou moins brisés de plagioclase (en partie séricitisé, chloritisé et calcitisé). Les minéraux secondaires (calcite, quartz, oxydes de fer) se présentent parfois en filonnets dans la roche. Il y a également toutes les transitions entre ce faciès et les tufs à cristaux où les phénocristaux brisés sont plus fréquents dans la pâte cendreuse.

Un terme moins abondant est constitué essentiellement d'échardes de verre et éventuellement de quelques plaques plus ou moins flexibles de biotite, de magnétite, d'hématite, d'apatite et de quelques débris de verre relativement dévitrifié. Les échardes sont parfois très légèrement dévitrifiées, en structure axiolitique. Les fragments de verre rhyolitique sont parfois déformés et présentent des formes lenticulaires plus ou moins étirées, ce qui indique leur état plastique lors de la mise en place. Il semble que ce faciès dérive d'un écoulement pyroclastique (ash flow). Dans le Nord de Siah Kuh, ces tufs forment des niveaux de teinte claire entre les volcanites sombres de cette époque.

1. 1. 2. Tufs à cristaux

Les phénocristaux cassés sont abondants. Il s'agit très souvent de plagioclase, parfois de quartz ou d'oxydes de fer, mais aussi de biotite et d'amphibole. Ces deux derniers minéraux se trouvent surtout dans les formations volcaniques du NE de la région étudiée. La matrice est formée soit de matériaux vitreux, soit d'un assemblage cryptocristallin à microcristallin quartzo-feldspathique. Des grains d'oxydes opaques, des plages de calcite, de petites paillettes de biotite, des baguettes d'apatite existent plus ou moins dans la matrice. Dans les séquences grano-classées, ces tufs forment des niveaux minces à la base des tufs cinéritiques fins.

1. 1. 3. Tufs vésiculaires

Il s'agit de tufs cendreaux avec des vésicules ovoïdes, sphéroïdes ou polylobées, de taille plurimillimétrique.

D'après LORENZ (1974), la présence de vésicules dans les tufs vésiculaires est la conséquence du piégeage de la vapeur d'eau dans les cendres boueuses et visqueuses déposées par des déferlantes basales. Il pense également que ces dépôts sont le résultat de la chute en masse des matériaux et qu'ils contiennent 20 à 30 % d'eau interstitielle. Les dépôts de déferlantes basales présentent des figures sédimentaires, par exemple des stratifications entrecroisées à faible pendage, des fragments allongés et orientés, des variations de la taille des grains et de l'épaisseur des bancs à

à l'avant et à l'arrière des obstacles. On y note l'absence de blocs fichés ou de bombes et de placages de cendres contre des obstacles. Les couches cendreuses plus ou moins horizontales, les plus éloignées du centre d'éruption, peuvent représenter les dépôts successifs des déferlantes basales (in LORENZ, 1974). Les blocs et bombes de grande taille peuvent être présents dans une matrice mal triée de cendres et de lapillis (MACDONALD, 1972).

Dans la région étudiée, nous n'avons pas rencontré de centres éruptifs proprement dits, mais certains faits comme l'existence de tufs vésiculaires, la présence de dépôts bréchiqes à gros blocs dans une matrice cendreuse à sableuse et mal triée, le milieu de mise en place (aquatique à aérien), etc. sont des arguments en faveur d'éruptions phréatomagmatiques du type décrit ci-dessus.

Dans la région de Khanak (secteur d'Indes Ravand), la matrice des tufs vésiculaires est constituée de matériaux vitreux très fins et de couleur sombre, riches en oxydes de fer, dans lesquels on trouve quelques fragments de divers cristaux (souvent du plagioclase) ainsi que quelques petits débris d'une roche volcanique (intermédiaire à basique) à structure microlitique. Parfois, les fragments de cristaux sont orientés et la pâte vitreuse présente également un aspect fluidal. Les vésicules sont remplies par des minéraux secondaires dont la chlorite, la calcite et le quartz sont les plus importants; ils occupent indépendamment ou en association les vésicules. Dans ce dernier cas, la chlorite à faciès fibro-radié est souvent à la périphérie. Quant à la calcite, elle se trouve plutôt au centre.

1. 1. 4. Tufs lithiques

Il s'agit souvent de roches à matrice acide (rhyolitique) dans laquelle les matériaux vitreux à cryptocristallins renferment des fragments xénolithiques ainsi que des débris de divers cristaux.

La pâte est essentiellement formée d'un assemblage quartzo-feldspathique, avec d'abondants granules opaques, de poussières vitreuses, parfois des plages de calcite, chlorite, séricite et moins fréquemment quelques cristaux accessoires comme l'apatite, etc. Les débris de cristaux sont souvent des plagioclases et des clinopyroxènes (totalement ou partiellement épigénisés en chlorite, oxydes de fer et parfois calcite), mais aussi des feldspaths alcalins (potassique), des quartz et des biotites plus ou moins transformées en oxydes opaques et chlorite. La biotite est surtout abondante dans les formations volcaniques du NE de la région (Siah Kuh, Narreh KharKuh, etc.) où les roches ont des teneurs relativement élevées en K_2O .

Les enclaves sont de deux types, l'un de composition basique à intermédiaire, qui est très abondant; l'autre moins fréquent, de composition acide. Ce sont souvent des fragments de rhyolites et d'ignimbrites pré-existantes, mais parfois aussi des fragments de lave analogue, par ses caractères minéralogiques, à celle qui a engendré la matrice. La forme souvent anguleuse de ces xénolithes acides indique leur état solide, lors de l'éruption. Quant aux éléments basiques, il s'agit très souvent d'un matériel vitreux de couleur sombre à brun foncé, de réfringence très élevée; il est reconnaissable dans beaucoup de termes pyroclastiques à matrice acide, ainsi que dans les laves associées. Parfois, dans le fond vitreux de ces matériaux basiques, on observe des microlites squelettiques de plagioclase qui, selon LOFGREN (1974), indiquent un refroidissement brutal ("super-cooling") intervenu dans la cristallisation du liquide magmatique basique. Comme nous allons le constater plus loin, ces matériaux basiques vitreux étaient encore à l'état liquide ou pâteux lors de leur incorporation dans le magma acide.

1. 1. 5. Laves bréchiques

Nous utilisons ce terme pour désigner certaines roches volcaniques de notre région à aspect intermédiaire entre les laves et les roches pyroclastiques. Ce sont en effet des laves hétérogènes, avec presque toujours deux composants originaux: l'un acide qui forme la matrice claire (rhyolite à structure fluidale), l'autre basique à intermédiaire, de couleur sombre à brunâtre, vitreux, qui constitue des éléments souvent en forme de coussinets et/ou de flammes. Le contact de ces éléments basiques avec la matrice rhyolitique est interdigité et montre des contours cérébroïdes. Cela implique un état liquide pour les composants, lors de leur mélange. Avant de discuter davantage des caractères de ce mélange magmatique, on peut citer certains exemples d'association synchrone des magmas basique ou intermédiaire et acide: mélange des magmas andésitique et rhyolitique de Novarupta (Katmai, Alaska; CURTIS, 1968), andésitique et dacitique du Lassen Peak (Cascade Range, Californie, MACDONALD et KATSURA, 1965), basaltique et trachytique quartzifère du Tejeda (Gran Canaria, Archipel des Canaries, SCHMINCKE, 1967), basaltique et rhyolitique de Gardiner River (Yellowstone Park, Wyoming; WILCOX, 1944) et de l'Islande orientale (WALKER, 1963; BLAKE et al. 1965), etc. Dans cette dernière localité, la coexistence des magmas basique et acide s'est manifestée sous différentes formes: coulées de laves, dykes composites, complexes intrusifs, tuffolaves et tufs (BLAKE et al., 1965). Les éléments basiques en forme de pillows ou de micropillows, avec des bordures figées, montrent bien qu'ils se sont refroidis au contact du magma acide. Au contraire, les roches acides encaissantes ne montrent aucun signe de refroidissement au voisinage des pillows. Cela est analogue à la formation de pillow-lavas dans l'eau, mais ici il s'agit du refroidissement relatif d'un magma basique dans un magma acide plus froid. La mobilité du magma acide augmente grâce au transfert thermique à partir du magma basique, ce qui explique la bordure figée des pillows ou micropillows basiques. Selon BLAKE et al. (1965), la formation de dykes et des laves composites peut être réalisée de la façon suivante (fig. 43):

- montée du magma basique (sous la forme de dykes) à travers un magma acide suffisamment visqueux pour être fracturé;
- le magma acide au voisinage du magma basique est réchauffé, et sa viscosité diminue jusqu'à ce que le magma basique ne puisse plus passer à travers le magma acide et forme des pillows; la "surchauffe" continue du magma acide par le magma basique provoque une mobilisation importante des matériaux acides et leur montée vers la surface, à travers la partie centrale chaude, et peut-être encore liquide, du dyke basique.

Dans la région étudiée ces laves bréchiques ou composites existent dans différents niveaux des formations volcaniques. Rappelons, par exemple, la présence de certains éléments vitreux et basiques dans les rhyolites fluidales de l'unité (E₂), etc. Mais ces roches volcaniques composites se présentent surtout dans l'unité E₆. Elles forment en général des roches denses, massives, à texture plus ou moins fluidale et de couleur gris clair à rosâtre.

En général, ces roches sont associées à d'autres termes acides (tufs, ignimbrites, etc.) et intercalées dans des volcanites basiques à intermédiaires. C'est par exemple le cas de E₆, dans la séquence volcanique d'Aran (NW de Ravand, Koushku, Siah Kuh) et à la partie inférieure dans la région de Khanak.

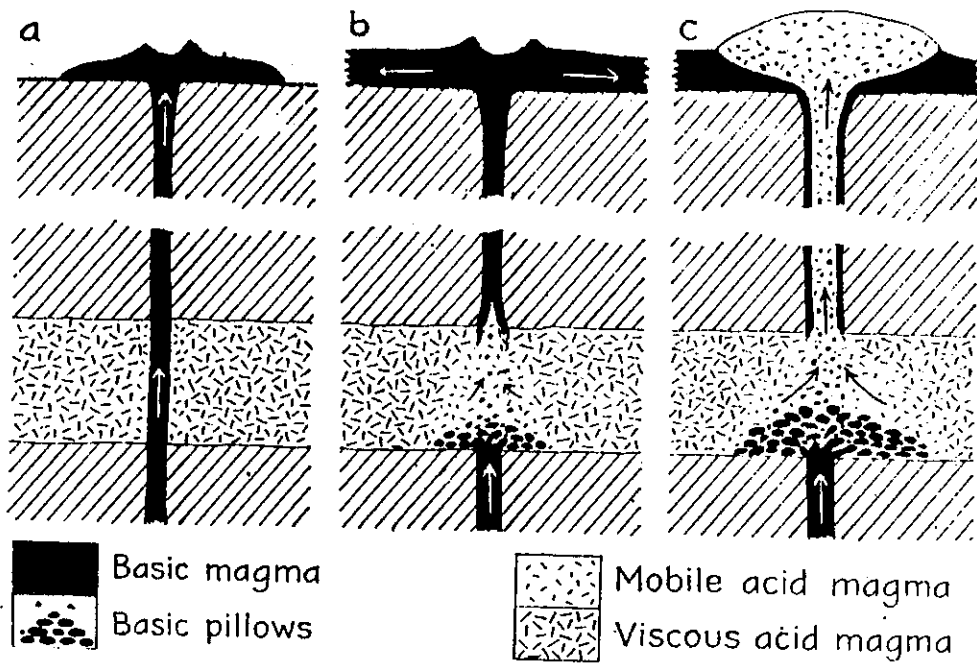


Fig. 43 - Modèle proposé par BLAKE et al. (1965), expliquant l'association magmatique basique et acide (intrusions, dykes, laves composites, etc.).

Matrice acide

Il s'agit d'une lave rhyolitique souvent fluidale et dévitrifiée en un assemblage quartzo-feldspathique très fin. Les phénocristaux sont rares ou absents, toujours en voie de résorption. Il s'agit de quelques phénocristaux de plagioclase sodique (An 25-37) dont la bordure est opacifiée par des inclusions poussiéreuses. Ce phénomène s'observe lorsque ces phénocristaux ont été enrobés par le matériel basique ("émulsion rock"); la résorption consécutive se manifeste par une corrosion des faces cristallines et par des infiltrations ayant engendré des particules de verre basique, d'oxydes opaques, de leucoxène et de plagioclase calcique, pouvant parfois gagner la partie centrale du cristal. A la fin, le plagioclase calcique (souvent labrador) forme une mince auréole limpide autour de la zone des inclusions qui est ainsi blindée, évitant une corrosion plus poussée du coeur sodique originel.

La matrice acide a été apparemment très mobile: les apophyses et les interdigitations du magma acide dans les matériaux basiques sont nombreuses. Egalement, les vésicules du composant acide se présentent parfois dans le verre basique sombre, ce qui a déjà été décrit sous le nom d'"émulsion rock" (WALKER, 1963; BLAKE et al., 1965) en quelques localités d'Islande (volcan de Breiddalur). On peut constater qu'une relation étroite existe entre la mobilisation des matériaux acides, ainsi que l'instabilité de leurs phases cristallines, et le transfert thermique à partir du magma basique. Selon YODER (1973), un magma basaltique entièrement liquide (en conditions de saturation en H₂O) surchauffe un magma rhyolitique d'environ 250°C à 1 atm. et 450°C à 1 kb p_{H₂O}. Une telle surchauffe augmente évidemment la mobilisation du magma rhyolitique et provoque la résorption ou la fusion de ses phases cristallines. Cette mobilisation du magma acide a été également un facteur important pour la montée rapide de ces laves composites à la surface, ce qui explique le caractère vitreux et fluidal dans la matrice, mais aussi l'absence de phases cristallines néoformées. Par exemple, dans l'unité E2 du secteur d'Ashtian-Naragh, un tel phénomène expliquerait le faciès de rhyolite fluidale de la région d'Ortegol (cf. p.113) où le mélange avec un magma basique est marqué par la présence des éléments basiques interdigités. Dans ces rhyolites, les phénocristaux sont absents (rares microphénocristaux de plagioclase); à noter que ces roches sont l'équivalent des rhyolites porphyriques de Vasheghan (cf. p.112) à phénocristaux de plagioclase de quartz, etc., mais sans traces de tels éléments basiques.

Minéralogiquement, bien que la matrice soit essentiellement constituée par des matériaux cryptocristallins quartzo-feldspathiques, les minéraux pneumatolytiques et secondaires, comme les paillettes de séricite et chlorite, les baguettes d'apatite et les plages de calcite, sont parfois remarquables. Cette dernière, dans la matrice acide, se développe surtout au voisinage des éléments basiques; elle provient de transferts à partir des minéraux calciques du composant basique. On sait également que le taux de diffusion et de transfert dans le basalte est plus important que dans la rhyolite (YODER, 1973).

Eléments basiques *

Ce sont les vestiges d'un magma basique à intermédiaire, liquide ou pâteux, présentant la forme de micro-pillows ou de flammes plus ou moins allongées et étalées (dans le sens de la fluidalité de la matrice), à contours

* Voir Planches II et III

onduleux et cérébroïdes.

Dans ces éléments basiques, la présence de microlites squelettiques de plagioclase est caractéristique. Cette morphologie des cristaux de plagioclase indique, selon LOFGREN (1974), une variation négative de température relativement brutale, analogue à ce qui s'observe dans les basaltes émis sur les fonds océaniques. Dans le cas de ces laves composites, la forme squelettique des plagioclases des éléments basiques a été provoquée par le refroidissement relativement rapide du magma basique au contact du magma acide plus froid. Dans les travaux expérimentaux de LOFGREN (1974), les valeurs de ΔT (différence entre la température du liquidus T_L et celle de la cristallisation T_c) pour les cristaux de plagioclase à morphologie squelettique sont de l'ordre de 100 à 200 °C. De plus, l'existence d'une zone mince, entièrement vitreuse, sombre, à la périphérie des micropillows et des flammes souligne encore le refroidissement relatif des éléments du magma basique dans le magma acide. Dans le cas où il existe des phénocristaux tabulaires dans le fond basique, ils se sont formés sans doute avant l'incorporation du magma basique dans le magma acide. Ces cristaux sont plus ou moins déstabilisés.

Composition et structure des éléments basiques

Minéralogiquement, ils présentent des plagioclases calciques, parfois des clinopyroxènes et de rares fantômes d'olivine complètement déstabilisés, liés dans un fond vitreux sombre (parfois brunâtre) de réfringence élevée.

La structure peut être vitreuse, pour les éléments vésiculaires ("émulsion rock"), ou hyalopilitique, ou hyalofluidale. Cette dernière est surtout fréquente dans les éléments flammés et dans certains micropillows plus ou moins allongés, tandis que la structure hyalopilitique se développe au centre de certains éléments. Enfin, il en existe quelques uns presque holocristallins, à structure microlitique fluidale et parfois doléritique. Dans les éléments d'émulsion-rock, il existe parfois, à l'interface du verre acide, de teinte claire, et du verre basique sombre, une étroite zone de transition (0,04 à 0,2 mm), qui est formée d'un verre brun pâle de réfringence légèrement plus élevée que celle du verre acide, mais inférieure à l'indice du verre sombre. Elle représente probablement une zone d'hybridation. Les travaux expérimentaux de YODER (1973) indiquent aussi que, dans un court intervalle de temps, les liquides rhyolitique et basaltique (saturés en H_2O) peuvent maintenir une interface et que certaines hybridations apparaissent alors entre les deux magmas coexistants. D'après le même auteur, le degré d'hybridation de tels magmas contigus et de composition contrastée, dépend de la géométrie de l'interface, du taux de la turbulence et de la durée du contact. Il nous semble donc que ces laves composites témoignent d'un séjour relativement court dans la chambre magmatique (après mélange), au cours duquel les deux magmas acide et basique à intermédiaire ont pu maintenir leur interface. De plus l'hybridation s'est produite localement.

10-00566666 version 1 - 17 Aug 2010

Homogénéisation mécanique *

On a déjà dit que le magma basique en contact avec le magma acide plus froid se fragmente en micropillows (ou pillows) et en flammes, comme si le magma basique avait été injecté dans l'eau, ou peut-être mieux dans des sédiments visqueux et saturés en eau. Le magma acide et mobile à son tour, a tendance encore à se bréchifier et à imprégner les pillows et les flammes en fragments moins gros. Ceux-ci, contrairement aux brèches pyroclastiques, peuvent être parfois recollés pour reconstituer les formes primaires (micropillow). Les flammes aux marges interdigitées sont également morcelées et dispersées par le liquide acide (surtout sur les bordures) en petits vestiges plus ou moins lenticulaires à granulaires. Ces éclats détachés sont semblables au fond sombre des éléments basiques. De même, les cristaux se séparent parfois de leur matrice et se dispersent dans le matériel acide. Mais souvent, ils sont encore reconnaissables par les fragments de matrice sombre qui leur sont restés attachés, ainsi que par leur aspect plus ou moins corrodé et déstabilisé (fig. 44).

La mobilité du magma acide provoque la dispersion de ces éclats d'éléments basiques dans la matrice acide, et leur homogénéisation mécanique. On observe parfois des alternances et de minces bandes, plus ou moins discontinues, de grains opaques et de matériaux basiques, dans la matrice acide, qui soulignent la fluidalité de la roche. Parfois, ils sont encore attachés et associés avec les éléments basiques, pour former des "convois" de matériaux basiques. Dans les termes relativement plus homogènes, les matériaux basiques sont mieux répartis dans la matrice acide. Cette homogénéisation se produit principalement dans la chambre magmatique par les mouvements de convection et de brassage. En effet, l'injection du magma basaltique dans le magma rhyolitique pourrait favoriser une convection rapide et peut-être turbulente (EICHELBERGER, 1978). L'homogénéisation mécanique peut continuer pendant la mise en place et jusqu'au moment où le magma acide matriciel est encore mobile, comme le montrent les "convois" de matériaux basiques et les fragments remontés de micropillows.

1. 2. Ignimbrites

Les nappes ignimbritiques sont fréquentes dans les volcanites de l'Eocène supérieur (E_6) formant l'un des plus importants constituants acides.

Stratigraphiquement elles se présentent à différents niveaux: vers la base de l'unité (E_6), comme celles de la région du Sud de Khanak (NW du secteur d'Indes-Ravand) associées aux pyroclastites acides; au sein des volcanites basiques à intermédiaires des horizons moyen à supérieur de E_6 , comme celles du Kuh-e-Sar (NW de Ravand); et vers le sommet de l'Eocène dans une grande partie de la région étudiée (Siah Kuh, Narreh Khar Kuh, région de Kushk-e-Nosrat, etc.).

* Voir planches II et III

En ce qui concerne le dynamisme de ces ignimbrites, comme nous l'avons déjà mentionné (voir phase volcanique du Lutétien inférieur), deux théories ont été proposées: l'une considère que ces roches se produisent par un mélange fluidifié gaz-solide; l'autre fait état d'un passage irréversible d'une coulée de lave à un mélange gaz-solide fluidifié. Dans notre région, les observations de terrain et au laboratoire sont en faveur de la seconde théorie, en particulier à l'Eocène supérieur où l'on a maints exemples de l'évolution latérale d'un faciès lavique à un faciès vitroclastique. Un bel exemple existe dans la région de Narreh Khar Kuh où une lave vitrophyrique, dense, massive, dure, à fond continu et à structure fluidale (aux environs de la mine de Narreh Khar Kuh), passe vers le Sud-Est à un faciès vitroclastique, léger, de teinte rosâtre, contenant des échardes de verre et, en moindre quantité, des fragments vitreux avec des bulles non éclatées. Mais parfois, les affleurements ne sont pas suffisamment complets et les nappes ignimbritiques ne présentent, par exemple, que le faciès vitroclastique final.

Ces roches ont également des caractères minéralogiques et chimiques assez variés, que nous allons étudier dans les trois catégories suivantes.

1. 2. 1. Ignimbrites des niveaux inférieurs (E₆)

Dans la région de Khanak, il existe quelques nappes ignimbritiques à divers niveaux des volcanites (E₆). Leur couleur varie du rouge brunâtre à violacé ou grisâtre, avec une épaisseur moyenne de quelques mètres et un aspect parfois lité.

Il s'agit d'ignimbrites à structure vitroclastique et fluidale; la matrice vitreuse à cryptocristalline est constituée de matériaux quartzo-feldspathiques, de granules opaques, de paillettes de chlorite, de calcite et de quelques minéraux accessoires (apatite, zircon et épidote); elles sont très dévitrifiées. Mais parfois, dans certaines nappes, elles montrent des formes flexueuses, ce qui suggère leur état encore plastique dans le milieu très chaud de la nappe ignimbritique. Les phénocristaux sont souvent orientés selon la fluidité de la roche; ce sont surtout des plagioclases, du feldspath potassique (plus ou moins kaolinisé), du quartz et parfois des ferromagnésiens totalement déstabilisés en chlorite et oxydes de fer. Les éléments appartiennent surtout à une roche basique à intermédiaire, au fond toujours vitreux et opaque, dans laquelle les microlites squelettiques et minuscules de plagioclase sont fréquents; parfois quelques phénocristaux plus ou moins pseudomorphosés de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens existent dans ce fond sombre. Des éléments de même nature, mais à structure vésiculaire, en forme de micropillows et de flammes, ne sont pas rares, très ressemblants à ceux que nous venons de décrire (1. 1. 5.).

1. 2. 2. Ignimbrites des niveaux moyens à supérieurs (E₆)

On les trouve surtout dans le Kuh-e-Sar (partie SW du quadrangle d'Aran). Elles se distinguent par leur teinte gris clair à rosâtre, leur texture fluidale et par la fréquence de lentilles relativement allongées de quelques millimètres à quelques centimètres.

Au microscope, la matrice est homogène, continue et légèrement dévitrifiée. Il s'agit essentiellement d'un assemblage vitreux à cryptocristallin de quartz et de feldspaths, associés à des paillettes minuscules et dispersées de chlorite, à des plages de calcite, à des granules opaques (oxydes de fer, leucoxène) et à quelques petites baguettes d'apatite. Les phénocristaux, peu abondants dans la matrice, le sont davantage dans les flammes ou plutôt les pseudoflammes. Ce sont surtout des cristaux de plagioclase, plus ou moins corrodés, partiellement altérés en séricite et calcite.

Quant aux pseudoflammes, elles sont parallèles au plan de fluidalité de la roche et caractérisées par une bordure très riche de granules opaques qui passe vers l'intérieur à une matrice de plus en plus dévitrifiée vers le centre. Là, on retrouve le même assemblage quartzo-feldspathique, mais cryptocristallin à microcristallin, avec des cristallites opaques (globulites et margarites, in HEINRICH, 1956); vers le centre de ces pseudoflammes, on observe très souvent des cristaux de quartz à tendance automorphe, avec chlorite fibro-radiée, feldspath alcalin, calcite, sphène.

Ces descriptions montrent bien que les pseudoflammes ne sont que des zones à dévitrification plus poussée, favorisée par la présence des phases gazeuses. Ces roches privilégiées sont dues à la vésiculation inégale d'une coulée de lave, favorisée aussi par des obstacles (phénocristaux et xénolithes, d'ailleurs plus abondants dans les pseudoflammes).

En bref, ces pseudoflammes, malgré leur forme lenticulaire et très allongée, ne sont pas le résultat de la compaction de fragments ponceux (ou vestiges laviques) d'une coulée pyroclastique (théorie classique) dans laquelle la fermeture des vésicules et le départ des phases gazeuses provoquent des lentilles ou des disques d'obsidienne. A l'inverse, ces pseudoflammes représentent des zones de poncification inégale d'une coulée de lave, à régime visqueux et laminaire. On observe même parfois des cristaux automorphes (bipyramidaux) de quartz, etc. au centre de ces zones. Des phénocristaux à orientation oblique par rapport à l'allongement des pseudoflammes ne sont pas rares. Les phases gazeuses se concentrent vers ces zones poncifiées (migration vers les lieux de moindre pression) en transportant différents matériaux; elles déposent d'abord des oxydes opaques formant la bordure. Puis, en passant vers la zone vésiculée, elles provoquent une dévitrification avancée et parfois progressive de la matrice; finalement, elles déposent leurs matériaux siliceux (surtout), carbonatés, etc. dans les vésicules (zone de drainage gazeux) sous la forme de quartz, calcite, chlorite, etc.

Ces roches ont un aspect plus ou moins rubané et sont donc des faciès ignimbritiques laviques. Elles renferment aussi des éléments basiques à intermédiaires, analogues à ceux que nous avons décrits pour les ignimbrites précédentes et les faciès bréchiques.

Ces ignimbrites laviques sont probablement issues d'une zone fracturée située dans la partie orientale du Kuh-e-Sar. Leur puissance est moins importante vers l'Ouest (NW de Lassonpa). Vers l'Est et le Sud-Est (N de Vadeghan), un faciès tufacé, léger, de teinte claire, est l'équivalent stratigraphique de ces ignimbrites.

Au microscope, la liaison de ce faciès tuffacé avec les ignimbrites peut être observée. La composition minéralogique est la même, mais les phénocristaux sont souvent cassés. Les plages de quartz limpide, entouré d'une auréole dévitrifiée cryptocristalline, nous rappellent les pseudoflammes. Mais ici la structure est vitroclastique et on n'observe plus l'aspect rubané. Le contour des flammes est festonné, par suite de l'éclatement des bulles de gaz. Enfin, l'orientation aléatoire des phénocristaux donne un aspect turbulent à ce faciès tuffacé.

1. 2. 3. Ignimbrites des niveaux supérieurs (E₆)

Elles sont surtout bien développées dans les parties NE du quadrangle d'Aran (Siah Kuh, Narreh Khar Kuh), où on peut les suivre aussi bien verticalement que latéralement. Tout d'abord les séquences verticales montrent que ces roches se sont mises en place, parfois en nappes successives. C'est le cas, par exemple, dans la vallée de Karavansara Lakuh (E de Siah Kuh) qui présente les faciès suivants depuis la base:

- ignimbrite flammée: teinte rosâtre à grisâtre clair, structure vitroclastique et fluidale, avec des flammes lenticulaires trapues contenant des bulles polylobées, liées par une pâte formée de poussières vitreuses et d'échardes de verre. Les phénocristaux sont orientés selon la fluidalité;
- faciès tuffacé teinte gris clair, léger mais bien consolidé, avec une pâte formée essentiellement de matériaux vitreux et de phénocristaux sans orientation particulière;
- ignimbrite flammée: teinte rouge brunâtre, structure vitroclastique fluidale, avec des échardes plus ou moins flexibles et des flammes poncifiées (à bulles ovoïdes) relativement trapues et à bordure festonnée. Les flammes et les échardes sont légèrement dévitrifiées et liées par des matériaux vitreux;
- ignimbrite tuffacée-teinte rosâtre, structure vitroclastique avec des échardes de verre non flexueuses en forme d'X et d'Y. Les phénocristaux sont disposés au hasard;
- nappe de ponces : teinte claire avec fragments de verre poncifié, très riche en phénocristaux (essentiellement plagioclase, biotite). Les fragments ponceux à leur bordure ont éclaté en échardes de verre, la calcite occupant les interstices. Tous les éléments montrent un aspect turbulent;
- ignimbrite flammée: teinte rouge sombre, structure vitroclastique et fluidale, avec des flammes allongées et légèrement dévitrifiées à structure axiolitique, des échardes bien flexueuses, aplaties, étirées, et des phénocristaux orientés selon la fluidalité;
- ignimbrite lavique: teinte gris clair à rosâtre, structure fluidale et vitreuse avec fond continu mais partiellement mousseux, parfois en forme de lentilles (pseudoflammes), pas d'échardes de verre. Les pseudoflammes sont dévitrifiées, montrant la transition avec le fond vitreux. Les phénocristaux sont orientés dans le sens de la fluidalité de la roche.

Dans les ignimbrites de la région NE d'Aran, les phénocristaux sont caractéristiques.

Il s'agit surtout de plagioclase calco-sodique (labrador-andésine) presque toujours limpide, corrodé, zoné, parfois à extinction roulante, de plages de biotite parfois transformées en oxydes opaques et parfois d'amphibole brune. La matrice est essentiellement quartzo-feldspathique et très riche en feldspath potassique (détermination par R. X. et par sections colorées), avec souvent de petites paillettes de biotite, des granules opaques, et parfois des plages de calcite, chlorite, séricite, apatite et rutile.

Par rapport aux roches rhyolitiques de la même région (dans l'unité E₅), les phénocristaux de quartz et de feldspath potassique sont absents ou moins fréquents; lorsqu'ils existent, les signes de corrosion et de résorption sont observables. Les plages de biotite sont parfois tordues, comme par exemple dans le faciès vitroporphyrrique de la région de Narreh Khar Kuh et son équivalent latéral à caractère vitroclastique. La structure perlitique est un autre caractère microscopique qui peut être rencontré dans l'une des nappes ignimbritiques du versant sud du Siah Kuh. Cette structure s'est développée essentiellement dans les flammes ou vestiges laviques vitreux, de formes lenticulaires. Cette nappe s'est mise en place

dans un milieu lagunaire (intercalée dans des gypses et des sédiments tuffacés sableux-argileux). Apparemment l'hydratation du verre ainsi que la structure perlitique se sont produits lorsque le verre volcanique était encore à une température suffisamment élevée. Les écharde présentent un aspect non flexueux et fragile qui correspond peut-être au refroidissement rapide de la nappe ignimbritique en milieu humide avec fragmentation des lentilles perlitiques. L'ensemble des écharde et des flammes est dévitrifié, cimenté dans une matrice fluidale, formée de poussières vitreuses, oxydes opaques (surtout hématite), d'un peu de calcite et chlorite.

Dans les ignimbrites des niveaux supérieurs, comme dans celles des autres niveaux, divers éléments peuvent être rencontrés, mais il s'agit essentiellement d'un faciès basique à intermédiaire que nous allons décrire ci-dessous.

1. 2. 4. Les éléments basiques-intermédiaires et leur relation avec le volcanisme ignimbritique

Les éléments basiques à intermédiaires sont souvent signalées dans les ignimbrites. Par exemple dans les ignimbrites du Kamchatka, ces éléments basiques à intermédiaires ont été attribués aux roches pré-existantes ou encaissantes qui ont subi un phénomène de réchauffement ou de fusion. (PIIP, 1963; MALEYEV, 1963). Dans la région du Katmaï, où une contamination magmatique s'est produite entre un magma andésitique et un magma rhyolitique (CURTIS, 1968), on trouve des fragments de ponce rubanées (= ponce panachée, BORDET et al. 1963), formés de bandes d'andésite et de rhyolite.

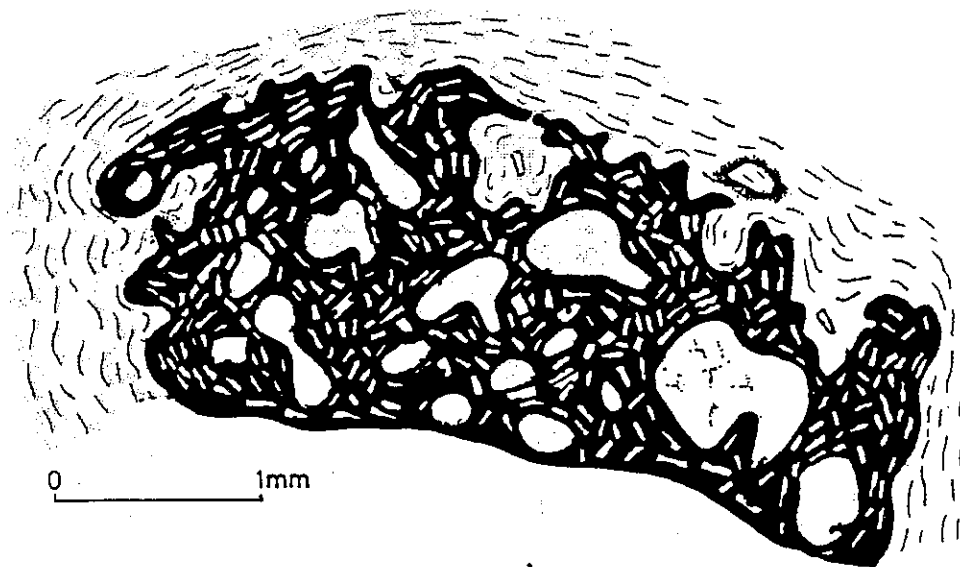
Dans notre région, comme nous l'avons dit, on observe très souvent des éléments basiques à intermédiaires. Leurs caractères microscopiques sont souvent identiques et il s'agit d'une roche hyaline, avec un fond sombre vitreux dans lequel baignent des microlites de plagioclase (souvent minuscules et squelettiques). D'autres présentent une structure vésiculaire où l'on retrouve les vésicules des matériaux acides de couleur claire dans le fond vitreux sombre. La morphologie de ces éléments ainsi que leurs caractères minéralogiques et microscopiques sont tout à fait analogues à ceux des laves bréchiques et des pyroclastites associées. Mais en règle générale, leur quantité est plus importante dans les laves bréchiques que dans les ignimbrites.

En ce qui concerne l'origine de ce type d'éléments, on peut supposer deux possibilités: ces enclaves dérivent des roches encaissantes et ont été incorporées à l'état solide au magma acide, ou bien elles l'ont été à l'état liquide ou pâteux et représentent alors un mélange magmatique (acide et basique) imparfait. Quant à la première possibilité, il n'est pas logique que dans le temps et l'espace on observe seulement des éléments du même type. Comme nous l'avons déjà dit, ils existent dans les différents niveaux ignimbritiques, et en divers secteurs de la région étudiée, à des distances parfois remarquables (200 km et plus). En outre, nous avons déjà vu que le volcanisme de notre région ne débute qu'au Lutétien inférieur et, dans certaines régions, les premières manifestations sont des roches ignimbritiques (et/ou des roches acides associées). Dans ce cas, un magmatisme basique à intermédiaire pré-existant ne peut avoir

eu lieu qu'en profondeur, ce qui n'est pas compatible avec les signes d'un refroidissement rapide (structure vitreuse, microlites squelettiques et minuscules). Au contraire, comme nous l'avons déjà dit (voir 1.1.5.), le refroidissement d'un magma basique à intermédiaire au contact d'un magma acide plus froid, ainsi que les phénomènes associés de transfert thermique relativement rapide à partir du magma basique et de bréchification, et l'existence d'éléments basiques émulsionnés ("emulsion rock", BLAKE et al., 1965; WALKER, 1963) s'expliquent bien par un mélange magmatique dont nous allons donner encore l'exemple suivant. Un bel exemple de ce type d'éléments basiques existe dans les ignimbrites laviques (vitrophyres) de la région de Narreh Khar Kuh, où on observe les vésicules de la matrice vitroporphyrrique fluidale dans les éléments basiques. De même le contact onduleux et interdigité, ainsi que l'orientation des microlites de plagioclase des éléments basiques, souvent près du contact acide-basique (matrice ou vésicules), sont en faveur de la fluidalité de la matrice, montrant bien qu'il s'agit d'un mélange magmatique acide et basique. Le contact interdigité des deux liquides magmatiques peut être interprété par la différence de leur viscosité. Selon ELDER (1970, in BARRIERE, 1977), si l'on pousse un fluide dans un autre fluide plus visqueux, le premier forme des digitations dans le second. Ici, le liquide basique semble relativement plus visqueux, car on observe les digitations du fluide acide dans le fluide basique. Cela est apparemment normal, car le refroidissement rapide du liquide basique au contact du magma acide et la cristallisation de ce liquide, augmentent sa viscosité à une température à laquelle le liquide acide est relativement mobile (température inférieure au liquidus du magma basique, mais supérieure à son solidus, car les éléments montrent un caractère plastique). On observe aussi l'arrachement des cristaux de plagioclase par la lave acide. Dans un premier temps, des fragments de matrice basique adhèrent encore aux cristaux, puis une auréole cryptocristalline opaque les entoure (fig. 44). Nous retrouverons ce type d'auréole dans les dacitoïdes, presque aux mêmes niveaux stratigraphiques, avec certains autres caractères que nous verrons plus tard. De même, dans le réservoir magmatique, le transfert thermique par le magma basique et la surchauffe (voir laves bréchiques) pourraient augmenter la mobilité de ce dernier ainsi que sa capacité à contenir des volatils (qui sont concentrés surtout dans les niveaux supérieurs de la chambre magmatique). Ces caractères permettent au magma acide, à la suite d'une fracturation du toit de la chambre magmatique, peut-être liée à un bombement du sol (VINCENT, 1963), de monter rapidement, ainsi que de se manifester souvent d'une manière effusive. Cette manifestation ignimbritique est décrite par VINCENT (1963) de la façon suivante: le magma gazéifié vide la chambre rapidement, d'une manière relativement tranquille, sans explosions, comme le champagne jaillit d'une bouteille tiède débouchée brusquement ou "comme du lait en ébullition s'épanche d'un récipient trop chauffé" (LACROIX)

L'évolution progressive et irréversible d'une telle lave, comme les faciès vitroporphyrriques de notre région, aboutit à un faciès tuffacé à structure vitroclastique. Cependant, on peut penser que dans certaines conditions (augmentation rapide de la viscosité par variation du chimisme du magma ou par une chute rapide de la température lors de sa montée vers la surface, sursaturation en volatils, etc.), une rupture peut intervenir. Dans les schémas présentés par RITTMANN (1962) si cette saturation du pyromagma en volatils se produit près des niveaux superficiels, la rupture du magma se manifeste en une coulée cendreuse (ash flow). Dans la région étudiée, la présence de certaines nappes cendreuse-ponceuses associées ou indépendantes des nappes ignimbritiques, pourrait s'expliquer de cette manière.

 x Voir planche II, photos 3 et 4.



Structure d' "emulsion rock"

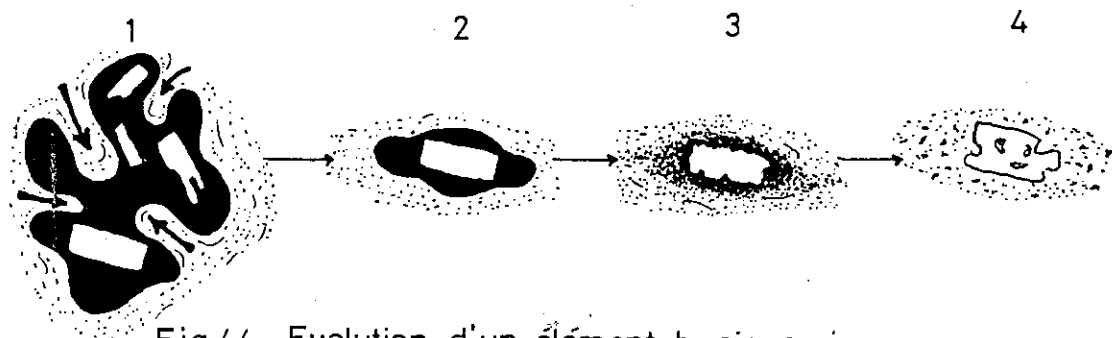


Fig-44 - Evolution d'un élément basique

1) Élément basique avec interdigitations acides; 2) Matériaux basiques attachés à un microlite de plagioclase arraché à un élément basique; 3) Auréole de matériaux basiques opaques autour d'un cristal d'élément basique; normalement de corrosion moins importante que (4) et limitée plus ou moins à la bordure du cristal; 4) Cristal isolé et corrodé par le magma acide; la corrosion se développe même à l'intérieur du cristal.

En ce qui concerne l'abondance de ces enclaves, elle est variable. Comme nous l'avons dit, elles sont généralement moins fréquentes que dans les laves hétérogènes (et éventuellement les termes pyroclastiques associés). Dans la région N-NW de Lassonpa (dans le Kuh-e-Sar), les ignimbrites laviques (vitroprophyriques) ont été suivies par des laves bréchiées. On observe ici que la taille des enclaves, ainsi que leur quantité sont plus importantes dans le niveau de laves hétérogènes. Dans les ignimbrites laviques ou vitrophyres, on note moins de 10 % d'éléments; dans les laves hétérogènes, à peu près 20 %. La composition et la structure de ces éléments dans ces deux niveaux ignimbristique et bréchié sont les mêmes. Cela pourrait s'expliquer par le fait que, dans la chambre magmatique, ces éléments basiques de densité supérieure à celle du magma acide, ont tendance à se localiser vers le plancher de la chambre magmatique; mais le brassage dû aux mouvements convectifs peut également s'opposer à cette tendance. Dans ce cas, certains éléments, moins volumineux et en quantité variable (mais moins importante que dans les niveaux inférieurs du réservoir magmatique) se portent vers les niveaux supérieurs de la chambre magmatique. Ainsi l'épanchement, à la suite d'une rupture du toit du réservoir magmatique, provoquerait l'émission du magma acide, riche en volatils, mais relativement pauvre en éléments basiques, parfois même sans ces éléments, sous la forme des ignimbrites laviques (ou vitrophyres partiellement poncifiés); suivrait alors l'émission des laves acides plus pauvres en volatils, mais plus riches en éléments basiques (laves hétérogènes).

La présence de certaines phases cristallines est probablement due à l'hybridation des magmas acide et basique. L'abondance des phénocristaux de labrador sodique, limpides, zonés, aux bords corrodés et aux angles plus ou moins émoussés dans les ignimbrites de la région NE (Siah Kuh, Narreh Khar Kuh, etc.) est apparemment incompatible avec la matrice acide. On ne les retrouve jamais dans les rhyolites de cette région. Les phénocristaux de quartz et de sanidine (qui existent dans les rhyolites) sont généralement absents ou très rares et corrodés, tandis qu'ils sont présents dans la matrice (d'après l'étude aux R. X.). Dans la même région, dans une nappe de ponces associée à ces ignimbrites, on observe des inclusions irrégulières d'un verre brun à brun pâle dans les phénocristaux de plagioclase (le verre poncifié rhyolitique est ici de teinte claire). Enfin comme nous le verrons ci-dessous, la composition chimique globale est souvent rhyolitique, mais avec une tendance intermédiaire surtout pour les ignimbrites de la région NE d'Aran.

1 2 5. Composition chimique

Nous présentons ici les analyses chimiques caractéristiques des différents niveaux de l'Eocène supérieur. Il s'agit d'une nappe ignimbristique à l'Est de Khanak (76-E-13), de l'ignimbrite lavique du Kuh-e-Sar (77-E-452) et de son faciès tufacé latéral (77-E-45), ainsi que de l'ignimbrite lavique ou vitrophyre de la région de Narreh Khar Kuh (77-E-87). Toutes ces ignimbrites, dans la classification LACROIX-CIPW, portent le nom de rhyolite. Cependant la faiblesse relative en SiO_2 , surtout pour les ignimbrites du Narreh Khar Kuh, ainsi que leur richesse en alcalins, les placent dans le clan des roches trachytiques de la classification de MIDDLEMOST. On observe également, comme pour les roches acides du Lutétien, deux tendances bien marquées: l'une sodique pour les ignimbrites du SW d'Aran (Kuh-e-Sar, l'autre potassique pour celles du NE d'Aran (Siah Kuh-Narreh Khar Kuh), et de la région de Khanak. La matrice vitreuse à

cryptocristalline, riche en F. K, des ignimbrites à tendance hyperpotassique, comme celles de Narreh Khar Kuh, est favorable à l'argilisation, ce qui se manifeste par une forte perte au feu, ainsi que par l'apparition de corindon normatif. On observe aussi une grande analogie entre les ignimbrites laviques et leur équivalent tuffacés à l'exception de la teneur en K_2O qui montre une concentration plus importante dans ce dernier.

Ignimbrites de l'Eocène supérieur					Norme				
Oxydes	E-13	E-452	E-45	E-87	CIPW	E-13	E-452	E-45	E-87
SiO_2	73.04	69.99	68.29	63.24	Q	32.81	27.43	16.54	14.92
Al_2O_3	12.24	13.86	13.71	15.03	Or	33.56	1.47	17.31	49.81
Fe_2O_3	3.08	5.50	5.24	1.72	Ab	25.80	57.62	54.20	21.40
FeO	0.18	0.41	0.33	0.23	An	1.39	2.10	-	2.91
MnO	0.04	0.03	0.06	0.02	Aegy	-	-	2.93	-
MgO	0.10	0.72	0.76	0.05	Cor	0.56	1.61	-	0.67
CaO	1.47	0.57	0.75	0.72	Diop	-	-	1.10	-
Na_2O	3.05	6.81	6.80	2.53	Ens	0.24	1.79	1.38	0.12
K_2O	5.68	0.25	2.93	8.43	Hem	3.07	5.50	4.22	1.72
TiO_2	0.48	0.49	0.98	0.58	Ilm	0.46	0.93	0.82	0.52
P_2O_5	0.09	0.11	0.12	0.10	Sph	-	-	1.00	-
CO_2	0.84	-	0.24	-	Rut	0.23	-	0.13	0.30
H_2O+	0.56	0.87	0.58	8.13	Ap	0.21	0.26	0.28	0.23
H_2O-	-	-	-	-	Cc	1.91	-	0.54	-
					Eau	0.56	0.86	0.58	8.13
Total	100.85	99.61	100.79	100.78	Total	100.85	99.61	101.08	100.78
		76-E-13	I, (3), 4, 2, 3						Rhyolite orthosi-plagioclasique
		77-E-452	I', 4, 1', 5						Rhyolite albitique
CIPW - LACROIX		77-E-45	I (II), 4, 1', 4						Rhyolite orthosi-albitique
		77-E-87	I, 4', 1', 2'						Rhyolite orthosique
		76-E-13							Rhyolite
MIDDLEMOST		77-E-452							Rhyolite
		77-E-45							Trachyte
		77-E-87							Trachyte

Tableau 21

Dans le diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1970), le caractère hyperpotassique des ignimbrites du Narreh Khar Kuh (E-87) et de Khanak (E-13) place ces roches en dehors de la limite supérieure du diagramme, respectivement au-dessus du domaine des dacites riches en K, et de celui des rhyolites. Les roches du Kuh-e-Sar appartiennent au clan des dacites pauvres en K (E-452) et riches en K (E-45).

Dans le diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$ (KUNO, 1959), tous les échantillons se placent dans le domaine de la série alcaline, sauf l'un (E-452) qui tombe dans le clan de la série calco-alcaline.

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

1. 3. Laves dacitofldiques

Le volcanisme acide devient de plus en plus effusif vers la fin de l'Eocène supérieur. Cela est surtout en relation avec les conditions paléogéographiques qui montrent une tendance de plus en plus continentale (voir chapitre stratigraphie). Il s'ensuit la présence fréquente dans les niveaux supérieurs de l'Eocène, non seulement de nappes ignimbrtiques que nous venons de décrire, mais aussi de coulées de laves dacitofldiques. En général, ces dernières apparaissent tardivement et recouvrent les ignimbrites et les tufs associés, mais parfois elles sont suivies encore par des roches ignimbrtiques (comme au Siah Kuh). Ces laves sont développées surtout dans les régions au NE d'Aran (Narreh Khar Kuh, etc.), mais aussi à l'Ouest de Ravand et dans certaines autres parties du secteur d'Indes Ravand.

Il s'agit généralement de laves sombres (gris foncé à rouge sombre en patine, mais avec des teintes plus claires en cassure fraîche), d'aspect massif, et épaisses d'une dizaine à quelques dizaines de mètres. Elles ont souvent un débit prismatique, mais sont parfois également divisées par des joints laminaires, et forment des niveaux horizontaux sub-horizontaux.

Macroscopiquement, elles présentent une texture plus ou moins fluidale, avec un fond aphanitique dans lequel les phénocristaux millimétriques de plagioclase sont également visibles. Parfois, comme à l'Est de la mine de Narreh Khar Kuh, un niveau peu épais, à caractère pseudobréchique, existe à la base de la coulée: il provient du refroidissement rapide de lave (texture vitreuse) au contact du sol, avec un diaclasage irrégulier et relativement intense.

Minéralogiquement, ces laves peuvent être divisées en deux catégories:

1. 3. 1. Laves dacitofldiques à biotite

Elles se trouvent surtout au NW de la mine du Narreh Khar Kuh, et sont minéralogiquement comparables aux ignimbrites de cette région. Probablement moins riches en volatils, elles n'ont pu se poncifier et évoluer en ignimbrites laviques. Elles forment des coulées épaisses et de même apparence que celles de la seconde catégorie (laves dacitofldiques à clinopyroxène).

Au microscope, ces deux types présentent beaucoup de caractères analogues dont la structure, la composition de la matrice, le pourcentage modal de phénocristaux, etc. Comme nous le verrons plus loin, ces roches sont aussi assez analogues chimiquement, en particulier celles de la région au NE d'Aran, car les dacitofldes à biotite sont normalement plus riches en K_2O et les faciès à clinopyroxène ont généralement des teneurs plus élevées en Fe total et en Na_2O .

Au microscope, la matrice forme 85 à 90 % du volume de la roche. La structure est felsitique à microlitique et également fluidale. Elle est dévitrifiée et comporte du quartz, de la sanidine (dét. aux R. X.), des microlites très ténus (< 0,05 mm) de plagioclase, quelques petites paillettes de biotite, des oxydes opaques (magnétite, hématite, leucoxène, rutil), de l'apatite et un peu de calcite. On retrouve très souvent, autour des phénocristaux, les auréoles de granules opaques que nous avons décrites dans les ignimbrites. On y retrouve également les bandes relativement discontinues et/ou les lentilles dilatées (parallèles à la fluidalité), constituées essentiellement de granules opaques, mais aussi certains nuages de même nature. Ces dernières ressemblent aux fantômes d'enclaves opaques que nous avons décrites dans les laves bréchiques, tandis que certaines bandes rappellent les convois de matériaux opaques.

On observe parfois des zones où se produit une dévitrification progressive: la matrice felsitique (cryptocristalline) se transforme en assemblage quartzo-feldspathique fibro-radié et microcristallin, puis au centre en cristaux très limpides et granulaires de quartz. Il s'agit apparemment de centres de gonflement de lave où des pièges de gaz se sont produits tôt après l'immobilisation de la coulée de lave. Ces centres sont parfois jointifs et représentent un réseau arborescent et même un aspect autobréchifié dans les parties inférieures des coulées.

Les phénocristaux ne représentent que 10 à 15 % du volume de la roche, et 70 à 75 % sont des plagioclases. Il s'agit de phénocristaux d'andésine, limpides, corrodés, avec des inclusions d'apatite et de biotite. Ils sont transformés partiellement en calcite, chlorite, séricite et parfois en albite. Il y a également les lamelles de biotite, pléochroïque du brun rougeâtre au brun jaunâtre, parfois pseudomorphosée en oxydes opaques, et moins fréquemment en calcite, vermiculite, chlorite. Ces lamelles présentent aux R. X. les pics de la phlogopite fluorée 1 M, Syn. Elles renferment souvent des inclusions de rutil avec la macle de la sagénite, et parfois de l'apatite.

1.3.2. Laves dacitoïdiques à clinopyroxène

On les trouve dans le secteur d'Indes Ravand, mais aussi au NE d'Aran (Siah Kuh, Narreh Khar Kuh). Elles sont relativement riches en granules d'oxydes opaques et montrent une tendance plus basique (andésitique), surtout dans le secteur d'Indes-Ravand. Ces granules opaques sont répartis dans la matrice tantôt de manière uniforme, mais tantôt concentrés et orientés sous la forme de bandes ou de lentilles.

Au microscope, ces laves présentent souvent une structure felsitique à microlitique fluidale, mais dans les laves au refroidissement rapide la structure est hyalomicrolitique fluidale. La matrice constitue environ 85 % du volume de la roche. Elle est formée par des microlites orientés et minuscules de plagioclase (moyenne 0,05 mm), avec dans les interstices un mélange cryptocristallin de quartz et de feldspath, ou de matériaux vitreux brunâtres. Rarement des éléments basiques (intermédiaires) se présentent dans ces laves (Siah Kuh).

Les phénocristaux se trouvent soit en agrégats doléritiques (structure gloméroporphyrique), soit en cristaux isolés dans la matrice, et forment environ 15 % du volume de la roche. Dans les roches à tendance plus basique, ils atteignent 20 à 25 %. Les phénocristaux de plagioclase sont toujours en majorité et représentent plus de 70 % des phénocristaux. Ils sont de taille moyenne (1-2 mm), très souvent corrodés, avec des bords plus ou moins arrondis, limpides et craquelés. La déstabilisation est variable: on observe des cristaux limpides et frais et des cristaux complètement remplacés par des minéraux secondaires (calcite, chlorite, séricite, quartz et albite). L'hématite se trouve parfois dans leurs fissures, tandis que des matériaux vitreux occupent parfois les trous de corrosion. Le clinopyroxène et l'apatite sont inclus dans les phénocristaux de plagioclase. Il s'agit de labrador sodique et d'andésine (An 58-38), avec une dominance des cristaux de labrador sodique.

Quant aux phénocristaux de clinopyroxène, ils sont souvent déstabilisés et transformés en oxydes de fer, chlorite et calcite. Mais on observe également des cristaux relativement frais, corrodés, incolores à vert pâle (en L. N.), avec la macle (100), $2V^{\dagger} = 50-55^{\circ}$ et $Z \wedge C = 40^{\circ}$; moins fréquemment on observe des cristaux d'olivine

complètement pseudomorphosés en iddingsite, mais aussi en calcite, bowlingite, oxyde de fer, etc.

Nous retrouverons plus loin ces types de phénocristaux dans les laves basiques riches en K_2O qui existent également vers le sommet de l'Eocène, mais dans les régions voisines (Davazdeh Emam, etc.), où les laves dacitoïdiques sont absentes. Ces phénocristaux basiques, corrodés et déstabilisés ne sont probablement que des xénocristaux provenant du mélange d'un magma basique et d'un magma acide, dont nos laves dacitoïdiques représentent le produit plus ou moins homogénéisé^{*}; les nuages et auréoles opaques autour des cristaux, les traces d'éléments plus ou moins détachés sont encore le signe de ce mélange.

1.3.3. Composition chimique

Laves dacitoïdiques du secteur d'Indes Ravand					
Oxydes	E-52	JH-481a	Norme CIPW	E-52	JH-481a
SiO ₂	60.03	55.99	Q	16.99	19.43
Al ₂ O ₃	14.86	12.65	Or	18.31	15.95
Fe ₂ O ₃	6.81	11.23	Ab	34.94	18.19
FeO	1.02	2.92	An	11.57	16.89
MnO	0.08	0.35	Cor	0.46	-
MgO	1.44	2.89	Diop	-	7.60
CaO	3.70	5.44	Ens	3.58	3.67
Na ₂ O	4.13	2.15	Mag	0.09	6.75
K ₂ O	3.10	2.70	Hem	6.74	6.57
TiO ₂	1.19	1.31	Ilm	2.26	2.48
P ₂ O ₅	0.39	0.05	Ap	0.92	0.11
CO ₂	0.67	-	Cc	1.52	-
H ₂ O+	1.68	2.03	Eau	1.68	2.90
H ₂ O-	-	0.87			
Total	99.10	100.58	Total	99.12	100.58
CIPW-LACROIX		77-E-52	(I) II, 4, 2 (3), '4	Dacite	
		JH-481a	II, 4, 3 (4), 3	Dacite	
MIDDLEMOST		77-E-52		Andésite	
		JH-481a		Andésite	

Tableau 22

domaine NE sont relativement beaucoup plus monotones, malgré certains caractères qui les différencient. Elles représentent les types felsitiques-microlitiques à clinopyroxène (E-83 et 85), le type hyalomicrolitique à clinopyroxène (E-661), ainsi que celui à biotite (E-650). On observe bien que les teneurs en SiO₂, Al₂O₃ sont assez analogues. Quant aux teneurs en FeO total, MgO et CaO leurs variations sont surtout dues à la fréquence des phénocristaux ferromagnésiens et granules opaques. La somme des alcalins, dans ces roches (Siah Kuh - Narreh Khar Kuh), est pratiquement constante avec une variation régulière des proportions relatives entre Na₂O et K₂O. Le potassium est surtout concentré dans les faciès à biotite (éch. E-650) ou encore dans les ignimbrites qui sont également riches en sanidine. La dénomination des roches du domaine NE est assez variée dans les différentes classifications. Elles se trouvent par les paramètres $r = 2$ et $S = 3$ à 4 dans le champ des rhyolites calco-alcalines de la classification CIPW-LACROIX; certaines par leur indice de coloration $P = I$ (II) se rapprochent du domaine dacitique.

* Voir Planche III, photos 4 et 5.

Ces laves se classent par leur composition chimique dans deux domaines:

SW (secteur d'Indes-Ravand) et NE (Siah Kuh - Narreh Khar Kuh).

Les échantillons caractéristiques du secteur d'Indes-Ravand sont les laves dacitoïdiques de l'W de Ravand (E-52), au début de la vallée de Daran (au NW de ce secteur (JH-481a). On voit que ces roches par rapport à celles des parties NE montrent une tendance plus basique; elles sont plus pauvres en SiO₂ et en alcalins, plus riches en FeO total, MgO, CaO et TiO₂, ce qui est défini par le terme andésite dans la classification de MIDDLEMOST (1980). Les roches du

Laves dacitoïdiques du domaine NE (Siah Kuh - Narreh Khar Kuh)									
Oxydes	E-83	E-85	E-650	E-661	Norme				
					CIPW	E-83	E-85	E-650	E-661
SiO ₂	64.46	65.28	65.64	64.29	Q	14.08	14.60	16.29	14.75
Al ₂ O ₃	15.37	15.09	15.66	15.19	Or	35.98	31.43	42.48	19.73
Fe ₂ O ₃	4.34	3.94	2.59	3.54	Ab	32.06	36.89	24.62	46.11
FeO	0.54	0.44	0.29	0.39	An	6.94	5.89	8.43	7.11
MnO	0.07	0.06	0.05	0.13	Diop	1.48	0.53	0.89	2.01
MgO	0.99	1.42	0.61	0.83	Ens	1.77	3.28	1.10	1.13
CaO	2.02	1.55	2.13	2.18	Hem	4.34	3.94	2.59	3.54
Na ₂ O	3.79	4.36	2.91	5.45	Ilm	1.29	1.05	0.71	1.10
K ₂ O	6.09	5.32	7.19	3.34	Sph	0.44	0.48	0.34	0.58
TiO ₂	0.86	0.85	0.52	0.82	Rut	-	0.09	-	-
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.15	0.17	Ap	0.42	0.40	0.35	0.40
CO ₂	-	-	-	-	Eau	1.78	1.94	2.26	2.95
H ₂ O ⁺	1.78	1.95	2.26	2.96					
H ₂ O ⁻	-	-	-	-					
Total	100.49	100.43	100.00	99.29	Total	100.62	100.57	100.10	99.46
CIPW-LACROIX	77-E-83	I (II 4', 2, 3			Rhyolite orthosiplagioclasique				
	77-E-85	I (II), 4', '2, 3			Rhyolite orthosiplagioclasique				
	77-E-650	I, 4', 2, (2) 3			Rhyolite orthosiplagioclasique				
	77-E-661	I', 4', 2, 4			Rhyolite plagioclasiorthosique				
	77-E-83				Trachyte				
	77-E-85				Trachyte				
	77-E-650				Trachyte				
	77-E-661				Trachyte				

Tableau 23

De même dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR), elles appartiennent au champ des dacites riches en K. Mais ces termes, dans la classification de MIDDLEMOST (1980), sont encore des trachytes; tandis que leur teneur normative en quartz est relativement élevée (environ 15 %, paramètre $q < 5$), ce qui correspond aux roches de la division quartzique (CIPW-LACROIX). Ces détails nous conduisent à utiliser le terme "dacitoïdique" pour toutes ces roches à position stratigraphique constante, et à apparence macroscopique et microscopique dacitique, mais avec une matrice vitreuse ou dévitrifiée, tantôt assez riche en alcalins et tantôt relativement riches en silice.

2. EMISSIONS BASIQUES A INTERMÉDIAIRES

L'activité volcanique basique à intermédiaire, après une période à prédominance acide (phase volcanique du Lutétien supérieur), reprend de l'importance à l'Eocène supérieur (E6). Le bilan de cette activité est la production de roches, soit pyroclastiques, soit laviques, avec des textures et des compositions minéralogique et chimique relativement variables.

2.1. Pyroclastites

Dans la séquence volcanique de l'Eocène supérieur (E₆), les roches pyroclastiques de composition basique à intermédiaire ont une part remarquable. Il s'agit surtout d'hyaloclastites qui sont bien entendu le témoin d'un volcanisme sous-marin. En effet, à cette époque, de façon plus ou moins analogue à ce que nous avons vu au Lutétien inférieur (E₂), le magma basique à intermédiaire monte vers la surface à plusieurs reprises à la faveur de diverses phases d'ouverture dans les bassins sédimentaires. Il en résulte des complexes hyaloclasto-laviques, intercalés dans les dépôts sédimentaires, et/ou des complexes volcano-sédimentaires.

Mais l'activité magmatique n'a pas été uniquement sous-marine. Certaines bombes en fuseau à vésiculation concentrique (par exemple dans le Kuh-e-Golestan), les couches d'agglomérats et de scories et les laves associées, démontrent la présence d'un volcanisme aérien du type strombolien.

En tout cas l'instabilité des conditions paléogéographiques est caractéristique de cette époque, provoquant certains changements aussi bien dans l'espace que dans le temps (voir chapitre stratigraphie). Les hyaloclastites se sont formées grâce aux nombreux dykes d'alimentation qui ont débouché dans les bassins sédimentaires de l'Eocène supérieur. Ces dykes, près de leur évent et dans leur épontes, sont souvent autobréchifiés, présentant des blocs monogénétiques et anguleux de quelques centimètres à quelques décimètres*. L'explosion du magma dans la mer provoque une fragmentation plus ou moins intense de la lave basique à intermédiaire engendrant des cendres à blocs, mais aussi parfois des coussins de quelques décimètres (moyenne 50-60 cm) vers la base des hyaloclastites. Les éléments volcaniques les plus fins sont vitreux, tandis que les coussins présentent seulement une bordure vitreuse. La palagonitisation donne une teinte jaune brunâtre et un aspect cireux à ces fragments. L'ensemble de ces éléments volcaniques, parfois mélangés avec les matériaux sédimentaires, forme des niveaux plus ou moins lenticulaires, mal stratifiés, massifs et non granoclassés. Les hyaloclastites de l'Eocène supérieur (E₆) peuvent être classées, en fonction de leur degré de fragmentation, en trois types: hyaloclastites granuleuses, hyaloclastites grossières et hyaloclastites associées aux laves.

2.1.1. Hyaloclastites granuleuses

On les rencontre dans le SE de Davazadeh Emam. La fragmentation a été très poussée et les granules cendres vert olive sont prédominants. Des fragments anguleux et brunâtres de quelques millimètres à quelques centimètres sont présents également, mais en revanche les coussins sont absents. De plus, le volume et l'extension des hyaloclastites de ce type sont généralement moins importants que pour les autres types. Ces matériaux hyaloclastiques granuleux se distinguent des tufs verts de la même époque, par leur couleur plus sombre, leur association avec les dykes d'alimentation, leur induration faible et leur disposition lenticulaire et parfois discordante avec les sédiments tuffacés acides qui les encaissent.

* Voir Planche I, photo 2.

2.1.2. Hyaloclastites grossières

Dans ce type, la fragmentation a été moins importante. Les blocs de plusieurs centimètres ou décimètres sont abondants et ont tendance à se localiser à la base. Les coussins diaclasés, isolés, parfois altérés en écailles, se présentent fréquemment. Le type de ces hyaloclastites se rencontre dans la région de Chahak (secteur d'Indes-Ravand).

2.1.3 Hyaloclastites associées aux laves

Comme certaines hyaloclastites du Lutétien inférieur, il y a des niveaux d'hyaloclastites grossières qui passent vers la base aux laves non bréchifiées. En effet, ces hyaloclastites du niveau supérieur, relativement épaisses, peuvent empêcher la fragmentation des laves à la base de la séquence hyaloclastique (pour la discussion, voir phase volcanique du Lutétien inférieur). Le volume des matériaux volcaniques est généralement plus important et leur épaisseur dépasse parfois 100 à 150 m.

Le versant sud du Siah Kuh est un exemple caractéristique de ce type de complexe d'hyaloclastites et de laves. Ici plusieurs dykes d'alimentation basiques recourent le substratum et, près de leur bouche, perturbent parfois les sédiments qui étaient alors plastiques. Ils renferment quelques lambeaux lenticulaires de ces sédiments (tuffacés et calcaro-sableux) qui, par leur couleur jaune brunâtre, se distinguent bien de la lave sombre. D'autres exemples de perturbation des sédiments par les dykes d'alimentation et les lambeaux associés peuvent être rencontrés dans le Kuh-e-Golestan.

2.2. Laves

La séquence volcanique de l'Eocène supérieur (E₆) comprend également plusieurs phases effusives de composition basique à intermédiaire. Elles se manifestent à divers niveaux et présentent des faciès minéralogiquement et chimiquement assez caractéristiques. Mais les coulées ne sont pas les seules manifestations volcaniques, car il existe également des masses subvolcaniques tels que les sills, lentilles, etc., ce qui donne un aspect parfois complexe aux volcanites (E₆).

Ces termes laviques par leurs caractères pétrographiques peuvent être classés en quatre faciès principaux: faciès porphyriques, faciès hyalins, faciès microlitiques, faciès basiques à olivine.

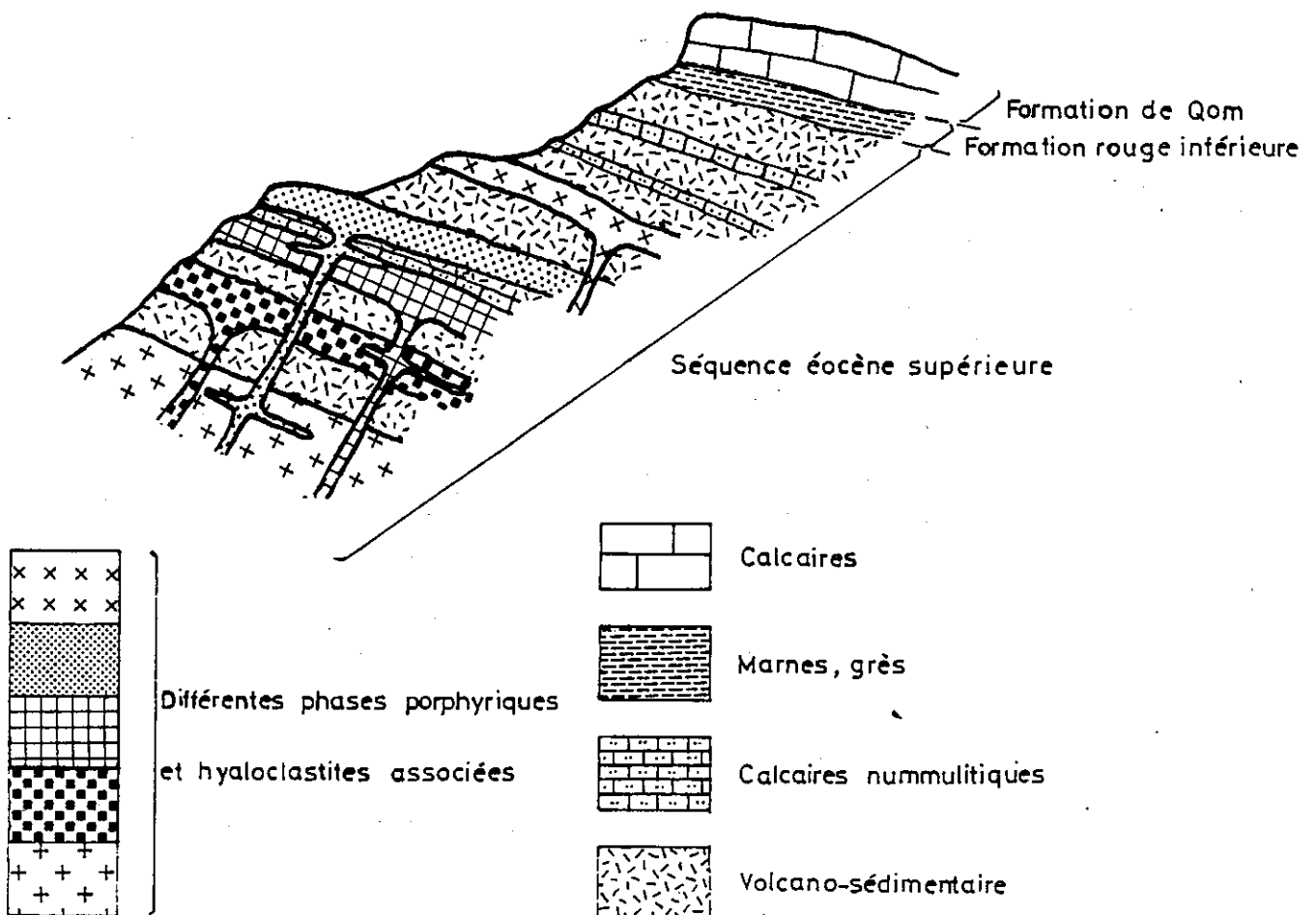
2.2.1 Faciès porphyriques

Ces laves de couleur gris à verdâtre, sont facilement reconnaissables par leurs phénocristaux centimétriques de plagioclase. Elles ont une extension géographique très importante, car on les retrouve dans les volcanites éocènes d'une grande partie de l'Iran Central, en Azerbaïdjan, etc. Ces roches se présentent à plusieurs niveaux stratigraphiques de l'Eocène supérieur, et dans certains cas, se sont même intercalées dans les couches vertes de E₅ et éventuellement dans des niveaux plus anciens.

x Voir Planche I, photos 3 et 4

Un bel exemple de ces roches porphyriques existe dans les parties occidentales du Kuh-e-Golestan, où on peut individualiser plusieurs phases de mise en place. Dans chaque phase le magma se met en place grâce aux dykes d'alimentation, non seulement à la surface (coulée de laves porphyriques), mais aussi dans la subsurface (sills et lentilles), intercalé souvent dans les roches porphyriques des phases antérieures (fig. 45). En surface, ces laves porphyriques se sont écoulées souvent vers des dépressions, d'où certains empilement laviques, parfois dans les bassins sédimentaires (comme le Kuh-e-Golestan). Ces coulées de lave montrent un front et une couverture bréchique relativement épais, à caractère palagonitique, tandis que cette brèche est moins remarquable à la base de la coulée et devient plus mince vers le centre d'émission où elle est inexistante. Il semble que cette bréchification plus avancée dans le front et la zone supérieure soit due à l'importance de la vaporisation, en raison du contact avec l'eau de la mer. Tandis qu'à la base de la coulée (en contact avec les sédiments), le volume de vapeur d'eau a été plus limité, provoquant une bréchification moins intense et parfois simplement une désagrégation de la matrice lavique. Vers l'intérieur de la coulée, les brèches et les zones désagrégées passent aux laves relativement plus dures, plus denses et moins altérées (fig. 46). Dans certains cas (souvent dans les coulées peu épaisses), la désagrégation de la matrice lavique se développe dans tout le volume de la coulée.

Fig. 45 - Kuh-e-Golestan (schématique)



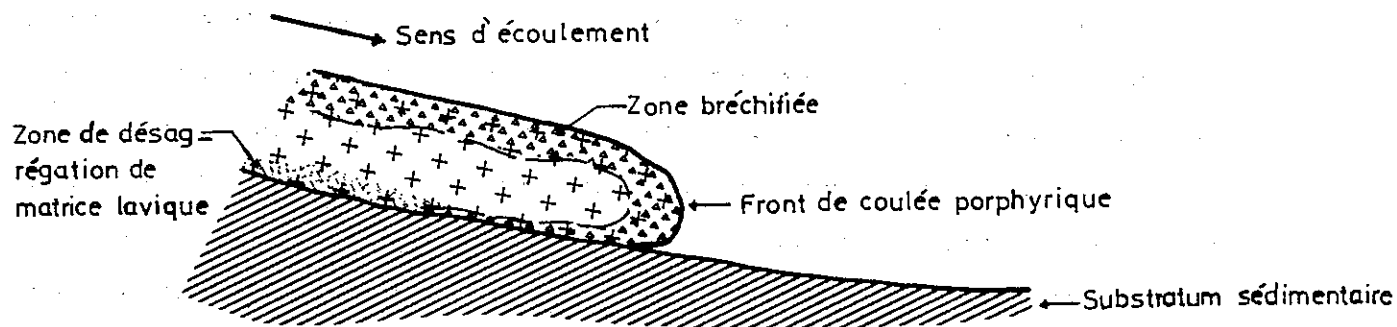


Fig. 46 - Détails d'une coulée porphyrique sous-marine (Kuh-e-Golestan)

Au microscope, ces roches porphyriques peuvent être subdivisées en trois types:

- Faciès porphyriques à amphibole :

Dans ce type, les phénocristaux de la roche sont essentiellement des plagioclases et constituent en moyenne 30 à 40 % du volume.

Il s'agit très souvent de cristaux automorphes de labrador An 65 (de température moyenne, R. X.) dont la taille peut atteindre 3 cm (par exemple W de Chahak). Ces cristaux sont altérés de façon variable, mais parfois ils sont entièrement transformés, surtout en plages de muscovite (muscovite 2M₁, par R. X.), de chlorite et parfois en épidote, calcite, zéolite, prehnite et minéraux argileux. Moins souvent, certains fantômes de minéraux ferromagnésiens, complètement pseudomorphosés en trémolite-actinote, pistachite, chlorite et minéraux opaques, se présentent également. Ces minéraux secondaires se trouvent parfois dans les cavités de la roche, entourés par une auréole de chlorite, albite, aiguilles et grains d'oxydes opaques, un peu de quartz.

La mésostase présente une structure intergranulaire-intersertale, formée de baguettes d'andésine, d'édenite (dét. aux R. X.), plus ou moins altérée en chlorite, oxydes opaques (magnétite, hématite, leucoxène), de feldspath alcalin et parfois de baguettes de clinopyroxène. La chlorite, l'épidote, l'actinote sont les minéraux secondaires les plus fréquents de la matrice.

Certaines roches subvolcaniques à faciès porphyrique se classent dans ce type.

- Faciès porphyriques gloméroporphyriques

Ce type est caractérisé par l'existence d'agrégats de phénocristaux, surtout de plagioclase et de clinopyroxène.

Les phénocristaux de plagioclase (An 55-72) renferment des inclusions de clinopyroxène, sont corrodés et présentent une zone à inclusions poussiéreuses. Quant à ceux de clinopyroxène, ils sont souvent maclés, automorphes, incolores à verdâtres (en L. N.), $2V^{\dagger} = 50^{\circ}-55^{\circ}$ et $Z \wedge C = 44^{\circ}-45^{\circ}$, et avec une taille moyenne de 1 à 1,8 mm. Les phénocristaux de clinopyroxène (variété diopsidique, étude R. X.) sont relativement frais, mais avec une bordure corrodée par la matrice. Il y a également quelques phénocristaux tabulaires de ferromagnésiens totalement pseudomorphosés, surtout en chlorite et/ou vermiculite, calcite et minéraux opaques (magnétite, hématite, leucoxène,). Ces agrégats phénocrystallins renferment parfois dans leurs interstices un verre brunâtre.

Selon certains auteurs, dont STEWART (1975), des agrégats cristallins, tels que plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène et magnétite dans les andésites calco-alcalines, sont les produits de la transformation d'amphiboles alumineuses, par exemple la hornblende pargasitique. Mais ces agrégats se distinguent des xénolithes de même composition minéralogique par la présence de verre dans les interstices de cristaux et dans le plagioclase (ce qui donne un aspect spongieux à ce dernier. GARCIA et JACOBSON (1979) ont mis en évidence que la composition globale de la plupart des agrégats cristallins, dans les roches calco-alcalines des High Cascades Ranges, ne peut pas être dérivée de celle d'une amphibole. De plus, les formes automorphes à subautomorphes des cristaux, ainsi que la zonation oscillatoire du plagioclase, sont apparemment incompatibles avec un tel mécanisme. De plus, les glomérocristaux ne sont pas limités à la série calco-alcaline; on les retrouve aussi dans les basaltes du fond océanique et dans ceux d'Hawaï (in GARCIA et JACOBSON, 1979). Les agrégats phénocrystallins de nos roches ne dérivent sans doute pas de l'amphibole, comme en témoignent la diversité des assemblages glomérocrystallins (cpx + plag + mgt, cpx + plag + ol, pl + mgt, cpx + mgt etc.), les formes souvent automorphes des phénocristaux, la zonation des plagioclases, les inclusions automorphes de clinopyroxène dans le plagioclase, la présence de phénocristaux isolés dans la pâte et identiques à ceux des assemblages glomérocrystallins, et l'existence de verre (dans les interstices des glomérocristaux, et inclus dans le plagioclase). En accord avec WILLIAMS et al. (1955) et GARCIA et JACOBSON (1979), nous estimons que ces glomérocristaux sont des accumulations au hasard de phénocristaux qui peuvent être formés pendant le flux d'un magma riche en cristaux (d'après VANCE, 1969, >5 % du volume, in GARCIA et JACOBSON, 1979).

Dans nos roches, ces assemblages glomérocrystallins et les phénocristaux isolés associés baignent dans une matrice intergranulaire à intersertale ou fluidale qui constitue en moyenne 65 % du volume de la roche. Elle est formée de microlites d'andésine et de clinopyroxène, de quelques petits cristaux pseudomorphosés d'olivine, de verre, de grains de magnétite et de leucoxène, et, dans certains termes à tendance plus acide, de feldspath alcalin et de quartz. Les minéraux secondaires tels que séricite, chlorite, calcite, amphibole, hématite et parfois quartz et albite sont communs dans ces roches.

- Faciès porphyriques vésiculaires

Ce type est caractérisé par la présence de vésicules ovoïdes qui sont souvent occupées par chlorite, quartz-calcédoine, calcite, parfois zéolite et épidote.

Ce faciès présente tous les termes intermédiaires entre un pôle relativement frais dans lequel la matrice intergranulaire est formée essentiellement de petites baguettes de clinopyroxène et de plagioclase, et un type altéré dans lequel les microlites de plagioclase renferment chlorite, oxyde de fer, leucoxène, etc. Le labrador est le seul phénocrystal de la roche; plus rarement quelques microphénocristaux de clinopyroxène se présentent également dans la pâte.

Ces roches sont généralement caractéristiques des faciès laviques, montrant des analogies surtout avec les roches porphyriques à hornblende (en mésostase) qui se trouvent plutôt dans les faciès subvolcaniques. En effet, la hornblende est instable dans les conditions effusives; ainsi les composants ferromagnésiens du magma avec lesquels ce minéral est en équilibre se transforment en augite et hypersthène, au lieu de se combiner en hornblende au cours de la formation de la mésostase (KUNO, 1950). Le remplacement de l'amphibole par des pyroxènes et des oxydes de fer pendant l'émission s'interprète par une déshydrogénation et une oxydation dues à l'augmentation de fO_2/fH_2 , et à la diminution de fH_2O . D'autres types de transformation de l'amphibole peuvent intervenir dans la chambre magmatique en raison de la déshydratation (due à la diminution de fH_2O); ce minéral est alors remplacé par plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène et magnétite (type grabbroïque). Les deux types de remplacement de l'amphibole peuvent être présents dans une même roche (GARCIA et JACOBSON, 1979).

Composition chimique

Nous présentons quatre analyses caractéristiques des différents types de roches porphyriques de l'Eocène supérieur: une lave porphyrique à l'Est de Chahak avec clinopyroxène dans la matrice (E-15); une lave porphyrique à l'Ouest de la même région avec hornblende verte dans la mésostase (E-17); un type intersertal-vésiculaire aux environs de Mazraeh au Nord du Kuh-e-Anarboneh (E-37) et un faciès gloméroporphyrique au NW de Vadeghan (E-47). Ces roches, dans la classification CIPW-LACROIX, se placent par leur indice de coloration dans le clan des roches andésitiques (ou à tendance basaltique: p II(III)), avec une affinité calco-magnésienne marquée par le paramètre $I=2$. Tandis que la pauvreté relative de ces roches en SiO_2 impose dans la classification de MIDDLEMOST ($SiO_2 < 53,5\%$), ainsi que dans celle de PECCERILLO et TAYLOR ($SiO_2 < 52\%$), la dénomination de basaltes, ce qui semble justifié par la présence dominante de labrador. De plus, dans le diagramme alcalins-silice de MACDONALD et KATSURA (1964), tous ces échantillons se placent dans le domaine des basaltes alcalins, à l'exception de E-47 qui se situe dans les tholéiites. Cela confirme également la dénomination de MIDDLEMOST. Dans le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), les faciès porphyriques de la région de Chahak se placent soit dans le domaine des laves saturées en SiO_2 (éch. E-15) ou des tholéiites à olivine, soit dans le champ des roches sous-saturées ou des basaltes alcalins, mais près du plan de sous-saturation (éch. E-17 avec Néph. = 1.64). Quant aux roches du secteur SW du quadrangle d'Aran (E-37, E-47), elles montrent une faible sursaturation en SiO_2 , marquée par l'apparition de quartz normatif. Mais ces dernières s'approchent du plan de saturation en silice. En bref, la composition chimique de ces laves basiques montre toutes les transitions des roches sous-saturées jusqu'aux roches sursaturées, mais le déficit ou l'excès de silice n'est pas grand. En revanche, l'importante quantité de plagioclase virtuel, en accord avec le pourcentage modal, explique la répartition de ces roches porphyriques près du pôle plagioclasique, c'est-à-dire dans les basaltes riches en Al_2O_3 . Mais il faut signaler que ce terme a été utilisé par KUNO (1960-1968) pour des basaltes à structure aphyrique.

Faciès porphyriques du secteur d'Indes-Ravand									
Oxydes	E-15	E-17	E-37	E-47	Norme				
					CIPW	E-15	E-17	E-37	E-47
SiO ₂	47.82	50.70	43.68	49.53	Q	-	-	0.46	6.26
Al ₂ O ₃	19.39	17.87	18.02	17.01	Or	3.78	10.87	3.48	5.43
Fe ₂ O ₃	2.92	3.78	5.46	5.30	Ab	30.80	35.20	22.59	19.63
FeO	6.20	5.52	7.77	5.37	An	34.67	23.03	34.88	33.28
MnO	0.30	0.22	0.49	0.15	Neph	-	1.64	-	-
MgO	4.63	3.21	4.68	4.80	Cor	-	-	0.20	-
CaO	9.31	8.41	8.06	10.30	Diop	5.03	9.02	-	9.95
Na ₂ O	3.64	4.52	2.67	2.32	Heden	2.71	4.47	-	2.25
K ₂ O	0.64	1.84	0.59	0.92	Ens	2.42	-	11.65	7.33
TiO ₂	1.46	1.74	1.96	1.61	Ferros	1.49	-	7.43	1.90
P ₂ O ₅	0.16	0.22	0.21	0.16	Forst	4.74	2.66	-	-
CO ₂	0.15	0.10	0.59	0.23	Fayal	3.23	1.67	-	-
H ₂ O+	2.71	1.43	4.77	1.55	Mag	4.23	5.48	7.91	7.68
H ₂ O-	-	-	-	-	Ilm	2.77	3.30	3.72	3.05
					Ap	0.37	0.52	0.49	0.37
					Cc	0.34	0.22	1.34	0.52
					Eau	2.71	1.43	4.77	1.55
Total	99.33	99.56	98.95	99.25	Total	99.34	99.57	98.96	99.26
CIPW-LACROIX		76-E-15	II, 5, 4, (4) 5		Andésite calco-magnésienne				
		76-E-17	II, 5, 3 (4), 4		Andésite calco-magnésienne				
		77-E-37	II (III), 5, 4, 4, 4 (5)		Andésite basaltique				
		77-E-47	II', (4) 5, 4, 4		Andésite calco-magnésienne				
MIDDLEMOST		76-E-15			Basalte alcalin				
		76-E-17			Basalte alcalin				
		77-E-37			Basalte alcalin				
		77-E-47			Basalte subalcalin				

Tableau 24

D'autre part, l'apparition d'une sursaturation en silice (quartz et hypersthène normatifs) dans certaines des roches décrites (E-37, E-47) peut être attribuée également à l'oxydation de ces laves au cours de leur éruption. Cela est confirmé par leur rapport Fe_2O_3 / FeO plus élevé, et également par leur teneur plus élevée en Fe_2O_3 ($> 5\%$)

La norme des roches est souvent modifiée par les phénomènes d'oxydation; c'est la raison pour laquelle certains auteurs, comme COOMBS (1963), proposent une limite maximale $Fe_2O_3 = 1,5\%$ pour les basaltes, ou, comme CHAYES, (1966) rejettent les analyses où le rapport $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ est supérieur à 0,6. En effet, on sait que les basaltes alcalins subissent fréquemment, lors de leur refroidissement une oxydation de basse température de l'olivine et de la titano-magnétite (GIROD et al., 1978, p. 11).

En ce qui concerne les teneurs en alcalins, le faciès porphyrique à amphibole (hornblende édénitique) est le plus riche, ce qui semble compatible avec la présence de cette variété de hornblende. Ces roches, dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ de KUNO (1959) appartiennent au domaine de la série alcaline, sauf l'échantillon (E-47) qui tombe dans celui de la série calco-alcaline.

2.2.2. Faciès hyalins

Ce sont des laves très sombres, normalement gris foncé à noir, mais qui parfois par oxydation deviennent rouge brunâtre. Elles présentent surtout une texture aphyrique et moins fréquemment subaphyrique, résultant du refroidissement très rapide et complet de certaines coulées de lave. Mais parfois ce faciès peut également être rencontré à la base de certaines coulées de lave à texture porphyrique. Dans ce dernier cas, les laves sont souvent vésiculaires. Finalement, ce faciès est caractéristique des volcanites scoriacées de l'Eocène supérieur.

Au microscope, la structure de ces roches est variable. Elle peut être hyaline fluidale, hyalopilitique, hyaloporphyrrique, hyalopilitique-vésiculaire, etc. Les phénocristaux ou microphénocristaux forment 5 à 30 % du volume de la roche; par contre la part du verre sombre à brunâtre est presque toujours supérieure de 50 %. Ces laves hyalines présentent des caractères microscopiques (structure, minéralogie, indice et pourcentage du verre matriciel, etc.) comparables à ceux des éléments basiques que nous avons déjà décrits dans les pages précédentes (voir 1.1.5.).

Les phénocristaux ou microphénocristaux appartiennent essentiellement au plagioclase, mais aussi au clinopyroxène (augite) et parfois à l'olivine totalement pseudomorphosée (souvent en hématite). Les plagioclases (souvent labrador) renferment dans leur coeur des inclusions vitreuses sombres, parfois en forme de petits golfes irréguliers, passant en bordure à une zone relativement étroite et limpide de plagioclase plus calcique (labrador-bytownite) qui n'a pas d'inclusions.

Ces plagioclases sont tout à fait identiques à ceux des basaltes de DUNGAN et RHODES (1978); ces auteurs ont démontré que ce type d'inclusions est le résultat du piégeage du liquide magmatique après un épisode de corrosion des phénocristaux de plagioclase, en raison du déséquilibre avec le liquide magmatique qui les baigne. Ce déséquilibre est provoqué soit par l'immersion des phénocristaux de plagioclase dans un liquide de composition différente de celui dans lequel ces phénocristaux ont grandi, soit par un changement brutal d'un paramètre physique, comme par exemple la teneur en vapeur d'eau. Ils pensent que la seconde hypothèse est très improbable en raison des très faibles quantités de vapeur dans les MORB*. Dans nos roches, ce déséquilibre correspond vraisemblablement au premier cas, car non seulement le phénomène de corrosion existe dans le plagioclase, mais aussi dans les cristaux de clinopyroxène qui montrent souvent des signes de résorption parfois très avancée. Le taux de corrosion est également différent, si bien que, dans certaines laves, les phénocristaux de plagioclase indiquent une corrosion très intense par le verre de la matrice (parallèlement à la direction de macles polysynthétique) et on n'observe plus qu'une trame de l'ancien phénocristal de plagioclase.

* Mid-Oceanic ridge basalts.

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

Ce verre, dans les roches à structure hyalopilitique et hyalomicrolitique fluidale, renferme des microlites squelettiques et petits (en moyenne $\leq 0,05\text{mm}$) de plagioclase et accessoirement des cristaux minuscules de clinopyroxène, des granules opaques (magnétite, hématite, leucoxène, etc.), du quartz, du feldspath alcalin, de l'apatite, et des minéraux secondaires (chlorite, calcite, etc.). Quant aux termes vésiculaires, la séparation des phases gazeuse et liquide s'est faite plutôt après l'immobilisation des coulées de lave, ce qui explique l'abondance des vésicules ovoïdes et polylobées non déformées. Les minéraux qui occupent ces vésicules sont: calcite, quartz et chlorite, moins fréquemment épidote (pistachite) et hématite.

Parfois des enclaves se présentent également dans ces laves. C'est, par exemple, le cas dans les laves hyalines de la région de Chahak (secteur d'Indes Ravand), où l'on observe des vestiges monogènes d'une lave vitreuse-cryptocristalline à structure aphyrique. Ces enclaves sont formées de matériaux vitreux de teinte claire et renferment des microlites de plagioclase et de petits cristaux de clinopyroxène. Le contact entre ces enclaves claires et le verre basique sombre est onduleux et interdigité. Les cristaux corrodés et les baguettes squelettiques de clinopyroxène de ces enclaves peuvent être rencontrés dans le verre sombre. Tous ces caractères, comme pour les laves bréchiques, sont le témoignage d'une certaine hétérogénéité dans la chambre magmatique, ce qui est également démontré par la présence des phénocristaux de plagioclase.

Composition chimique:

L'analyse chimique suivante est caractéristique des laves basiques sombres, aphyriques à subaphyriques et non vésicu-

Hyalobasalte de Chahak (76-E-16)			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	47.34	Or	6.73
Al ₂ O ₃	17.40	Ab	33.83
Fe ₂ O ₃	3.63	An	22.56
FeO	7.06	Neph	3.67
MnO	0.52	Diop	4.07
MgO	5.46	Heden	2.14
CaO	6.57	Forst	8.20
Na ₂ O	4.80	Fayal	5.46
K ₂ O	1.14	Mag	5.26
TiO ₂	1.64	Ilm	3.11
P ₂ O ₅	0.20	Ap	0.47
CO ₂	0.17	Cc	0.38
H ₂ O+	3.26	Eau	3.26
H ₂ O-	-		
Total	99.19	Total	99.20
CIPW LACROIX	II, 5, 3, 4(5)Andésite		
MIDDLEMOST	Basalte alcalin		

Tableau 25

2.2.3. Faciès microlitiques

Il s'agit des laves aphyriques à subaphyriques, de couleur gris foncé, holocristallines à hypocristallines (verre presque toujours $< 50\%$), et présentant parfois une texture vésiculaire.

On trouve ces roches aussi bien dans les coulées de laves que dans les dykes associés, aussi bien en milieu sous-marin qu'en milieu sub-aérien. Dans la séquence volcanique de l'Eocène supérieur (E₆), elles forment des coulées voisinant avec

laire de la région de Chahak. Il s'agit de laves légèrement sous-saturées (néphéline virtuelle $< 5\%$) qui, dans le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), appartiennent au groupe des basaltes alcalins, ce qui justifie la dénomination de la classification MIDDLEMOST. De plus, la faible teneur en néphéline normative, rapproche ces roches du plan de sous-saturation en silice; par leur teneur remarquable en plagioclase (Pl = 70,5 %, Cpx = 8 %, Ol = 17 % et Neph. = 4,5 %), elles se placent près du pôle plagioclasique. D'ailleurs, ce type aphyrique-subaphyrique par sa teneur élevée en Al₂O₃ ($> 16,5\%$, KUNO, 1960-1968) mérite de porter le nom de basalte riche en Al₂O₃. Ceci est une tendance que nous avons déjà vue fréquemment dans les termes basiques, soit porphyriques, soit aphyriques de l'Eocène supérieur (E₆), mais aussi dans ceux de l'unité volcanique du Lutétien inférieur (E₂). Enfin, ces laves aphyriques, comme leurs partenaires porphyriques, dans les diagrammes Na₂O + K₂O/SiO₂ de KUNO (1959) et de MACDONALD et KATSURA (1964), tombent dans le domaine des roches alcalines.

des brèches volcaniques et des dépôts sédimentaires (par exemple au SE d'Indes-Ravand, calcaires nummulitiques). Elles se poursuivent parfois par des laves à faciès porphyrique.

Au microscope, deux types de structures apparaissent dans ces roches: l'une microlitique fluidale, parfois également vésiculaire, et l'autre intergranulaire à intersertale. Les microphénocristaux forment très souvent moins de 5 à 10 % du volume de la roche.

Par leur composition minéralogique, ces roches montrent les deux tendances suivantes.

- Termes intermédiaires

Dans ce type, la matrice forme souvent la totalité du volume de la roche. Il s'agit de microlites ($< 0,1$ mm) de plagioclase (souvent andésine) qui forment souvent plus de 45-50 % du volume de la roche, de baguettes (0,3-0,4 mm) squelettiques de clinopyroxène (diopsidique, étude R. X.), de quelques petits cristaux verdâtres d'orthopyroxène, et de minéraux secondaires et accessoires tels que chlorite-serpentine, minéraux opaques (magnétite, hématite, leucoxène), calcite, épidote, actinote et apatite. Le quartz, en faible quantité (environ 5 %), parfois associé au feldspath alcalin, occupe les interstices des plagioclases. La répartition de ces derniers dans la matrice est généralement homogène; il est intéressant de signaler qu'à l'Ouest et au Nord Ouest de Lassonpa, on retrouve les mêmes laves, mais à caractère non homogénéisé: ici, la roche est formée de bandes ou de zones claires et sombres, généralement de 1 à quelques mm d'épaisseur, grossièrement parallèles à la fluidalité de la roche; cependant une relation interdigitée existe entre les zones relativement claires et sombres. Minéralogiquement, les bandes claires présentent la même composition que nous venons de décrire, mais avec une concentration plus remarquable du quartz (parfois sphérolitique) et du feldspath alcalin dans les interstices des microlites de plagioclase et de clinopyroxène. Ces bandes sont également caractérisées par l'abondance de petits cristaux (en moyenne 0,01-0,03 mm) automorphes-subautomorphes de magnétite. Quant aux bandes sombres, elles sont riches en ferromagnésiens (clinopyroxène, oxydes opaques et surtout leucoxène); quartz et feldspath alcalin y sont absents. La limite entre ces deux zones n'est pas toujours nette et l'une passe graduellement à l'autre. Cette hétérogénéité entre certains matériaux basiques (essentiellement) et acides provient probablement d'une miscibilité imparfaite.

- Termes basiques

Ces roches se distinguent des précédentes par la présence de microphénocristaux de plagioclase (labrador) et de ferromagnésiens (pyroxène, olivine) presque toujours pseudomorphosés qui atteignent jusqu'à 15-20 % du volume de la roche; par l'existence de microlites de plagioclase plus calcique (labrador, andésine); par l'abondance de baguettes de clinopyroxène et parfois de petits cristaux d'olivine pseudomorphosés en oxyde de fer et calcite, parfois en serpentine; par l'absence de quartz (parfois du quartz secondaire existe). Ces roches sont également caractérisées (surtout au NE d'Aran) par un important développement des minéraux secondaires, surtout calcite, chlorite, séricite, oxydes opaques (hématite, magnétite, leucoxène), plus rarement quartz et albite.

Composition chimique

Les analyses chimiques suivantes sont représentatives des laves intermédiaires des parties sud-est du secteur d'Indes-Ravand (E-38 aux environs de Mazraeh, au Nord du Kuh-e-Anarboneh et E-46 au NW de Vadeghan), et des roches basiques de l'Ouest de Chahak (E-72, dyke d'alimentation associé aux hyaloclastites) et du NE d'Aran (E-81, lave du Siah Kuh; E-88, dyke du Narreh Khar Kuh). Les termes intermédiaires comportent environ 14 % de quartz normatif. Il s'agit donc de laves sursaturées qui, par leurs teneurs en alcalins, tombent dans la série calco-alcaline du diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ (KUNO, 1959). Cependant, ces laves montrent une faible teneur en Al_2O_3 par rapport à la

moyenne des andésites de CHAYES (1969) ou de MACBIRNEY (1969), qui est supérieure à 17 %. Par contre ces laves ont des teneurs en Fe total plus fortes que celles des andésites calco-alcalines décrites. Dans le diagramme K_2O/SiO_2 de PECCERILLO et TAYLOR (1976), ces roches sont nommées andésites basaltiques riches en K (E-38) et andésites (E-46) et appartiennent également à la série calco-alcaline. Quant aux termes basiques, ils sont faiblement sursaturés (E-72 et 81) ou sous-saturés (E-88) et, comme les autres termes basiques étudiés dans les pages précédentes, ils approchent du pôle plagioclasiq, c'est-à-dire des basaltes riches en Al_2O_3 .

Faciès microlitiques (aphyrique-subaphyrique), termes intermédiaires (E-38 et 46) et basiques (E-72, 81 et 88)												
Oxydes	E-38	E-46	E-72	E-81	E-88	Norme		E-38	E-46	E-72	E-81	E-88
						CIPW						
SiO_2	55.10	58.25	50.46	50.67	46.85	Q		14.04	14.16	1.49	1.01	-
Al_2O_3	14.50	14.25	17.07	15.83	16.58	Or		15.48	10.40	12.76	10.10	13.41
Fe_2O_3	7.10	3.85	6.29	3.45	3.18	Ab		24.36	32.66	29.44	34.26	20.31
FeO	4.03	5.76	4.74	2.40	5.90	An		18.89	16.35	24.57	19.96	22.37
MnO	0.24	0.20	0.27	0.13	0.34	Neph	-	-	-	-	-	5.49
MgO	3.47	2.71	4.27	3.74	1.99	Wo	-	-	-	-	-	0.08
CaO	6.17	5.65	7.72	9.47	10.82	Diop		3.40	4.07	7.98	18.82	10.69
Na_2O	2.88	3.86	3.48	4.05	3.60	Heden	-	2.40	1.34	0.25	0.25	12.86
K_2O	2.62	1.76	2.16	1.71	2.27	Ens		7.06	4.85	6.93	0.58	-
TiO_2	1.86	1.94	1.18	1.00	1.21	Ferros	-	3.28	1.34	-	-	-
P_2O_5	0.35	0.34	0.30	0.39	0.45	Mag		8.38	5.58	9.11	5.00	4.61
CO_2	0.80	0.24	-	-	-	Hem		1.31	-	-	-	-
H_2O^+	0.67	1.09	2.42	7.53	7.66	Ilm		3.53	3.68	2.24	1.89	2.29
H_2O^-	-	-	-	-	-	Ap		0.82	0.80	0.71	0.92	1.06
						Cc		1.81	0.54	-	-	-
						Eau		0.67	1.09	2.41	7.52	7.66
Total	99.79	99.90	100.36	100.37	100.85	Total		99.81	99.92	100.37	100.39	100.87
CIPW-LACROIX			77-E-38	II, 4, 3', (3)4		Dacite						
			77-E-46	II, 4, 3, 4		Dacite						
			77-E-72	II, 5, 3(4), 4		Andésite						
			77-E-81	II, 5, '4, 4		Andésite						
			77-E-88	II', '5, 4, 4		Andésite						
MIDDLEMOST			77-E-38	Andésite								
			77-E-46	Andésite								
			77-E-72	Basalte alcalin								
			77-E-81	Basalte alcalin								
			77-E-88	Basalte alcalin								

Tableau 26

Les roches aphyriques sombres du NE d'Aran (E-81 et 88), malgré une apparence relativement fraîche, renferment une quantité remarquable de minéraux secondaires (calcite, surtout), ce qui explique les valeurs élevées de la perte au feu (exprimée en H_2O^+) et de CaO. Le rapport alcalins/silice, dans ces termes basiques, est notable et leur permet de se grouper dans les basaltes alcalins du diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$ de MACDONALD et KATSURA (1964); il en est de même dans le diagramme alcalins/silice de KUNO.

Dans le diagramme K_2O/SiO_2 (PEC CERILLO et TAYLOR, 1976) la teneur relativement élevée de ces laves basiques en K_2O (E 72 et 88), les place dans le champ des absaromites ou domaine de la série shoshonitique de ce diagramme. Or, la tendance shoshonitique est l'une des caractéristiques des volcanites de l'Eocène supérieur de l'Iran. Elle apparaît aussi dans le faciès suivant et nous en parlerons donc plus loin.

Ces laves présentent une somme relativement constante en alcalins (5,5 - 5,8 %) et, comme nous l'avons vu pour les laves dacitofidiques de la même époque, il y a une corrélation négative régulière entre Na_2O et K_2O . De plus, on peut noter que le total des alcalins est relativement constant, alors que la silice subit une importante variation.

2.2.4. Faciès basiques à olivine

Il s'agit de laves de couleur gris sombre, avec une texture souvent subaphyrique à aphyrique (régions au NE de Qaleh Cham, Davaz deh Emam, etc.), mais parfois également porphyrique (comme au NW de Davazdeh Emam), avec phénocristaux de plagioclase (moyenne 4-6 mm), de clinopyroxène (jusqu'à 5 mm) et d'olivine (1,5-2 mm). Ces roches se trouvent aux niveaux terminaux de l'Eocène supérieur et sont parfois intercalées dans les dépôts lagunaires à continentaux de cette époque (par exemple, dans la région de Davazdeh Emam). Il s'agit de coulées de lave, de couches d'agglomérats et de faciès subvolcaniques.

Au microscope, la structure peut être assez variée (intergranulaire, hyalopilitique, fluidale et parfois vésiculaire).

Ces roches présentent généralement la composition minéralogique suivante:

Olivine : en phénocristaux ou en petits cristaux dans la matrice; $2\bar{V} = 75-80^\circ$; l'étude par R.X. sur cristaux triés décèle une forstérite ferrifère $(Mg_{0,64}Fe_{0,36})_2SiO_4$. L'altération commence dans la bordure et les craquelures, et continue jusqu'à la pseudomorphose totale (surtout dans les roches à tendance moins basique). La pseudomorphose est souvent en hématite et calcite, mais chlorite, serpentine, bowlingite et iddingsite sont d'autres matériaux d'altération.

Clinopyroxène : cristaux souvent verdâtres (en L.N.) à brunâtre clair, maclés avec $2\bar{V} = 50^\circ-55^\circ$ et $Z \wedge C = 40^\circ-44^\circ$. Ils sont relativement frais, avec une faible transformation en minéraux opaques, calcite, chlorite. Ils renferment des inclusions d'apatite.

Plagioclase : phénocristaux de labrador (An 68-55), zonés, avec inclusions d'olivine, pyroxène, et des "inclusions poussiéreuses" qui sont concentrées vers la zone extérieure. Parfois une bordure mince de feldspath potassique entoure ces phénocristaux; une corrosion est observable, surtout dans les roches moins basiques.

Méscostase : formée de baguettes ou microlites de plagioclase (labrador-andésine), de clinopyroxène, d'olivine, de minéraux opaques, avec, dans les interstices, de la sanidine (dét., par R.X. et sections colorées) dans les laves du NE d'Aran (Davazdeh Emam). Dans la même région, l'analcime (dét. par R.X.), à tendance automorphe-subautomorphe atteignant 0,3-0,4 mm, forme environ 5 % de la matrice. Dans la région NE de Qaleh Cham, de petites paillettes de biotite se trouvent aussi dans la pâte. L'apatite, soit en inclusions dans les phénocristaux, soit dans la matrice, est relativement abondante. Quant aux zéolites, elles se trouvent, comme la chlorite, dans les vésicules. Enfin, certaines aiguilles minuscules et verdâtres ressemblent à la pumpellyite(?).

Composition chimique

Il s'agit de laves basiques légèrement sous-saturées, avec une faible quantité de néphéline normative (environ 2 à 6 %). Ce déficit est minéralogiquement exprimé sous la forme d'analcime dans les laves du NW de Davazdeh

Emam (E-468). Dans le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), ces roches se trouvent dans les basaltes alcalins, ce qui justifie également leur présence dans le domaine de la série alcaline du diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ de KUNO (1959) et dans celui des basaltes alcalins de MACDONALD et KATSURA (1964), ainsi que leur dénomination (trachybasalte) dans la classification de MIDDLEMOST (1980). Ces laves sont surtout caractérisées par une teneur élevée en K_2O , ce qui se manifeste par une proportion remarquable (14 à 35 %) de feldspath potassique virtuel (sanidine modale). De plus, dans le diagramme $\text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ de PECCERILLO et TAYLOR, cette richesse en K_2O permet à ces roches de porter le nom d'absarokite (éch. E-86 et E-648) et de shoshonite (éch. E-84) et de tomber dans le domaine des séries shoshonitiques (IV). Les valeurs en K_2O des échantillons E-84 et E-86 sont même si élevées que leurs points représentatifs se placent

Facies basiques du domaine NE (Davazdeh Emam)							
Oxydes	E-84	E-86	E-648	Norme CIPW	E-84	E-86	E-648
SiO_2	53.05	50.03	49.14	Or	29.01	35.21	14.06
Al_2O_3	17.67	18.35	18.32	Ab	30.05	8.50	27.11
Fe_2O_3	5.16	3.91	5.03	An	15.71	21.96	24.73
FeO	2.43	3.18	4.83	Néph.	2.09	6.11	3.92
MnO	0.16	0.28	0.18	Wo	2.98	5.34	-
MgO	1.47	1.76	3.94	Diop	7.89	9.45	10.38
CaO	7.23	10.78	9.09	Heden	-	2.65	2.93
Na_2O	4.01	2.34	4.06	Forst	-	-	3.50
K_2O	4.91	5.96	2.38	Fayal	-	-	1.25
TiO_2	0.97	1.04	1.13	Mag	5.54	5.66	7.29
P_2O_5	0.44	0.55	0.57	Hem	1.33	-	-
CO_2	-	-	-	Ilm	1.84	1.97	2.14
H_2O^+	2.28	1.34	1.73	Ap	1.04	1.30	1.34
H_2O^-	-	-	-	Eau	2.28	1.34	1.73
Total	99.78	99.52	100.40	Total	99.80	99.55	100.43
CIPW LACROIX			77-E-84	II, 5, 3, 3	Andésite		
			77-E-86	II, 5, (3)4, 2(3)	Andésite		
			77-E-648	II, 5, 3(4), 4	Andésite		
MIDDLEMOST			77-E-84		Trachybasalte		
			77-E-86		Trachybasalte		
			77-E-648		Trachybasalte		

Tableau 27

MACKENZIE et CHAPPELL (1972), GIROD et al. (1978), LEFVRE (1979), etc.

Pétrographiquement les termes basiques de la série shoshonitique renferment généralement des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase et parfois d'orthopyroxène. Olivine ou orthopyroxène sont parfois absents (LEFVRE, 1979). La mésostase est généralement finement cristallisée, mais parfois vitreuse. On peut rencontrer dans la matrice les mêmes minéraux que les phénocristaux (olivine relativement riche en Fe, GIROD et al., 1978), du feldspath potassique (abondant), mais aussi parfois biotite, analcime, leucite et tridymite. Dans les termes plus acides (banakites), les phénocristaux d'olivine et de pyroxène sont moins nombreux, mais plagioclase, amphibole et micas apparaissent fréquemment. Ces deux derniers sont abondants dans les termes ultimes de la différenciation (LEFVRE, 1979).

au-dessus du cadre de ce diagramme. Mais pour adopter une telle dénomination pour ces roches, comme pour certains termes du faciès microlitique, il est nécessaire de comparer leurs caractères pétrographiques et chimiques avec ceux des séries shoshonitiques mondiales. Il faut signaler également qu'en Iran, les roches volcaniques à tendance shoshonitique ont été rencontrées en plusieurs localités, telles que Natanz-Nain-Surk (AMIDI, 1975), région de Kerman (FORSTER et al., 1972), Taleghan (STALDER, 1971), Damavand (BROUSSE et al., 1977), etc.

La série shoshonitique et ses caractères minéralogiques et chimiques ont été décrits par plusieurs auteurs tels que JOPEIN (1965-1968), DICKINSON et al. (1968), NICHOLLS et CARMICHAEL (1969), GILL (1970), JAKES et WHITE (1972), KESSON et SMITH (1972),

Chimiquement, le caractère le plus remarquable des roches de cette série est leur teneur élevée en K_2O , si bien que le rapport K_2O/Na_2O est voisin de 1 dans tous les termes; la moyenne de ce rapport pour les basaltes alcalins est 0,5 (in GIROD et al. 1978). De même est caractéristique leur faible teneur en TiO_2 ($< 1,3\%$) (KESSON et SMITH, 1972). La teneur en SiO_2 , dans les termes basiques, s'approche de 54 % (JAKES et WHITE, 1972 ; CARMICHAEL et al. 1974); mais le degré de saturation en silice n'est pas significatif: il y a des roches sous-saturées à néphéline normative (par exemple, l'association shoshonitique d'Iran), mais le déficit en silice n'est pas fort; on rencontre également des roches à quartz normatif (par exemple au Pérou, LEFEVRE, 1979), et plus souvent à hypersthène normatif (CARMICHAEL et al. 1974). La teneur en Al_2O_3 est variable (14,5 à 20 % ; JAKES et WHITE, 1972). La teneur en CaO est relativement élevée (DICKINSON et al., 1968), comprise entre 7 et 10 % (termes basiques). Très souvent, il n'y a aucun enrichissement en fer, mais parfois un léger "Fenner trend" a été signalé (JOPLIN, 1965).

Ces caractères généraux de la série shoshonitique permettent de conclure à l'existence d'une "association shoshonitique" essentiellement dans le secteur au NE d'Aran (Davazdeh Emam), et cela est pour les raisons suivantes:

- Pétrographiquement, abondance des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène dans les termes basiques (absarokites ou shoshonites) dans une matrice riche en feldspath potassique, avec parfois des cristaux d'analcime; dans les termes acides (voir laves dacitofides), phénocristaux de labrador (souvent), de clinopyroxène et en certains cas, de biotite, dans une pâte riche en feldspath potassique.
- Chimiquement, laves toujours riches en alcalins ($Na_2O + K_2O > 5\%$, JAKES et WHITE, 1972) avec des teneurs élevées en K_2O , et un rapport K_2O/Na_2O plus ou moins voisin de 1 (tableau suivant), avec des teneurs en TiO_2 toujours faibles ($< 1,3\%$, KESSON et SMITH, 1972); par contre celles en CaO et en Al_2O_3 sont relativement élevées dans les termes basiques ($>7\%$ pour CaO et très souvent $>17\%$ pour Al_2O_3). Quant à la silice, on voit une forte variation depuis les laves sous-saturées jusqu'aux roches sursaturées, avec une lacune d'environ 11 % correspondant aux latites.
- Stratigraphiquement, laves appartenant au stade final du volcanisme éocène. Cela semble en accord avec les travaux de DICKINSON et al. (1968) et de GILL (1970) dans les îles Fidji (SW du Pacifique), où ils ont démontré que ces laves correspondent aux manifestations volcaniques ultimes, et sont en même temps les plus éloignées de la fosse océanique.

Dans le tableau (28) tous les échantillons, sauf (E-72), appartiennent au domaine NE. Ces roches dans la classification MACKENZIE et CHAPPELL (1972), comme dans celle de PECCERILLO et TAYLOR (1976), se trouvent dans le domaine de la série shoshonitique, malgré quelques rapports K_2O/Na_2O un peu bas; cela se rencontre également dans l'association shoshonitique de la région de Natanz-Nafn-Surk (en Iran, AMIDI, 1975) et dans celle du Yellowstone Park (JOPLIN, 1968).

% en silice	Echantillon	SiO ₂	K ₂ O	K ₂ O/Na ₂ O	TiO ₂
Absarokite	77-E-88	46.85	2.27	0.63	1.21
	77-E-648	49.14	2.38	0.59	1.13
50%					
Shoshonite	77-E-86	50.03	5.96	2.55	1.04
	77-E-72	50.46	2.16	0.62	1.18
	77-E-84	53.05	4.91	1.22	0.97
57%					
Latite					
63%					
Toscanite	77-E-661	64.29	3.34	0.61	0.82
	77-E-83	64.46	6.09	1.61	0.86
	77-E-85	65.28	5.32	1.22	0.85
	77-E-650	65.64	7.19	2.47	0.52

Tableau (28) : montrant la répartition des termes basiques (absarokite, shoshonite) et acides (dacite, rhyolite ou toscanite) selon la classification de MACKENZIE et CHAPPELL (1972).

Bien que que toutes ces laves appartiennent aux niveaux terminaux de l'Eocène, il existe une nette répartition: les laves basiques sous-saturées se trouvent essentiellement dans les secteurs NW de Davazdeh Emam où les termes acides sont absents. Ceux-ci se localisent dans le SE de la même région (Narreh Khar Kuh - Siah Kuh) où les shoshonites sont relativement très riches en K₂O (éch. 86) et sont moins abondantes. La lacune des latites qui existe entre termes basiques sous-saturés et termes acides n'est pas simplement caractéristique de notre région; en effet, elle se retrouve aussi dans l'association shoshonitique de Natanz-Nafn-Surk, ce qui écarte la possibilité d'un échantillonnage non représentatif.

3. CONCLUSION

La phase volcanique de l'Eocène supérieur (E-6) est caractérisée par une grande variété des faciès pétrographiques, mais également par un volume important des matériaux volcaniques. Les épanchements magmatiques ont été aussi bien acides que basiques à intermédiaires, avec des répartitions locales, tantôt basiques et tantôt acides. On y rencontre aussi bien des volcanites de type continental (par exemple ignimbrites), que des volcanites franchement subaquatiques (hyaloclastites). Ces dernières se manifestent à plusieurs reprises, grâce aux différentes phases d'ouverture des bassins sédimentaires de l'Eocène supérieur, qui permettent une invasion relativement rapide et parfois volumineuse du magma basique vers la surface.

Un contact entre magma acide et magma basique peut être envisagé, car on observe les différentes étapes d'un mélange magmatique, depuis les laves bréchiques à éléments basiques (micropillows, flammes) à structure de roches émulsionnées et/ou interdigitées avec la matrice acide, jusqu'aux termes où ces matériaux basiques sont mécaniquement détachés et désagrégés, ainsi que chimiquement corrodés et plus ou moins déstabilisés par le magma acide.

On note également des agrégats glomérocrystallins et des phénocristaux de nature basique (labrador, augite ou augite diopsidique, ± olivine, ± Ti-Fe oxydes) dans les termes intermédiaires à acides (dacitoides) qui sont manifestement en déséquilibre avec la matrice acide. Ces phases cristallines ne montrant aucune trace de croissance, mais au contraire présentent des signes de résorption avec une corrosion parfois très avancée. On les retrouve dans les termes basiques (basaltiques) avec la même composition, où ils sont en équilibre avec la matrice. Ces glomérocrystaux (parfois monominéraux) s'interprètent comme des minéraux cumulatifs d'un magma basique riche en cristaux intratelluriques (> 5 % du volume, VANCE, 1969). Il y a aussi des dacitoides à verre matriciel de teinte claire, qui renferment des glomérocrystaux (toujours de nature basique) avec un verre brunâtre interstitiel de réfringence relativement élevée (ce verre brunâtre est en équilibre avec les cristaux qui l'entourent), suggérant que ces agrégats cristallins dérivent d'un autre magma (basique) que le magma acide. Finalement, les différentes observations montrent que l'incorporation des matériaux basiques et acides s'est produite à l'état liquide-pâteux.

L'activité magmatique acide s'est manifestée souvent par un volcanisme ignimbritique:

L'évolution latérale depuis une lave vitrophyrique (ignimbrite lavique) jusqu'à un faciès vitroclastique (ignimbrite tuffacée) peut être suivie aussi bien sur le terrain qu'au microscope. Quant au magmatisme basique à intermédiaire, ses faciès sont divers, pouvant aller de roches porphyriques à des roches aphyriques. Enfin, l'apparition d'une association shoshonitique, au stade terminal du volcanisme éocène supérieur, est caractéristique, les roches de cette association étant concentrées surtout dans le domaine NE (Davazdeh Emam) (fig. 47).

Chimiquement nous avons porté l'ensemble des volcanites de l'Eocène supérieur sur les diagrammes $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ (KUNO, 1959), $\text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) et A.F.M. Dans le diagramme alcalins/silice, les termes basiques sont localisés dans le domaine de la série alcaline avec une concentration rapide d'alcalins surtout pour les roches riches en K_2O du domaine NE. Signalons également que les basaltes alcalins, relativement riches en volatils, peuvent résulter de magmas plus riches en alcalins par vésiculation et transfert gazeux des alcalins dans une chambre magmatique isolée (SAKUYAMA et KUSHIRO, 1979).

Quant aux roches intermédiaires et acides, elles sont dispersées soit dans le domaine de la série calco-alcaline (souvent les roches du secteur d'Indes-Ravand), soit dans celui de la série alcaline (surtout les roches du domaine NE). Dans le diagramme $\text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$, une variation très nette existe dans les valeurs de K_2O (environ 5 %) pour les dacitoides et ignimbrite vitrophyrique du domaine NE (encadré) alors que leurs teneurs globales en alcalins et SiO_2 sont plus ou moins comparables. Nous rappelons que ces roches appartiennent au même épisode volcanique, mais les ignimbrites se sont manifestées les premières. Il semble qu'un enrichissement en alcalins (ici, surtout en K_2O), dû à la concentration des volatils, se soit produit dans la partie supérieure de la chambre magmatique, ce qui est confirmé par les travaux expérimentaux de SAKUYAMA et KUSHIRO (1979), mais aussi par la présence de minéraux hydroxydés tels que la biotite. Dans le même diagramme, les points représentatifs (sauf une ignimbrite) se placent soit dans les domaines calco-alcalin (II) et calco-alcalin riche en K (III), soit dans celui de la série shoshonitique (IV) (fig. 48).

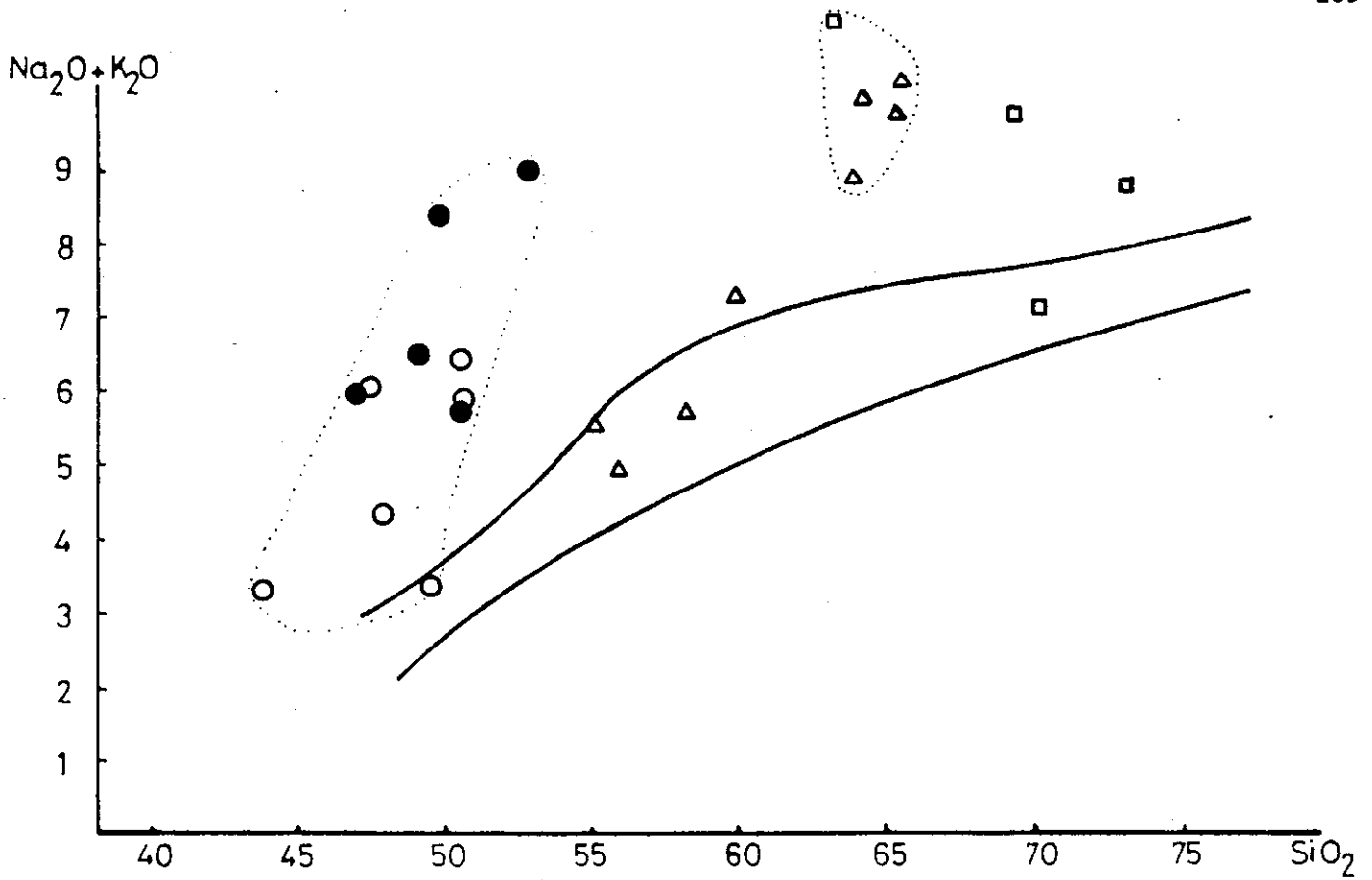


Fig. 47 - Répartition des roches basiques (○●), intermédiaires (△) et ignimbritiques (□) de l'Eocène supérieur (N.B. : ● : roches basiques du domaine NE).

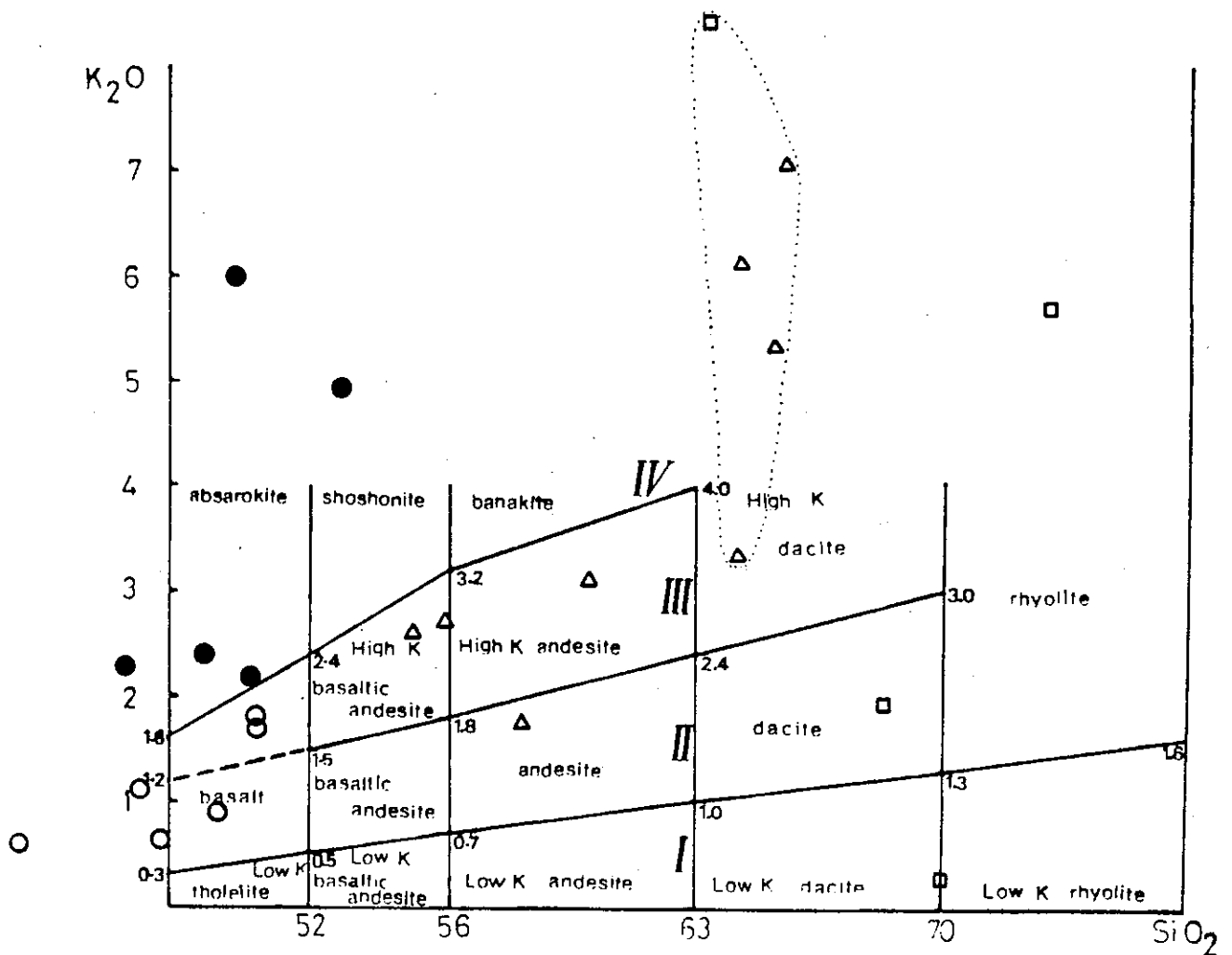


Fig.48 - Mêmes roches que fig. (47). I (domaine de la série tholéitique), II et III (respectivement, série calco-alkaline et calco-alkaline riche en K), IV (série shoshonitique).

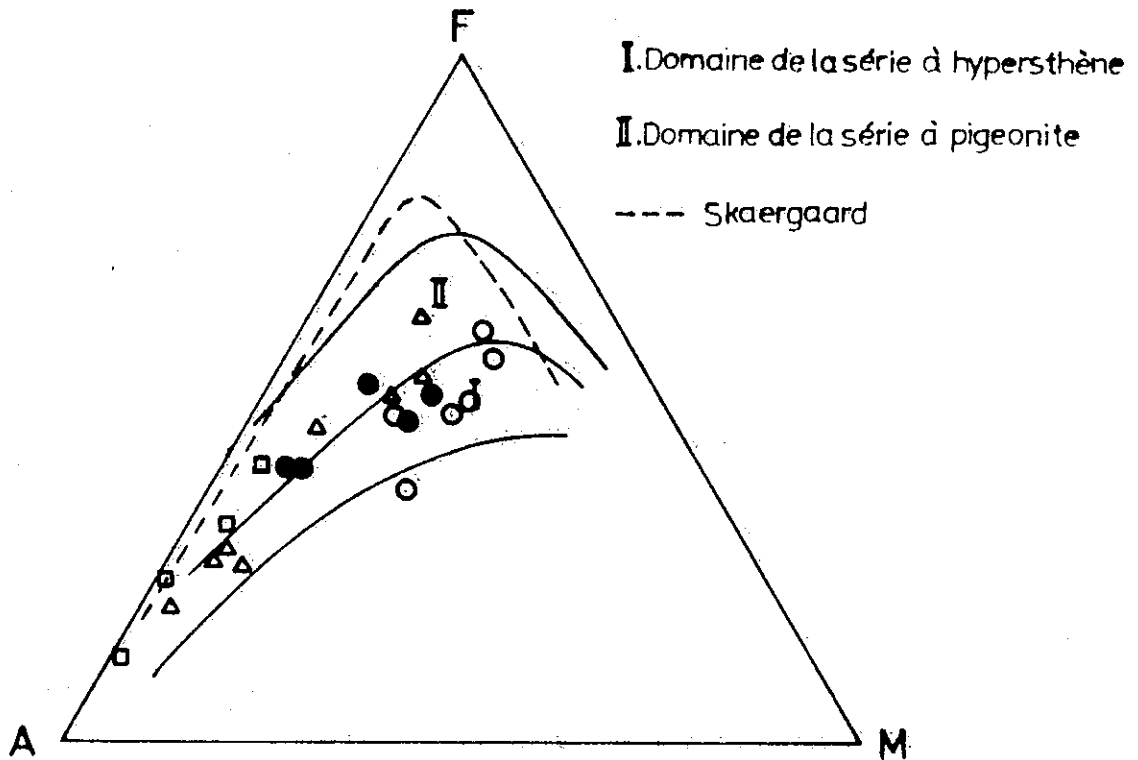


Fig. 49 - Montrant les mêmes roches que fig.47

Dans le diagramme AFM, la majorité des échantillons se situent dans le domaine de la série à hypersthène de KUNO et à son voisinage. La lignée séparant les domaines I et II, avec un faible enrichissement en fer, est presque représentative de nos roches. Par contre un enrichissement rapide et important en alcalins est observable (fig.49).

La faiblesse relative de certains termes basiques à intermédiaires en MgO peut être attribuée en partie à un fractionnement des minéraux ferromagnésiens, tels que l'olivine et le clinopyroxène, avec, en corollaire, un enrichissement en minéraux leucocrates comme le plagioclase. Cela semble être en accord avec nos observations de terrain et au microscope qui mettent en évidence plusieurs faciès pétrographiques dans les termes basiques à intermédiaires, tels les faciès glomérophyriques (avec agrégats d'olivine, clinopyroxène et plagioclase), les faciès porphyriques à phénocristaux de plagioclase, etc. D'autre part, dans certains cas moins fréquents, l'altération et / ou la pseudomorphose des minéraux ferromagnésiens, comme l'olivine en hématite et calcite, s'accompagnent d'une libération de Mg, avec un remplacement par Fe^{3+} et Ca.

CHAPITRE VI - MAGMATISME OLIGO-MIOCENE ET PLIO-QUATERNAIRE

1. PHASE VOLCANIQUE DE L'OLIGOCENE (Anté-Qom)

Après une période de volcanisme souvent très actif (Eocène), la région étudiée retrouve relativement son calme. Les manifestations magmatiques que nous pouvons attribuer à cette phase ne sont que locales.

A l'échelle de l'Iran cette phase comporte:

- . Magmatisme acide - caractérisé surtout par un volcanisme rhyolitique, et également un plutonisme granodioritique (AMIDI, 1975; TARKIAN, 1972; LESCUYER et al., 1976; CAILLAT et al., 1978, etc.).
- .. Magmatisme basique à intermédiaire - manifesté par des coulées de lave et les roches pyroclastiques associées (STALDER, 1971; ANNELLS et al., 1975, etc.).

Comme nous l'avons déjà indiqué (chapitre Stratigraphie), l'âge des volcanites de cette phase, dans la plupart des cas n'est qu'approximatif, car elles sont souvent associées avec des dépôts qui ne sont pas définis paléontologiquement. Cependant, par leur position stratigraphique entre les dépôts de l'Eocène supérieur et ceux de l'Oligo-Miocène (Formation de Qom), on peut les attribuer à l'Oligocène (ou Anté-Qom).

Les roches de cette phase dans notre région, peuvent être classées dans les deux catégories suivantes: volcanites acides, volcanites basiques à intermédiaires.

1.1. Volcanites acides

Elles existent essentiellement dans la région SE de Dastegerd (environ 35 km au SSE de Qom). L'apparition de ces roches semblent correspondre à une phase de fracturation postérieure à l'Eocène supérieur. Les produits volcaniques de cette phase recouvrent (dépôts pyroclastiques) et/ou recourent (rhyolites) les volcanites sombres de la séquence E₆. Par contre, leurs traces sont introuvables dans les sédiments oligo-miocènes (Formation de Qom).

1.1.1. Pyroclastites

Ce sont des roches stratifiées, massives, de couleur gris clair, à aspect compact et dur, présentant une structure granoclassée. Elles varient de termes grossiers (bréchiques) à fins (cendreux) et se répètent souvent avec un caractère rythmique. A 3 km environ au SE de Dastegerd, elles présentent une structure circulaire et doméenne d'un diamètre d'environ 50 m et d'une hauteur de quinze à vingt mètres. Une érosion alvéolaire est caractéristique.

tel-00509888, version 1 - 17-Aug-2010

Ces matériaux pyroclastiques dérivent d'un magma rhyolitique, avec une composition minéralogique identique à celles des rhyolites que nous étudierons plus loin. Ils renferment également des xénolithes basiques à intermédiaires de couleur sombre et à texture souvent aphyrique à subaphyrique. L'examen au microscope montre que ces enclaves appartiennent, pour la plupart, à une roche basique à intermédiaire, à fond vitreux sombre (⁺ oxydé) qui renferme des microlites de plagioclase. Ces xénolithes ressemblent à ceux des roches bréchiques de l'Eocène supérieur (voir: tufs lithiques). La matrice est essentiellement formée par des matériaux cendreux acides dans lesquels on trouve des phénocristaux automorphes de quartz (⁺ cassés et anguleux), de feldspath et de grenat parfois pseudomorphosé par la calcite. Les cristaux de grenat, comme pour les rhyolites de cette phase, sont toujours automorphes, isolés dans la pâte rhyolitique (ou dans les lapillis de même nature) mais jamais attachés aux matériaux xénolithiques.*

En ce qui concerne le mode de mise en place de ces pyroclastites, elles résultent apparemment de phases explosives subaériennes à caractère rythmique, et cela s'explique par les raisons suivantes:

. Les phénocristaux de quartz, de feldspath, de grenat sont limpides, automorphes ou cassés mais très anguleux, ne montrant aucun signe de transport. Il en est de même des xénolithes.

. Il ne peut s'agir de matériaux pyroclastiques remaniés à partir des roches volcaniques sous-jacentes (Eocène supérieur) car, dans cette région, comme nous l'avons dit, il s'agit de volcanites sombres, de composition basique à intermédiaire. Par ailleurs, leur composition est identique aux rhyolites associées.

. Enfin, elles se sont déposées en milieu continental, ce qui est confirmé par les conditions paléogéographiques de cette époque, par l'absence d'intercalations sédimentaires, et par les figures d'accumulation des retombées aériennes (granoclassement, stratification), provenant de phases explosives à caractère rythmique (alternance de pyroclastites grossières et fines).

1.1.2. Laves rhyolitiques

Il s'agit de rhyolites hololeucocrates, de couleur blanche, et à pâte très fine dans laquelle on trouve des cristaux millimétriques de feldspath, de quartz, et de très petits cristaux (souvent < 0,03 mm) de grenat. Ces rhyolites affleurent dans les zones tectoniquement accidentées de l'Eocène supérieur et présentent parfois un aspect filonien.

Au microscope, la matrice constitue généralement 85 à 90 % du volume de la roche. Elle est vitreuse à cryptocristalline, à structure fluidale et formée essentiellement d'un assemblage quartzo-feldspathique (plus ou moins kaolinisé), avec quelques petites paillettes de chlorite et séricite, quelques plages de calcite et des cristaux minuscules mais automorphes de grenat.

Quant aux phénocristaux, il s'agit:

- de quartz automorphe et limpide (25 à 30% des phénocristaux) parfois corrodé et diaclasé;
- de plagioclase (An 26-32) qui est plus ou moins remplacé par de la calcite et des minéraux argileux;
- et parfois de mica et de grenat.

* Voir Planche I, photo 7

Le grenat se trouve en très faible quantité (souvent $< 1\%$) lorsqu'il existe, mais il s'agit toujours de cristaux (0,3 - 0,4 mm) automorphes, limpides, très légèrement rosâtres, à aspect chagriné, craquelé, avec une réfringence de $1.810 (+ 0.005)$. La finesse des grains, leur rareté dans ces rhyolites, et parfois leur pseudomorphose, provoquent malheureusement des difficultés pour les dégager et les analyser. Mais les caractères microscopiques et macroscopiques ainsi que l'étude aux R.X., montrent qu'il s'agit d'un grenat à dominance d'almandin. Dans la région d'Ardestan, les rhyolites de l'Oligocène renferment des grenats à composition moyenne: almandin 65 %, spessartite 30 % et pyrope + grossulaire 5 % (TARKIAN, 1972).

Les travaux expérimentaux de GREEN et RINGWOOD (1968b) montrent que les phénocristaux riches en almandin peuvent cristalliser directement à partir du magma acide calco-alcalin, en présence d'eau ($\text{PH}_2\text{O} < \text{P charge}$), à des pressions comprises entre 9 à 18 kb, c'est-à-dire à la partie inférieure de la croûte ou à la partie supérieure du manteau. Le pourcentage des grenats en grossulaire est relativement faible (< 10 moles BROUSSE et al., 1972). Dans des conditions anhydres ($\text{PH}_2\text{O} \ll \text{P charge}$), les températures et pressions nécessaires pour obtenir le grenat près du liquidus sont plus élevées, et les phénocristaux de grenat peuvent apparaître seulement dans le manteau. Dans ces conditions, la teneur en Ca est plus forte (≈ 20 moles grossulaire + andradite, BROUSSE et al., 1972). Dans le premier cas (en présence d'eau), les grenats sont accompagnés de cristaux de quartz, plagioclase, mica et amphiboles. Dans le second cas, ils sont associés au quartz et au pyroxène.

En l'absence de données chimiques, nous ne pouvons pas préciser les caractères des grenats de nos rhyolites, mais on peut cependant souligner les points suivants:

- Les contours des cristaux de grenat sont toujours géométriques (automorphes) et ne montrent ni corrosion, ni couronne réactionnelle.
- Les phénocristaux (ou microphénocristaux) sont isolés soit dans les laves rhyolitiques, soit dans les pyroclastites associées et jamais liés aux matériaux xénolithiques (y compris des roches cristallophylliennes). De plus, dans les laves ils sont répartis de manière apparemment uniforme.
- Ce sont des cristaux limpides et sans inclusions, contrairement aux grenats almandins des roches métamorphiques qui renferment typiquement d'abondantes inclusions (ATHERTON et EDMUNDS, 1966; GREEN, 1966). Il ne semble pas non plus qu'ils soient des grenats de pegmatites associées aux roches plutoniques calco-alcalines ou des grenats qui se produisent dans les cavités des laves (MIYASHIRO, 1955).
- Ils sont associés à des phénocristaux automorphes de quartz (comme dans les rhyodacites et granodiorites paléozoïques du NE et du centre de Victoria en Australie), de plagioclase et parfois de mica, indiquant apparemment une cristallisation en présence d'eau ($\text{PH}_2\text{O} < \text{P charge}$). Les manifestations explosives du magma confirment également sa richesse en vapeur d'eau et autres phases gazeuses.
- L'existence de grenats riches en almandin et relativement pauvres en grenat calcique lors de la même phase volcanique (Oligocène) a été signalée dans d'autres parties de l'Iran, comme la région de Natanz-Naïn-Surk (AMIDI, 1975).

Tous ces points nous indiquent que ces phénocristaux se sont formés directement dans le magma acide et qu'ils sont tout à fait en équilibre avec ce magma, celui-ci étant monté très rapidement vers la surface, ce qui explique l'importance du volume de la matrice vitreuse (souvent >90 %, mais également l'absence de couronne réactionnelle dans les cristaux de grenat (comme l'auréole à cordiérite + hypersthène, qui peut apparaître dans des conditions de températures élevées et de basses pressions, par réaction du grenat avec le liquide acide).

Composition chimique

Nous présenterons deux analyses chimiques caractéristiques de cet épisode rhyolitique. On observe une analogie

Rhyolites hololeucocrates SE de Dastgerd					
Oxydes	E-70	E-278	Norme		
			CIPW	E-70	E-278
SiO ₂	74.74	76.14	Q	38.46	47.31
Al ₂ O ₃	14.19	13.25	Or	10.16	32.38
Fe ₂ O ₃	0.44	0.35	Ab	36.72	9.05
FeO	0.29	0.23	An	8.95	3.39
MnO	0.02	0.02	Cor	1.90	4.31
MgO	0.35	0.11	Ens	0.87	0.27
CaO	1.95	0.79	Ferros	0.12	-
Na ₂ O	4.34	1.07	Mag	0.63	0.50
K ₂ O	1.72	5.48	Ilm	0.09	0.18
TiO ₂	0.05	0.10	Ap	0.26	0.18
P ₂ O ₅	0.11	0.08	Eau	2.75	2.90
CO ₂	-	-			
H ₂ O+	2.75	2.90			
H ₂ O-	-	-			
Total	100.95	100.52	Total	100.95	100.52
CIPW-LACROIX			77.E.70 I, 3', 2, 4 Rhyolite 76.E.278 I, 3, (1)2, 2 Rhyolite		
MIDDLEMOST			76.E.70 Rhyolite 76.E.278 Rhyolite		

Tableau 29

1.2. Volcanites basiques à intermédiaires

Elles se manifestent dans quelques bassins lagunaires ou continentaux de l'Oligocène, comme au Sud de Qom-Shurab. Il s'agit de laves et de roches pyroclastiques basiques à intermédiaires, relativement très altérées, intercalées dans les sédiments de la Formation rouge inférieure (voir chapitre stratigraphie).

Au NNW du Shurab, on les retrouve sur les dépôts marneux, silteux et évaporitiques de l'Oligocène (Formation rouge inférieure): il s'agit de laves à texture porphyrique-subaphyrique, relativement fraîches, de couleur gris sombre à verdâtre, qui présentent les caractères microscopiques suivants.

assez remarquable dans leur composition chimique, sauf en ce qui concerne le partage entre K₂O et Na₂O, qui donne pour l'une une tendance sodique et pour l'autre potassique. Notons qu'ici, comme dans le cas de certaines roches de l'Eocène (par exemple, les dacitoïdes Eg), la somme des alcalins est comparable. Mais, la somme des alcalins dans ces rhyolites est relativement faible, ce qui les place, dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂, dans le domaine subalcalin. Quant au diagramme K₂O/SiO₂ ces roches y tombent dans le clan rhyolitique.

La matrice forme 80 à 85 % du volume de ces roches, montrant une structure microlitique porphyrique plus ou moins fluidale. Elle est constituée de microlites minuscules de plagioclase, de petits cristaux allongés de clinopyroxène, de paillettes de biotite, de granules d'oxydes de fer (magnétite, hématite) et de leucoxène, de matériaux vitreux et de feldspath potassique interstitiel (dét. par sections colorées et R.X.), et des minéraux secondaires: chlorite, calcite, actinote aciculaire, parfois zéolite (par transformation du plagioclase), apatite, zircon.

Quant aux phénocristaux, il s'agit essentiellement de cristaux automorphes - subautomorphes de clinopyroxène (augite diopsidique, dét. par R.X.) qui sont apparemment en déséquilibre avec la matrice, ce qui est marqué par une corrosion parfois très développée même à l'intérieur des cristaux. Ces cristaux sont maclés, de taille moyenne 1,5 mm, avec $Z \wedge C = 39^\circ$ et $2V^* = 50^\circ - 55^\circ$, et parfois une auréole d'altération (surtout en calcite). Il y a également certains minéraux ferromagnésiens complètement pseudomorphosés en serpentine-chlorite, \pm magnétite et calcite (? olivine), et plus rarement des phénocristaux de plagioclase (labrador, bytownite) altéré en calcite. Parfois les phénocristaux de pyroxène se trouvent en agrégats et montrent une déformation mécanique marquée par leur extinction onduleuse.

Enfin, dans certains cas, on observe des xénolithes à structure microlitique - fluidale et à fond plutôt vitreux, sombre, mais généralement comparables pour la composition minéralogique aux mêmes roches. Ces xénolithes sont donc peut-être des matériaux de la même phase volcanique arrachés par le magma lors de son ascension aux laves plus ou moins solidifiées dans le conduit, ou bien ce sont des matériaux solidifiés et effondrés à partir de la partie supérieure de la coulée.

Composition chimique

La composition chimique de cette roche montre des valeurs relativement élevées en MgO, Fe total et CaO,

Basalte NNW du Shurab (77-E-36)			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	45.38	Or	10.45
Al ₂ O ₃	14.77	Ab	16.16
Fe ₂ O ₃	5.45	An	26.50
FeO	5.08	Diop	15.74
MnO	0.39	Heden	2.06
MgO	8.61	Ens	4.79
CaO	10.97	Ferros	0.72
Na ₂ O	1.91	Forst	6.55
K ₂ O	1.77	Fayal	1.08
TiO ₂	1.41	Mag	7.90
P ₂ O ₅	0.36	Ilm	2.67
CO ₂	0.48	Ap	0.85
H ₂ O ⁺	3.11	Cc	1.09
H ₂ O ⁻	-	Eau	3.11
Total	99.69	Total	99.71
CIPW-LACROIX III, 5, 4, 3(4) Basalte			
MIDDLEMOST Basalte alcalin			

Tableau 30

ce qui est dû à l'abondance des minéraux ferromagnésiens modaux. La teneur en K₂O, ainsi que la quantité relativement remarquable de l'orthose normative, correspondent à la présence du feldspath potassique et de la biotite dans la matrice. Quant à la teneur en silice, ce sont des laves saturées, sans quartz ni néphéline virtuels, et qui dans le tétraèdre de YODER ET TILLEY (1962) se placent dans le groupe des tholéiites à olivine. Mais ces roches, par leur teneur en alcalins, tombent dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ de KUNO (1959) et dans celui de MACDONALD et KATSURA (1964), dans le domaine de la série alcaline, ce qui justifie la dénomination de MIDDLEMOST. En bref, dans la phase volcanique de l'Oligocène, comme dans certains phases de l'Eocène, on rencontre un volcanisme basique (surtout alcalin) contemporain d'un volcanisme acide (rhyolitique).

2. PHASE VOLCANIQUE DE L'OLIGO-MIOCENE (Intra-Qom)

Il s'agit de volcanites intercalées dans les dépôts de la Formation de Qom. Mais l'activité volcanique, comme pour la phase précédente, ne se manifeste que localement, étant apparemment en relation avec des mouvements verticaux intra-Qom. En effet, les produits volcaniques de cette phase (les pyroclastites) sont l'équivalent latéral des intercalations lagunaires continentales de la Formation de Qom., ou bien ils accompagnent ce type de sédiments (cf. chapitre Stratigraphie). C'est le cas par exemple des volcanites basiques et intermédiaires du bassin d'Amjak (NW de la région de Tafresh) liées à l'ouverture de fractures bordières. Ces mouvements semblent correspondre à l'accentuation du soulèvement dans la région de Tafresh, voisine.

Cela est confirmé par l'apparition d'un lithofaciès franchement littoral, épais, surtout conglomératique, au sein de la Formation de Qom. Il entoure la région de Tafresh qui, selon HAJIAN (1970), a été un relief presque en forme de dôme.

L'activité volcanique a été aussi bien explosive qu'effusive. Les matériaux pyroclastiques vont des cendres jusqu'aux bombes et blocs atteignant quelques décimètres. Dans la région de Koryan, les bombes fusiformes de 40-50 cm ne sont pas rares. En bref, cette phase volcanique se caractérise par l'existence d'explosions faibles à modérées (associées avec des bombes fusiformes, des lapillis et des cendres) et des coulées de lave relativement peu étendues, ceci semble correspondre à une activité volcanique du type strombolien.

Les produits pyroclastiques (surtout les cendres) se sont parfois mélangés avec les sédiments marno-sableux, formant des niveaux volcano-sédimentaires.

Pétrographiquement, les éléments pyroclastiques ont une nature basique à intermédiaire. On y trouve des phénocristaux de labrador ($An = 55-65 \%$), plus ou moins corrodés et zonés avec des "inclusions poussiéreuses" (dans les zones extérieures); des phénocristaux verdâtres (en LN) et automorphes d'augite diopsidique avec $Z \wedge C = 42^\circ$ et $2V^t = 57^\circ-58^\circ$. Les phénocristaux, surtout ceux de plagioclase, montrent parfois un aspect cassé et une extinction onduleuse. On trouve également des xénolithes avec un fond sombre et vitreux dans lequel les cristaux de plagioclase et de clinopyroxène se présentent avec la même composition. Mais ces cristaux ne sont ni cassés, ni corrodés, étant apparemment en équilibre avec le fond basique sombre. Il est intéressant de noter qu'une bordure réactionnelle, avec des matériaux très fins et non déterminables (même au fort grossissement) mais apparemment riche en leucoxène et mica, entoure ces xénolithes. Ceux-ci présentent des formes de micro-coussins et de flammes interdigitées.

L'ensemble des phénocristaux et des enclaves se trouve dans une matrice à structure hyalo-microlitique, où on observe des microlites de plagioclase, de petits cristaux de clinopyroxène, quelques paillettes de mica (biotite chloritisée), des grains d'oxydes opaques, de la chlorite, et des matériaux vitreux (pouvant atteindre 40 à 50 % de la matrice). Les vésicules et cavités de la roche sont remplies souvent de silice, parfois de calcite et zéolites. Cette description indique qu'un phénomène de contamination est vraisemblablement intervenu dans la formation de ces roches.

Composition chimique

Andésite du N de Koryan (JH-386)			
Oxydes	Norme CIPW		
SiO ₂	57.35	Q	14.54
Al ₂ O ₃	17.85	Or	11.22
Fe ₂ O ₃	5.53	Ah	25.89
FeO	1.93	An	29.35
MnO	0.18	Wo	4.52
MgO	0.91	Diop	4.88
CaO	9.50	Mag	4.28
Na ₂ O	3.06	Hem	2.57
K ₂ O	1.90	Ilm	1.65
TiO ₂	0.87	Ap	0.23
P ₂ O ₅	0.10	Eau	1.04
CO ₂	-		
H ₂ O ⁺	0.80		
H ₂ O ⁻	0.24		
Total°	100.22	Total	100.22
CIPW-LACROIX 'II, 4', 4, 4 Dacite			
MIDDLEMOST		Andésite	

Tableau 31

L'analyse suivante (HAJIAN, 1990) illustre la composition chimique des roches andésitiques du Nord de Koryan. Il s'agit de laves sursaturées avec environ 14,5 % de quartz normatif, riches en CaO, d'où l'abondance de plagioclase relativement calcique, mais également de clinopyroxène riche en Ca (augite diopsidique). La teneur relativement élevée en Al₂O₃ confirme aussi l'abondance des phénocristaux de plagioclase; par contre, la teneur en MgO est faible, ce qui confirme la tendance des clinopyroxènes vers la série du diopside. Quant aux alcalins, ces roches dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ (KUNO, 1959), se trouvent dans le domaine de la série calco-alcaline. Dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), cet échantillon se place à la limite des andésites riches en K₂O et des andésites, c'est-à-dire sur la limite des séries calco-alcaline et calco-alcaline riche en K.

Dans la même région (NW de Tafresh), mais à environ 8 km plus au Nord, c'est-à-dire à l'Est de Samardasht, la séquence volcanique de l'Oligo-Miocène est tout à fait différente, non seulement dans ses

caractères minéralogiques et chimiques, mais aussi dynamiques, tandis que la position stratigraphique de ces volcanites est identique. Ces laves sont alcalines, ce qui est en accord avec leur composition minéralogique (voir ci-dessous).

Autrement dit, à cette époque, nous avons deux tendances différentes:

- L'une à composition intermédiaire et à caractère calco-alcalin, engendrant un volcanisme en grande partie explosif.
- L'autre à composition basique et à caractère alcalin, engendrant une activité uniquement effusive. Les laves basiques alcalines, à l'Est de Samardasht, reposent, par l'intermédiaire de tufs verts peu épais, sur les marnes tuffacées et rougeâtres de l'Oligo-Miocène. La puissance de ce niveau lavique peut être variable, mais en moyenne de 5 à 7 mètres. Ces laves présentent tantôt un débit prismatique avec un niveau massif au sommet, et tantôt un débit à caractère laminaire. Macroscopiquement, ce sont des roches de couleur gris à gris foncé où l'on peut distinguer à l'oeil nu des plages de biotite et parfois des cristaux cubiques et limpides d'analcime.

L'étude microscopique, ainsi que l'examen aux R.X. montrent la composition minéralogique suivante:

. Augite diopsidique: Cristaux souvent automorphes, incolores, atteignant 1,2 mm, avec $2V^+ = 55^\circ$, $Z \wedge C = 45^\circ$ et macle (100). On les retrouve dans la mésostase sous la forme de baguettes de 0,1 mm. Le clinopyroxène est relativement frais (parfois un peu altéré en calcite, chlorite et oxydes de fer) et il occupe de 30 à 35 % du volume de la roche.

. Kaersutite (7 à 10 % du volume); cristaux automorphes à subautomorphes, à pléochroïsme brun verdâtre foncé à brun jaunâtre, maclés, $2V^- = 80^\circ$, $Z \wedge C = 16-18^\circ$, et atteignant 1,5 mm. Il existe des cristaux zonés, à coeur plus pléochroïque que la bordure. Cette amphibole pargasitique, titanifère a été signalée dans les roches alcalines basiques et intermédiaires à tendance soit sodique (TIBA, 1966 in WILKINSON, 1974), soit potassique (AOKI, 1959; COOMBS et WILKINSON, 1969 in WILKINSON, 1974).

Biotite (10 % du volume): Plages automorphes à subautomorphes atteignant 1,5 - 2 mm, à pléochroïsme brun (ou brun rougeâtre) à brun jaune clair, renfermant parfois des inclusions de zircon et de clinopyroxène.

Feldspath: Il s'agit surtout de feldspath alcalin (anorthoclase, dét. par R.X., cf. 9-478, avec albite = 66,5 %, orthose 31,7 %, anorthite 1,8 %), qui existe dans le fond de la roche. Quant au plagioclase, il peut être absent dans ces roches.

Analcime: Cristaux cubiques atteignant parfois quelques millimètres, limpides, non altérés et parfaitement éteints en L.P. Selon COOMBS (1955 in WILKINSON, 1974), les analcimes deutériques et secondaires dans les cavités sont faiblement biréfringentes. La présence de ce minéral dans ces roches est également confirmée par l'étude des R.X. et par son indice de réfraction ($1,48 < n < 1,49$).

Les phénocristaux d'analcime, comme nous l'avons déjà dit (cf. volcanites de l'Eocène supérieur) existent également dans d'autres volcanites de l'Oligo-Miocène de l'Iran. Les conditions de cristallisation de ce minéral ont été examinées par de nombreux auteurs. Selon PETERS et al., (1966), l'analcime de composition anhydre ($Ab_{50} Ne_{50}$) dans le système Ne-Ab-H₂O, se dissocie par fusion incongruente en albite, néphéline et liquide au-dessus d'un point invariant correspondant à une température de 665 °C et à une pression de 4,75 kb. Pour WOOLLEY et SYMES (1976), la formation de l'analcime sodique (cristaux intratelluriques) en présence de sanidine correspond à une température d'environ 650°C et à des pressions d'eau supérieures à 5 kb.

Minéraux opaques: Magnétite, titano-magnétite, hématite.

Apatite: Les baguettes de ce minéral sont relativement très abondantes, pouvant atteindre 2-3 % du volume. Dans ces roches on observe parfois des agrégats glomérocrystallins d'amphibole et de pyroxène, ayant subi des déformations: ils sont plus ou moins tordus et leur extinction est onduleuse.

Composition chimique

L'analyse (77-E-49) représente les roches basiques analcimiques de la région de Samardasht. Pour comparaison, nous indiquons la moyenne des basaltes alcalins (1) du Mont Taylor au Nouveau Mexique (BAKER ET RIDLEY, 1970) et une basanite à sanidine(2) de Siberia Hill, NE d' Otago (in WILKINSON, 1974, p. 83). La norme de la basanite de Samardasht, en accord avec ses caractères minéralogiques, est riche en diopside, apatite, feldspath alcalin et

Basanite analcimique - E de Samardasht (77-E-49) et quelques roches basiques alcalines							
Oxydes	E-49	Norme			E-49	1	2
		1	2	CIPW			
SiO ₂	45.50	44.94	43.03	Or	13.17	11.80	12.65
Al ₂ O ₃	12.27	14.42	13.82	Ab	16.50	18.70	8.37
Fe ₂ O ₃	4.65	2.61	3.70	An	3.82	16.50	13.84
FeO	3.51	10.75	8.95	Neph	14.62	7.2	13.39
MnO	0.12	0.22	0.21	Diop	29.32	16.00	22.19
MgO	7.49	7.01	8.59	Ol	3.54	15.80	14.50
CaO	12.06	8.19	9.23	Mag	5.53	3.80	5.36
Na ₂ O	5.14	3.79	3.91	Hem	0.83	-	-
K ₂ O	2.23	1.99	2.14	Ilm	4.04	6.90	5.05
TiO ₂	2.13	3.61	2.66	Ap	3.82	1.70	1.69
P ₂ O ₅	1.53	0.71	0.73	Cc	3.00	-	-
CO ₂	1.32	-	-	Eau	2.30	1.60	-
H ₂ O+	2.31	1.61	2.37	Reste	-	-	3.15
H ₂ O-	-	-	0.78				
Reste	-	-	0.23				
Total	100.26	99.85	100.19	Total	100.34	100.00	100.19
CIPW-LACROIX		77-E-49	III, 6, {3} 4,4	Basanite analcimique			

Tableau 32

en néphéline normatifs; en revanche, elle est pauvre en plagioclase, ce qui explique la faible quantité d'anorthite virtuelle. Cette faiblesse est très remarquable par rapport aux autres roches alcalines mentionnées. La pauvreté en olivine normative (non exprimée minéralogiquement) est également caractéristique de notre basanite. Les autres valeurs de la basanite de Samardasht peuvent être comparées à l'une ou l'autre des analyses de référence; ses valeurs en orthose, néphéline, clinopyroxène, magnétite et ilménite la rapprochent surtout de la basanite de Siberia Hill. Nous avons choisi la dénomination de la classification de LACROIX-CIPW, car elle est en accord avec les observations pétrographiques. De plus, dans le tétraèdre de YODER et TILLEY, notre roche se place dans le domaine des roches sous-saturées ou dans le groupe des basaltes alcalins; d'ailleurs sa teneur élevée en néphéline virtuelle (> 5 %) confirme le nom de basanite.

Dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ de KUNO, ainsi que dans celui de MACDONALD et KATSURA, elle appartient au domaine de la série alcaline grâce à sa teneur élevée en alcalins. Enfin, l'absence caractéristique d'olivine dans ces roches alcalines sous-saturées correspond peut-être à un fractionnement du magma basique alcalin primitif, enrichi dès lors en alcalins et en volatils.

3. PHASES VOLCANIQUES DU NEOGENE (Post-Qom)

Il s'agit de volcanites reposant sur la Formation de Qom et dont l'âge va de la fin de l'Aquitaniens au Pliocène. L'activité magmatique du Néogène peut être classée en deux phases principales (cf. chapitre stratigraphie): la phase volcanique NgV1 et la phase volcanique - subvolcanique NgV2.

3.1. Phase volcanique NgV1

Les produits volcaniques de cette phase appartiennent surtout au Miocène et présentent localement des séquences assez variées, ce qui semble correspondre au caractère ponctuel du volcanisme de cette époque.

3.1.1. Séquence effusive du Jusheghan

Dans la région du Jusheghan, le volcanisme du Miocène repose sur l'Aquitaniens, et il semble qu'il soit en partie l'équivalent de la sédimentation des calcaires récifaux des secteurs voisins (= Burdigalien, cf. chapitre stratigraphie). L'activité volcanique a été essentiellement effusive et apparemment s'est produite en milieu continental. Cette position paléogéographique suppose une certaine instabilité vers la fin de l'Aquitaniens, associée à un volcanisme local.

Dans cette région, le volcanisme commence par un niveau volcano-sédimentaire de puissance relativement faible; au-dessus viennent des laves sombres à texture aphanitique et à débit souvent laminaire. Il s'agit de la superposition de coulées de lave, de puissance remarquable (plus de 150 m en moyenne) qui, malgré une apparence monotone deviennent chimiquement plus basiques vers le sommet. Cette tendance, comme nous le verrons ci-dessous, semble être régulière.

Au microscope, la structure varie de microlitique fluidale à hyalomicrolitique fluidale, avec un aspect parfois fluidal et sinuëux. Les phénocristaux ou microphénocristaux sont peu abondants (7 à 10 % du volume). Il s'agit de cristaux automorphes et limpides de labrador-andésine calcique, qui sont relativement frais. L'augite peut être, soit en microphénocristaux, soit en baguettes de 0,1 - 0,3 mm dans la pâte, et représente environ 10 % du volume.

La mésostase forme souvent plus de 90 % du volume. Elle est constituée surtout de microlites fins de plagioclase ($\geq 45\%$); il s'agit de microlites d'andésine qui deviennent plus calciques dans les laves des niveaux supérieurs (An 45-47). Les matériaux vitreux -cryptocristallins peuvent atteindre 35 % du volume de la matrice. Dans les laves relativement plus acides des niveaux inférieurs, une dévitrification en quartz et en feldspath alcalin est présente. La matrice renferme également des granules d'oxydes opaques (magnétite, hématite et leucoxène) avec un pourcentage volumétrique de 5 à 10 % de petites paillettes de biotite ($\leq 0,1$ mm) souvent transformées en chlorite et en oxydes opaques, et quelques baguettes d'apatite. Les phénocristaux de plagioclase, clinopyroxène et parfois amphibole (vert brunâtre) se trouvent souvent en agrégats glomérophyriques, plus ou moins corrodés et déstabilisés.

Composition chimique

Nous présentons quatre analyses chimiques caractéristiques de cette séquence. Les échantillons ont été prélevés de bas en haut (501 à 504) et eu égard à leurs caractères microscopiques; comme on l'observe, les variations chimiques sont presque régulières. Les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O diminuent vers le haut (les teneurs en K_2O étant constantes en fonction de SiO_2). Par contre, les valeurs en fer total, MgO et CaO augmentent régulièrement de bas en haut.

Roches intermédiaires (dacite - andésite) de la région du Jushegan									
Oxydes	E-501	E-502	E-41	E-504	Norme				
					CIPW	E-501	E-502	E-41	E-504
SiO_2	64.97	60.99	61.37	56.03	Q	22.97	13.62	14.07	11.28
Al_2O_3	16.22	16.68	15.87	15.24	Or	7.74	7.85	7.85	7.68
Fe_2O_3	3.58	3.98	5.05	5.85	Ab	39.09	46.87	46.79	36.30
FeO	1.26	1.70	1.53	3.74	An	19.65	16.71	14.55	18.48
MnO	0.07	0.07	0.20	0.13	Diop	0.72	4.14	4.65	9.02
MgO	0.95	1.13	1.65	2.80	Heden	-	-	-	0.23
CaO	4.53	4.89	5.03	6.42	Ens	2.03	0.89	1.95	2.79
Na_2O	4.62	5.54	5.53	4.29	Ferros	-	-	-	0.08
K_2O	1.31	1.33	1.33	1.30	Mag	1.36	2.80	1.35	8.48
TiO_2	1.01	1.00	1.46	1.25	Hem	2.64	2.04	4.11	-
P_2O_5	0.29	0.34	0.32	0.23	Ilm	1.91	1.89	2.77	2.37
CO_2	-	-	0.37	-	Ap	0.68	0.80	0.75	0.54
H_2O^+	1.31	2.85	0.37	1.80	Cc	-	-	0.85	-
H_2O^-	-	-	-	-	Eau	1.31	2.84	0.37	1.80
Total	100.12	100.50	100.08	99.08	Total	100.13	100.51	100.09	99.09
CIPW-LACROIX			77-E-501	I (II), 4, 3, 4'					Dacite
			77-E-502	(I) II, 4', '3, 4 (5)					Dacite
			77-E-41	'II, 4', 3, 4 (5)					Dacite
			77-E-504	II, 4 (5), 3', 4'					Dacite
MIDDLEMOST			77-E-501						Dacite
			77-E-502						Dacite-andésite
			77-E-41						Dacite-andésite
			77-E-504						Andésite

Tableau 33

Dans la classification CIPW-LACROIX, ces échantillons tombent dans le domaine des dacites, mais avec une tendance andésitique pour l'échantillon de la partie supérieure (E-504), marquée par le paramètre $q = 4$ (5). De plus, ces roches (sauf E - 501), par leur paramètre $l = 2$, appartiennent aux types calco-magnésiens. Dans la classification de MIDDLEMOST, les laves de la base sont des dacites, celles des niveaux moyens des dacites-andésites ou des dacites andésitiques, et les roches du sommet des andésites. Les dénominations de MIDDLEMOST semblent être mieux en accord avec les observations minéralogiques et les variations chimiques de ces roches.

Dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ de KUNO (1959), ces roches appartiennent à la série calco-alkaline, ce qui est également confirmé par le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ de PECCERILLO et TAYLOR (1976) dans lequel elles se localisent dans le domaine (II), c'est-à-dire la série calco-alkaline. Dans ce dernier diagramme, les roches de la base sont dacitiques, mais celles des niveaux moyens et supérieurs se classent avec les andésites.

3.1.2. Séquence composite du Sud de Khavéh (E de Naragh)

A une vingtaine de kilomètres à l'Est de Jusheghan, c'est à dire au Sud de Khavéh, on rencontre une séquence différente de celle que nous venons de décrire. Il s'agit en effet d'une activité volcanique composite, où niveaux pyroclastiques et laviques alternent sur plus de 500 m. Les pyroclastites forment des niveaux de quelques mètres à plus d'une centaine de mètres, et d'une granulométrie qui varie de matériaux cendreaux jusqu'aux blocs pyroclastiques. Ces roches pyroclastiques sont souvent altérées, mal consolidées, de composition intermédiaire et avec des éléments volcaniques parfois polygénétiques. Au sommet, elles sont massives, grossières et relativement compactes.

Les coulées de lave sont de couleur gris verdâtre à brunâtre, avec des textures porphyriques à aphyriques, diaclasses, et d'une puissance de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

Cet ensemble pyroclastique et lavique, comme la séquence volcanique de Jusheghan, commence vers la fin de l'Aquitainien, reposant sur un calcaire gréseux rouge, plus ou moins tuffacé; mais contrairement à la région de Jusheghan, l'effusion volcanique débute par des laves basiques à texture porphyrique, puis viennent des laves intermédiaires souvent aphyriques et finalement des laves intermédiaires porphyriques à tendance basique.

Au microscope, ces changements se traduisent par les caractères pétrographiques suivants:

- Les laves basiques des niveaux inférieurs sont caractérisées par une structure microlitique porphyrique, les phénocristaux (essentiellement plagioclase) constituant 35 à 45 % du volume. Il s'agit de phénocristaux automorphes, limpides, craquelés et zonés de plagioclase (An 55-78) atteignant parfois 4 mm et partiellement remplacé par de la calcite, de la chlorite et oxydes opaques. Les phénocristaux d'augite verdâtre (en L.N.) atteignent 3 mm, avec $Z \wedge C = 40^\circ$, $2V^* = 45^\circ$, et présentent une altération en chlorite et hématite. L'extinction onduleuse est fréquente chez ces phénocristaux, témoignant des déformations. La mésostase est formée des mêmes minéraux (pl et cpx), d'oxydes Fe-Ti parfois d'un peu de feldspath alcalin et de chlorite, épidote, calcite et apatite.

- Les laves intermédiaires des niveaux moyens présentent une structure hyalomicrolitique fluidale et parfois vésiculaire. Les phénocristaux sont peu abondants (environ 10 % du volume). Il s'agit de cristaux plus ou moins corrodés et albitisés

de plagioclase (labrador-andésine), de cristaux de clinopyroxène (parfois en agrégat gloméroporphyrique avec magnétite), de quelques cristaux d'amphibole brune à bordure opaque et $Z \wedge C = 6^{\circ}-8^{\circ}$, et de quelques cristaux automorphes de magnétite. La matrice forme souvent plus de 90 % du volume, la part des matériaux vitreux atteignant 50 %. On observe dans cette matrice des microlites minces, mais relativement allongés, de plagioclase, de petits cristaux de clinopyroxène des granules d'oxydes opaques, d'amphibole brune, de feldspath alcalin, de la chlorite, du quartz, de l'épidote et de l'apatite. Les enclaves de même nature volcanique sont rares dans ces laves ainsi que les vésicules, remplies surtout par de la chlorite fibro-radiée et de la silice.

- Les laves intermédiaires (à tendance basique) des niveaux supérieurs ont une structure microlitique porphyrique. Les phénocristaux forment 25 à 30 % du volume, dont 90 % de plagioclase. Il s'agit de phénocristaux de labrador (An 58-60) de taille moyenne (1,5 - 2 mm), plus ou moins remplacés par de la chlorite, calcite et minéraux opaques. Il y a également des phénocristaux de clinopyroxène de taille moyenne (1 - 1,2 mm), $Z \wedge C = 40-42^{\circ}$, $2V^* = 45-50^{\circ}$, maclé et quelquefois totalement pseudomorphosés en hématite ou en chlorite (olivine ?). La pâte est constituée de microlites de plagioclase, clinopyroxène, feldspath alcalin (peu), oxydes Fe-Ti, matériaux vitreux et apatite. Le clinopyroxène existe parfois en inclusions dans le plagioclase.

Composition chimique

Tableau 34

Roches basiques intermédiaires du Sud de Khaveh									
Oxydes					Norme				
	E-308	E-24	E-312	E-25	CIPW	E-308	E-24	E-312	E-25
SiO ₂	50.51	50.70	57.71	55.99	Q	5.42	4.48	3.48	8.39
Al ₂ O ₃	20.96	20.24	17.00	18.83	Or	2.54	3.19	7.09	12.40
Fe ₂ O ₃	4.15	4.94	5.02	3.77	Ab	23.10	31.56	54.49	35.20
FeO	4.84	3.39	2.83	1.96	An	43.66	36.88	13.93	26.50
MnO	0.13	0.22	0.22	0.18	Diop	3.89	3.64	8.48	2.12
MgO	3.53	3.54	2.50	2.23	Heden	1.65	0.15	0.12	-
CaO	10.37	9.21	5.39	6.59	Ens	6.98	7.12	2.29	4.56
Na ₂ O	2.73	3.73	6.44	4.16	Ferros	3.40	0.34	0.03	-
K ₂ O	0.43	0.54	1.20	2.10	Mag	6.01	7.16	7.27	3.33
TiO ₂	0.86	1.29	0.82	1.23	Hem	-	-	-	1.46
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.27	0.19	Ilm	1.63	2.44	1.55	2.33
CO ₂	-	0.48	-	0.35	Ap	0.33	0.33	0.63	0.44
H ₂ O+	1.11	1.71	1.38	1.46	Cc	-	1.09	-	0.79
H ₂ O-	-	-	-	-	Eau	1.11	1.71	1.38	1.46
Total	99.76	100.13	100.78	99.04	Total	99.76	100.14	100.79	99.05
CIPW-LACROIX			76-E-308	II, '5, 4, (4) 5	Andésite				
			76-E-24	II, 5, 4, '5	Andésite				
			76-E-312	II, 5, '3, (4) 5	Andésite				
			76-E-25	(I) II, (4) 5, 3, 4	Andésite				
MIDDLEMOST			76-E-308		Basalte alcalin				
			76-E-24		Basalte subalcalin				
			76-E-312		Trachy-andésite				
			76-E-25		Andésite				

Les analyses (E-308) et E-24 représentent les laves des niveaux inférieurs, les échantillons E-312 et E-25 respectivement les laves des parties moyennes et supérieures. On constate que la composition chimique des laves basales est relativement comparable, mais avec une légère augmentation de la silice et des alcalins vers le haut de la séquence (E-24) et par contre une diminution plus ou moins faible de Al₂O₃, du fer total et du CaO (MgO reste constant). Un autre caractère des laves basales est leur richesse en Al₂O₃ (> 20 %), due à l'abondance des phénocristaux de plagioclase. Cette teneur devient plus faible dans les laves aphyriques des niveaux moyens (E-312) mais elle augmente à nouveau dans les laves porphyriques des parties-supérieures.

Dans la classification CIPW-LACROIX, toutes ces laves sont des andésites, tandis que dans la classification de MIDDLEMOST les variations de la teneur en SiO_2 et en alcalins conduisent aux noms de basalte subalcalin pour les laves basales, trachy-andésite pour celles des niveaux moyens et andésite pour les roches des niveaux supérieurs. Dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), on les retrouve dans les basaltes (E-308 et E-24), les andésites (E-312) et les andésites basaltiques riches en K (E-25). D'après le même diagramme, ces roches appartiennent aux domaines calco-alcalin et calco-alcalin riche en K (E-25). Quant au diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, il les place soit dans le domaine de la série alcaline, soit dans celui de la série calco-alcaline.

En bref, la comparaison entre cette région et celle de Jusheghan montre que le volcanisme miocène (NgV_1) peut débiter par des termes différents: basiques ici, acides là, mais dans les deux régions un épisode andésitique se manifeste aux niveaux terminaux.

3.1.3. Région de Jasb (N de Naragh)

Dans la vallée de Jasb, le magmatisme NgV_1 est représenté souvent par des laves basiques à intermédiaires et des roches filoniennes associées (dykes et sills). Certains dykes d'alimentation passent à travers les formations plus anciennes (y compris le calcaire de l'Oligo-Miocène) et nourrissent les sills et les laves associées. Ces dykes sont souvent plus désagrégés et altérés au centre que sur les bordures, engendrant par érosion un aspect de rigole. Quant aux laves et sills, un débit en prismes est parfois observable, surtout dans les parties basales des laves. Macroscopiquement, ces roches présentent une texture aphyrique - subaphyrique, sont mésocrates, et parfois, comme dans le Kuh-e-Valijiya, sont plus ou moins épidotisées, ce qui serait dû à la mise en place d'intrusions acides du Néogène.

Au microscope, la structure est microlitique à intergranulaire - intersertale. La matrice (environ 90 % du volume) est formée de microlites de plagioclase (An 45), de clinopyroxène (verdâtre à incolore en L.N., avec $Z \wedge C = 40 - 42^\circ$ et $2V^* = 50 - 55^\circ$), de l'amphibole verte à bruniâtre ($0,3 \text{ mm}$ et $Z \wedge C = 25^\circ$), des minéraux opaques (surtout magnétite, hématite et leucoxène), du quartz (parfois 7 - 8 % du volume de la mésostase), du feldspath alcalin, des minéraux secondaires (chlorite, épidote, calcite, séricite) et de l'apatite.

Les phénocristaux (ou microphénocristaux) sont: du labrador (An 56-63), 1-1,5 mm, plus ou moins altéré en séricite, chlorite, calcite et parfois albite et quartz; du clinopyroxène et des fantômes d'olivine (?) plus ou moins arrondis et totalement pseudomorphosés en pennine. Ces deux derniers minéraux se présentent surtout dans les dykes associés (parfois en agrégats glomérophyriques).

Mais le plus spectaculaire est la présence de quartz automorphe avec auréole réactionnelle dans certaines roches basiques à intermédiaires de cette région. La nature d'une telle auréole a été étudiée en détail par H. SATO (1975) dans les basaltes et andésites tertiaires du NE de Shikoku (au Japon). D'après cet auteur, un enrichissement en alcalins est caractéristique du verre qui entoure cette auréole. Celle-ci est formée en effet, de l'intérieur vers l'extérieur, de quatre zones:

- Zone I : clinopyroxène riche en Ca + verre (les auréoles entièrement cristallisées sont formées de pyroxène, quartz, tridymite, cristobalite, sanidine, biotite, oxydes de fer et minéraux argileux);
- Zone II : formée essentiellement de clinopyroxène riche en Ca;

- Zone III : composée de verre (dans les auréoles cristallisées, elle est formée de pyroxène riche en Ca, orthopyroxène quartz, tridymite, cristobalite, plagioclase, sanidine, oxydes de fer, minéraux argileux);
- Zone IV : matrice leucocrate.

Ces matériaux sont le résultat de réactions entre le liquide basaltique et les xénocristaux de quartz, qui d'après SATO, proviennent des xénolithes granitiques. Pour J.C. EICHELBERGER (1978 a et b), la présence de cristaux de quartz avec signes de résorption et de réaction (zone de réaction formée de clinopyroxène et de verre) correspond à un mélange entre magmas basaltique et rhyolitique.

Dans notre région les phénocristaux de quartz sont automorphes, mais dans certains cas, par résorption, ils deviennent subautomorphes à xénomorphes. Leur taille moyenne est d'environ 1-1,2 mm; l'auréole réactionnelle peut être mince ou large, mais en moyenne de 0,6 mm. Cette auréole est formée en général (de l'intérieur vers l'extérieur) d'une mince zone de clinopyroxène à grain très fin; puis d'une zone de couleur brunâtre à aspect aciculaire ou cryptocristallin, formée de matériaux vitreux, de pyroxène, d'oxydes de fer et parfois de mica, de quartz et de feldspath alcalin; enfin, la zone extérieure, parfois relativement bien développée, est formée essentiellement de mica blanc à faciès fibro-radié, rarement avec du clinopyroxène et des oxydes de fer. Cette dernière zone est entourée par la matrice basique. (fig.50).

En ce qui concerne l'origine de ces xénocristaux de quartz, nous sommes en accord avec EICHELBERGER (1978) et cela pour les raisons suivantes:

- les cristaux de quartz sont bien automorphes* (quartz rhyolitique);
- ils ne sont jamais en liaison avec des matériaux xénolithiques, mais toujours isolés;
- l'existence d'un magmatisme acide (subvolcanique et extrusif) à la même époque et dans la même région (par exemple, SW de Varan), dans lequel les phénocristaux automorphes de quartz sont présents.

Il faut signaler que dans ces roches acides (à quartz automorphe), on observe réciproquement des agrégats doléritiques*, de structure intersertale et de nature basique à intermédiaire. Les bordures de ces agrégats ne sont pas cassées et les phénocristaux (souvent plagioclase comme dans les roches décrites) montrent leurs faces cristallines. Mais à cause de la corrosion par la matrice acide, les angles de ces faciès sont émoussés; les cristaux sont plus ou moins déstabilisés. Ces agrégats se caractérisent également par leur fond interstitiel chloritisé et calcitisé, ce qui est manifestement en contraste avec la matrice quartzo-feldspathique de l'hôte. (fig.51).

Composition chimique

Les analyses E-356 et E-31 représentent les laves du NNE de Varan et l'analyse E-360 un dyke associé aux mêmes laves. Pétrographiquement, ces laves renferment du quartz relativement plus abondant dans les parties inférieures, comme E-31, tandis que ce minéral est absent dans le dyke décrit. Ces modifications minéralogiques sont également exprimées par les compositions chimiques. Si bien qu'on observe une variation à partir d'une lave légèrement sursaturée avec $q \approx 5\%$, jusqu'à une roche faiblement sous-saturée (avec $Ne < 5\%$).

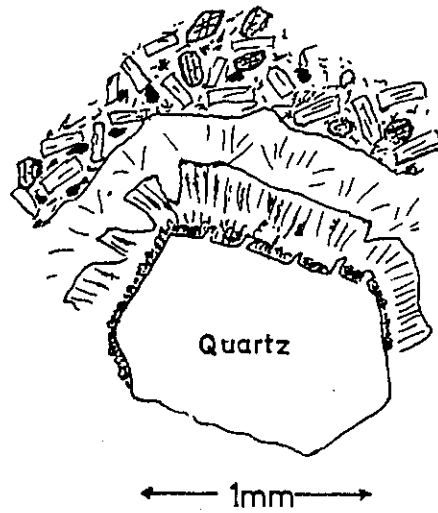


Fig. 50 - Quartz automorphe avec auréole réactionnelle (dans les volcanites basiques-intermédiaires NgV₁)

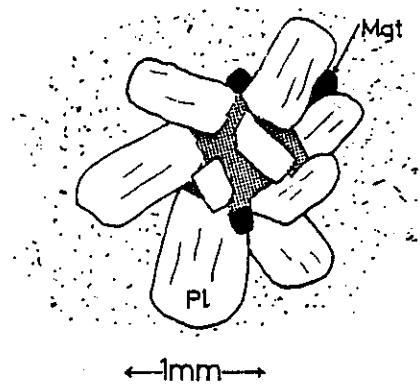


Fig. 51 - Agrégat doléritique de nature basique dans une rhyolite à matrice felsitique:
Pl: Plagioclase; Mgt: Magnétite

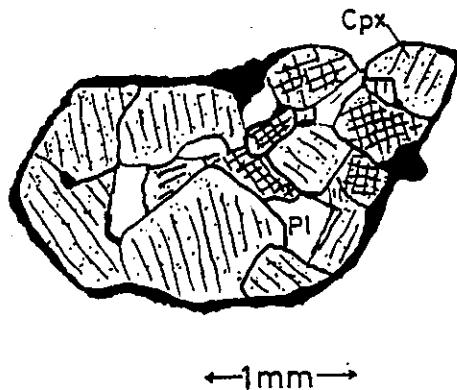


Fig. 52 - Agrégat de clinopyroxène (Cpx) et de plagioclase (Pl), avec auréole d'oxydes opaques dans les volcanites du Néogène.

Ce passage, dans le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), est continu; les laves des parties inférieures (E-31), celles des niveaux supérieurs (E-356) et le dyke associé se plaçant respectivement dans les domaines des tholéïtes, des tholéïtes à olivine et des basaltes alcalins.

Roches basiques-intermédiaires de Jasb							
Oxydes	E-31	E-356	E-360	Norme CIPW	E-31	E-356	E-360
SiO ₂	53.44	50.18	47.33	Q	5.09	-	-
Al ₂ O ₃	17.83	17.90	17.61	Or	3.07	4.60	5.96
Fe ₂ O ₃	3.88	4.42	2.51	Ab	36.04	37.99	28.55
FeO	5.13	5.87	7.53	An	27.99	26.38	25.63
MnO	0.21	0.23	0.18	Néph.	-	-	4.37
MgO	3.89	4.98	7.65	Diop	4.07	2.23	4.71
CaO	7.58	6.33	7.13	Heden	1.72	0.97	2.28
Na ₂ O	4.26	4.49	4.33	Ens	7.79	7.90	-
K ₂ O	0.52	0.78	1.01	Ferros	3.77	3.96	-
TiO ₂	1.16	0.81	0.90	Forst	-	2.42	11.81
P ₂ O ₅	0.19	0.16	0.17	Fayal	-	1.33	7.24
CO ₂	0.19	-	-	Mag	5.62	6.40	3.63
H ₂ O+	2.01	3.84	4.18	Ilm	2.20	1.53	1.70
H ₂ O-	-	-	-	Ap	0.44	0.37	0.40
				Cc	0.43	-	-
				Eau	2.01	3.83	4.18
Total	100.29	99.99	100.53	Total	100.30	100.00	100.54
CIPW-LACROIX	76-E-31	II, '5, (3) 4, '5				Andésite	
	76-E-356	II, 5, 3', (4) 5				Andésite	
	76-E-360	II', '5, 3 (4), 4 (5)				Andésite	
MIDDLEMOST	76-E-31					Andésite basaltique	
	76-E-356					Basalte alcalin	
	76-E-360					Basalte alcalin	

Tableau 35

Ces roches, dans le diagramme Na₂O + K₂O / SiO₂ (KUNO, 1959), se localisent dans le domaine de la série alcaline (E-356 et E-360) et dans celui de la série calco-alcaline (E-31); cette répartition est en accord avec les dénominations de MIDDLEMOST, où les deux échantillons E-356 et E-360 sont des basaltes alcalins et E-31 une andésite basaltique. De plus, cette tendance calco-alcaline dans les parties inférieures d'un même gisement lavique (d'une vingtaine de mètres d'épaisseur) semble correspondre à la contamination de ces laves par des matériaux acides tels que des xénoctaux de quartz. Quant au diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), les deux échantillons (E-356 et E-360) se trouvent dans le clan basaltique, l'échantillon (E-31) étant une andésite basaltique pauvre en potassium.

3.1.4. Séquence composite de Sakht Hessar - Khastak

Dans ce secteur, l'activité volcanique a été composite avec une prédominance de matériaux pyroclastiques. La morphologie actuelle du Kuh-e-Sakht Hessar et du Kuh-e-Khastak est formée essentiellement par des strato-volcans de cette phase volcanique; la puissance de cette séquence peut dépasser 500 m.

Ici, par rapport aux parties sud-est (Khaveh et Jusheghan), le volcanisme débute assez tardivement, si bien que la base de cette séquence volcanique repose sur les couches sédimentaires de la Formation rouge supérieure.

En ce qui concerne le dynamisme, on peut souligner cinq épisodes majeurs:

- I: Début du volcanisme du Néogène et construction des strato-volcans de NgV₁;
- II: Manifestation d'une phase explosive majeure et destruction de certains édifices volcaniques;
- III: Intrusion du magma, en forme de complexe subvolcanique à volcanique, représentant des dômes, des plugs, des laves extrusives, des dykes et parfois des coulées épaisses (NgV₂);
- IV: Erosion et transport des matériaux pyroclastiques meubles par des eaux météoriques et formation de lahars;
- V: Episode volcanique terminal.

Parmi ces épisodes nous n'étudierons que le premier, c'est à dire les volcanites NgV₁, le deuxième étant une étape intermédiaire entre les phases NgV₁ et NgV₂, dont nous parlerons plus loin.

Le volcanisme NgV₁ commence par des projections pyroclastiques de composition basique à intermédiaire et de couleur gris à gris foncé. La nature des éléments pyroclastiques varie des blocs (ou bombes), parfois de quelques décimètres, aux matériaux cendreaux. Une zonation granulométrique est également observable à partir des centres d'éruption (par exemple dans le Kuh-e-Khastak, le Kuh-e-Zanbureh, etc.), où bien entendu les projections pyroclastiques grossières se sont accumulées, jusqu'aux zones périphériques (par exemple, aux environs de Salafchegan où on observe souvent des tufs et des tufs lapilliques sombres. Dans les phases explosives plus intenses, où la fragmentation et la pulvérisation du magma deviennent plus importantes, les matériaux relativement fins se déposent plus près de ces centres. En tout cas, le granoclassement est une caractéristique de ces successions pyroclastiques.

Les volcanites NgV₁ se sont formées essentiellement en milieu continental mais, dans certains cas, comme la région de Dastjerd-Hassanabad (environ 25 km au SE de Tafresh), on rencontre, vers la base de ces volcanites surtout, des intercalations détritiques déposées en milieu aquatique très peu profond. Dans la même région, un ciment carbonaté est caractéristique de certains termes pyroclastiques de la base. Les laves et éventuellement les sills et les dykes s'intercalent dans les niveaux pyroclastiques ou les recoupent avec une puissance moyenne de quelques mètres à une dizaine de mètres. Il s'agit de roches à texture porphyrique à aphyrique, holocristalline (surtout pour les filons) à hypocristalline (surtout pour les laves), et de couleur gris et gris sombre à verdâtre. Un débit en prismes est fréquent dans les laves, mais elles présentent parfois un aspect laminaire.

Pétrographiquement, les laves et les roches filoniennes de NgV₁, peuvent se classer en trois groupes principaux: I- roches à clinopyroxène; II- roches à clinopyroxène et amphibole; III- roches à amphibole.

I- Roches à clinopyroxène

Ces roches ont une part importante dans les volcanites NgV₁. Les laves et pyroclastites des niveaux inférieurs de cette phase volcanique se classent surtout dans ce groupe (comme dans le Sud de Khaveh).

Au microscope, du point de vue de la structure, on peut distinguer des faciès aphyriques et des faciès porphyriques.

a) Faciès aphyriques

Il s'agit de laves à structure microlitique dont la matrice constitue 90 à 95 % du volume. Quelques microphéno-cristaux de plagioclase (An 60-66) peuvent être présents dans la matrice. Celle-ci est formée de microlites de plagioclase (An 55-65), de petits cristaux d'augite (0,1 - 0,2 mm), de verre (parfois plus de 40 % du volume matriciel), de nombreux granules d'oxydes opaques et parfois de certains minéraux ferromagnésiens totalement pseudomorphosés en hématite et/ ou chlorite-serpentine (olivine ?). Ces laves renferment parfois à la base des enclaves volcaniques basiques, à fond vitreux sombre dans lequel on trouve des microlites de plagioclase et des cristaux de clinopyroxène. Un contact interdigité entre ces enclaves et la matrice (avec un verre relativement plus clair) est parfois observable et indique un état pâteux pour ces enclaves lors de leur incorporation au liquide matriciel.

Composition chimique

Laves aphyriques à clinopyroxène							
Oxydes	E-12	E-34	E-35	Norme			
				CIPW	E-12	E-34	E-35
SiO ₂	55.68	54.51	53.97	Q	13.80	8.53	8.48
Al ₂ O ₃	16.70	17.07	17.23	Or	8.45	7.15	7.03
Fe ₂ O ₃	5.72	4.74	4.74	Ab	23.31	29.19	27.33
FeO	2.92	3.84	3.94	An	27.38	27.51	29.00
MnO	0.12	0.14	0.17	Diop	4.73	8.55	6.96
MgO	3.47	4.35	4.74	Heden	-	0.58	0.55
CaO	7.19	8.26	8.28	Ens	6.44	6.86	8.57
Na ₂ O	3.11	3.45	3.23	Ferros	-	0.54	0.78
K ₂ O	1.43	1.21	1.19	Mag	5.28	6.87	6.87
TiO ₂	1.56	1.54	1.55	Hem	2.07	-	-
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.24	Ilm	2.96	2.92	2.94
CO ₂	0.10	0.07	0.15	Ap	0.56	0.49	0.56
H ₂ O+	1.56	1.03	0.91	Cc	0.22	0.15	0.34
H ₂ O-	-	-	-	Eau	1.56	1.03	0.91
Total	99.80	100.42	100.34	Total	99.81	100.43	100.35
CIPW-LACROIX		76-E-12	II, 4', (3) 4, 4	Dacite			
		76-E-34	II, (4) 5, '4, 4'	Andésite			
		76-E-35	II, (4) 5, '4, 4	Andésite			
MIDDLEMOST		76-E-12		Andésite			
		76-E-34		Andésite basaltique			
		76-E-35		Andésite basaltique			

Tableau 36

Ces analyses représentent la composition chimique des laves aphyriques et sombres du Kuh-e-Sakht Hessar au NW de Raveh (E-12), et celles du SSW de Salehabad (environ 25 km au SE d'Ashtian). Ce sont des laves sursaturées à quartz normatif et riches en Al₂O₃ (> 16,7 %) qui, d'après la classification de MIDDLEMOST, se placent dans les andésites et andésites basaltiques. Elles appartiennent, dans le diagramme Na₂O + K₂O / SiO₂ (KUNO, 1959), au domaine de la série calco-alkaline. Le caractère calco-alkalin de ces laves est confirmé également par le diagramme K₂O/SiO₂ de PECCERILLO et TAYLOR, où on les retrouve dans le clan des andésites basaltiques, c'est-à-dire dans le domaine de la série calco-alkaline.

Composition chimique

Ces analyses correspondent aux laves du SW de Rahjerd (Kuh-e-Sakht Hessar) (E-4), de la vallée SE d'Aliabad

(N du Kuh-e-Manu) (E-8), et aux laves aphyriques du NW de Borzabad (W de Ravand) (E-44). Il s'agit de laves andésitiques à dacitiques qui, dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (KUNO, 1959), se placent dans le domaine des roches calco-alcalines. Dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ de PECCERILLO et TAYLOR (1976), elles appartiennent au clan des andésites (E-4 et E-8) et à celui des andésites pauvres en K (E-44).

Laves intermédiaires de NgV ₂							
Oxydes	E-4	E-8	E-44	Norme			
				CIPW	E-4	E-8	
SiO ₂	60.92	59.20	59.52	Q	16.06	9.43	14.44
Al ₂ O ₃	17.45	17.55	16.96	Or	6.50	7.26	1.47
Fe ₂ O ₃	2.60	2.60	4.74	Ab	38.24	44.67	46.45
FeO	2.47	3.80	2.50	An	24.07	20.55	20.27
MnO	0.08	0.10	0.18	Cor	-	-	0.22
MgO	2.31	2.45	2.30	Diop	0.25	0.67	-
CaO	5.70	5.04	4.76	Heden	0.03	0.32	-
Na ₂ O	4.52	5.28	5.49	Ens	5.63	5.78	5.72
K ₂ O	1.10	1.23	0.25	Ferros	0.93	3.23	-
TiO ₂	0.96	0.97	0.91	Mag	3.76	3.76	6.00
P ₂ O ₅	0.18	0.27	0.23	Hem	-	-	0.59
CO ₂	0.42	0.23	0.29	Ilm	1.82	1.84	1.72
H ₂ O+	2.07	1.32	2.49	Ap	0.42	0.63	0.54
H ₂ O-	-	-	-	Cc	0.95	0.52	0.65
				Eau	2.07	1.32	2.48
Total	100.78	100.04	100.62	Total	100.78	100.05	100.63
CIPW-LACROIX	76-E-4			(I) II, 4, 3, 4 (5)			Dacite
	76-E-8			II, (4)5, 3, 4(5)			Andésite
	77-E-44			(I)II, 4', 3, 5			Dacite
MIDDLEMOST	76-E-4						Dacite andésitique
	76-E-8						Andésite
	77-E-44						Andésite

Tableau 43

Le magmatisme NgV₂ se manifeste également sous des formes subvolcaniques à volcaniques telles que stocks, plugs, dykes, laves, dômes et dôme-coulées. Ces complexes subvolcaniques à volcaniques sont surtout développés dans le Kuh-e-Sakht Hessar, où une relation minéralogique et chimique entre les divers faciès peut être aussi envisagée. Par exemple, dans le dernier, le Kuh-e-Zanbureh forme un petit massif plus ou moins circulaire, mis en place dans les pyroclastites du Néogène. Au centre du massif, les roches présentent une texture grenue, qui passe à la périphérie à une texture microgrenue. La zone centrale du massif, qui morphologiquement a une forme de bol, a subi une altération hydrothermale plus poussée et présente aussi l'altération en "boules écaillées".

Péetrographiquement, il s'agit d'une tonalite avec du plagioclase zoné (andésine-labrador), de la hornblende verte quelques paillettes de biotite (par transformation de la hornblende), du quartz interstitiel, ainsi qu'un peu de feldspath alcalin, oxydes de fer, minéraux secondaires et apatite. Cette composition minéralogique peut être observée dans le faciès de bordure, dans les dykes associés et même dans les laves situées aux niveaux supérieurs du Kuh-e-Zanbureh. Toutefois, une certaine variation, surtout du point de vue structure, se présente entre ces différents faciès : la structure, grenue dans le massif, devient microgrenue porphyrique sur les bordures et les dykes, enfin hyalomicrolitique porphyrique, plus ou moins fluidale, dans les laves. Nous verrons que la composition chimique de ces différents faciès révèle aussi leur lien minéralogique.

En ce qui concerne la mise en place des complexes subvolcaniques à volcaniques, comme celui du Kuh-e-Zanbureh, les observations de terrain nous conduisent à penser qu'une colonne de magma, en partie cristallisée dans la chambre magmatique, est montée vers la surface. Cette ascension s'est accompagnée de fractures d'extension localisées à la périphérie du massif et réparties plus ou moins radialement; le magma y a été injecté en forme de dykes (fig. 56). De plus, le magma a pu parfois déborder de ces fractures, en donnant des coulées épaisses. La colonne

b) Faciès porphyrique

Ici, les phénocristaux constituent 25 à 40 % du volume. Il s'agit, pour 60 à 90 %, de plagioclases (An 55-78), zonés, automorphes, d'une taille moyenne de 1,5 mm, parfois corrodés par la matrice. Les autres phénocristaux sont des clinopyroxènes, souvent automorphes, atteignant 2,5 mm, incolores à verdâtres, avec $Z \wedge C = 40^\circ-44^\circ$, $2 V^* = 45^\circ-50^\circ$. Ils se trouvent parfois en agrégats gloméroporphyriques qui, dans certains produits pyroclastiques, présentent une bordure opaque d'oxydes de fer (fig. 52).

La matrice est microlitique à hyalomicrolitique, plus ou moins fluidale, avec des microlites de plagioclase (environ 50 % du volume), de clinopyroxène, du verre, des granules abondants d'oxydes Fe-Ti, parfois un peu de quartz (< 3%) et de feldspath alcalin, des minéraux secondaires (chlorite, séricite, calcite, épidote, oxydes de fer, leucoxène) et de l'apatite. Il existe parfois des fantômes d'olivine (?).

Composition chimique

Laves porphyriques à clinopyroxène							
Oxydes	E-76	JH-272	JH-365b	Norme			
				CIPW	E-76	JH-272	JH-365b
SiO ₂	54.65	53.51	52.42	Q	14.76	9.15	9.60
Al ₂ O ₃	19.05	19.24	20.91	Or	1.35	4.72	5.49
Fe ₂ O ₃	4.86	2.38	4.59	Ab	23.86	20.81	23.52
FeO	3.66	6.00	3.41	An	38.64	39.09	41.82
MnO	0.22	0.20	0.19	Diop	0.56	3.48	5.24
MgO	3.28	3.26	1.80	Heden	0.11	2.92	1.27
CaO	8.17	9.59	10.21	Ens	7.90	6.50	2.05
Na ₂ O	2.82	2.46	2.78	Ferros	1.78	6.26	0.57
K ₂ O	0.23	0.80	0.93	Mag	7.04	3.45	6.65
TiO ₂	0.77	0.97	0.95	Ilm	1.46	1.84	1.80
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.10	Ap	0.37	0.26	0.23
CO ₂	-	-	-	Eau	1.92	0.95	1.58
H ₂ O+	1.92	0.42	1.45				
H ₂ O-	-	0.54	0.13				
Total	99.79	99.48	99.87	Total	99.80	99.48	99.87
CIPW-LACROIX	77-E-76	II, 4, 4, 5		Dacite			
	JH-272	II, (4) 5, 4, 4'		Andésite			
	JH-365b	'II, (4) 5, 4, 4'		Andésite			
MIDDLEMOST	77-E-76			Andésite			
	JH-272			Andésite basaltique			
	JH-365b			Andésite basaltique			

Tableau 37

Les échantillons ont été prélevés dans la région de Nurabad (45 km de la route de Saveh à Salafcheghan) (E-76), de Garakan (NW d'Ashtian) (JH-272) et près de Dastjerd (environ 25 km au SE de Tafresh). Ces laves comme celles du faciès aphyrique, sont sursaturées, à quartz normatif. L'abondance des phénocristaux de plagioclase est marquée par les reneurs élevés en Al₂O₃ (19 à 21 %) et en An virtuelle. Il s'agit aussi d'andésites et d'andésites basaltiques, selon la classification de MIDDLEMOST. Ces laves sont relativement pauvres en alcalins, ce qui les place, dans le diagramme Na₂O + K₂O / SiO₂, soit en domaine subalcalin (E-76 et JH-272), soit en domaine calco-alcalin, mais près de la limite subalcaline (JH-365 b).

Dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), elles tombent dans le clan des andésites basaltiques (JH-272 et JH-365b) et des andésites basaltiques pauvres en K (E-76).

II - Roches à clinopyroxène et amphibole

Ces roches forment des coulées, des dykes et des sills dans la séquence volcanique NgV₁. Parfois, on voit les sills intercalés dans la Formation rouge supérieure et dans les volcanites du faciès à clinopyroxène. Les dykes aussi traversent ces formations et montrent qu'ils appartiennent à une phase assez tardive (par rapport aux volcanites à clinopyroxène). Les roches du faciès à clinopyroxène et amphibole présentent toujours une texture porphyrique dans laquelle les cristaux d'amphibole peuvent atteindre quelques centimètres.

On peut les classer en deux catégories:

a) Faciès subvolcaniques

A titre d'exemple, on peut prendre les dolérites de l'édifice volcanique du Kuh-e-Khastak, où les roches holocristallines de ce faciès, à structure doléritique, renferment des cristaux de labrador, de clinopyroxène et d'amphibole verte, quelques plages de biotite associées à des oxydes opaques dérivent de la transformation de l'amphibole.

b) Faciès volcaniques

La structure est microlitique à hyalomicrolitique, plus ou moins fluidale. Le volume des phénocristaux peut atteindre 40 % du volume. Il s'agit de phénocristaux de plagioclase (An 55-74), zonés, automorphes, parfois corrodés, contenant des inclusions poussiéreuses, et parfois transformés en épidote, calcite, chlorite et quartz. On voit aussi des phénocristaux automorphes à subautomorphes de clinopyroxène, avec parfois des inclusions automorphes de magnétite, et des phénocristaux ou mégaphénocristaux d'amphibole. Celle-ci a cristallisé avant le clinopyroxène: un auréole de microphénocristaux ou phénocristaux de clinopyroxène entoure parfois l'amphibole. Cette auréole a également protégé l'amphibole du phénomène d'opacification. Mais souvent une bordure opacifiée, formée d'oxydes de fer, est caractéristique de ces amphiboles. De plus, ces dernières sont parfois transformées en chlorite, biotite, magnétite, épidote, quartz, actinote à faciès aciculaire.

Dans les laves de l'Ouest du Kuh-e-Aleh, les phénocristaux d'amphibole atteignent 3 cm et présentent un autre type de transformation. Il s'agit d'une transformation partielle ou totale de la hornblende verdâtre en un assemblage formé de plagioclase, clinopyroxène et magnétite, ainsi que de biotite chloritisée et parfois d'apatite. Les minéraux de cet assemblage sont généralement fins (souvent < 0,1 - 0,2 mm) et subautomorphes à xénomorphes. Cette transformation semble développer de l'extérieur vers l'intérieur des phénocristaux d'amphiboles.

Une telle transformation d'amphibole alumineuse a été déjà signalée par STEWART (1975) et BOETTCHER (1977). En effet, les phénocristaux d'amphibole réagissent à basse pression avec le magma, en produisant l'assemblage décrit. Cela confirme également la possibilité de l'origine du magma andésitique calco-alcalin par fractionnement de l'amphibole à partir d'un magma basaltique (HOLLOWAY et BURNHAM, 1972; ALLEN et al., 1972; GREEN, 1972; ALLEN et al., 1975; CAWTHORN et O'HARA, 1976, etc.), ce dont nous parlerons plus loin (p.235).

La matrice de ces roches est formée de microlites de plagioclase, de clinopyroxène, d'oxydes opaques (surtout magnétite), de verre (dans les termes hyalins, le verre forme parfois jusqu'à 50 % du volume), de minéraux secondaires (chlorite, calcite, épidote, quartz et actinote) et d'apatite.

Composition chimique : Les analyses suivantes correspondent à une coulée de lave (E-107) des environs SW de

Faciès porphyriques à clinopyroxène et amphibole							
Oxydes	E-107	JH-365c	JH-352	Norme CIPW	E-107	JH-365c	JH-352
SiO ₂	53.08	53.02	54.06	Q	5.41	6.72	9.86
Al ₂ O ₃	18.34	19.61	19.18	Or	3.25	6.44	10.75
Fe ₂ O ₃	4.38	2.80	3.67	Ab	32.91	24.70	27.66
FeO	3.74	5.15	3.63	An	30.95	37.18	32.28
MnO	0.19	0.14	0.14	Diop	3.70	6.25	0.79
MgO	4.87	2.34	1.95	Heden	0.65	5.29	0.33
CaO	7.57	10.43	6.92	Ens	10.41	2.92	4.48
Na ₂ O	3.89	2.92	3.27	Ferros	2.11	2.83	2.14
K ₂ O	0.55	1.09	1.82	Mag	6.35	4.05	5.32
TiO ₂	0.69	1.06	0.95	Ilm	1.31	2.01	1.80
P ₂ O ₅	0.17	0.09	0.10	Ap	0.40	0.21	0.23
CO ₂	-	-	-	Eau	3.02	1.83	3.46
H ₂ O ⁺	3.02	1.71	3.26				
H ₂ O ⁻	-	0.12	0.20				
Total	100.49	100.48	99.15	Total	100.50	100.48	99.15
CIPW-LACROIX	76-E-107	II, '5, '4, '5	Andésite				
	JH-365c	II, '5, 4, 4	Andésite				
	JH-352	II, (4), 5, (3), 4, 4	Andésite				
MIDDLEMOST	76-E-107		Andésite basaltique				
	JH-365c		Andésite basaltique				
	JH-352		Andésite basaltique				

Tableau 38

TAYLOR, 1976), elles se trouvent dans le clan des andésites basaltiques (E-107 et JH-365c) et dans celui des andésites basaltiques riches en K, ce qui est en accord avec la dénomination de MIDDLEMOST. De plus, dans le même diagramme, les points représentatifs tombent dans le domaine des séries calco-alcaline (II) et calco-alcaline riche en K (III).

III - Roches à amphibole

Ce faciès est en réalité associé aux roches à clinopyroxène et amphibole, mais ici, il s'agit de laves et de roches subvolcaniques où les cristaux de clinopyroxène sont absents ou rares. Par contre, les phénocristaux ou mégaphénocristaux d'amphibole sont abondants et relativement frais. Ces amphiboles présentent une bordure d'oxydes opaques, surtout dans les termes laviques; elles varient de la hornblende verte à la hornblende brune basaltique (surtout dans les laves hyalines). Ce faciès, par ses autres caractères minéralogiques et pétrographiques se rapproche du faciès à clinopyroxène et amphibole.

Composition chimique

Ces analyses proviennent d'un faciès à mégacristaux d'amphibole des environs SW de Rahjerd (E-98), et d'un faciès doléritique au sein des volcanites de l'édifice volcanique du Kuh-e-Khastak (E-2). Ces roches constituent également les termes basiques des faciès amphiboliques (groupes II et III). Il s'agit des roches faiblement sous-saturées (E-98) ou sursaturées (E-2) qui, dans le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), se localisent respectivement dans le groupe des basaltes alcalins et dans le domaine tholéitique, mais près du plan de saturation en silice.

Rahjerd, et aux roches filoniennes associées de la région de Dastjerd (JH 365c et JH-352; in HAJIAN, 1970). Il s'agit de roches sursaturées à quartz normatif (5 à 10 %). Elles sont, comme les autres faciès porphyriques de notre région, riches en Al₂O₃ et CaO, ce qui se traduit par l'abondance de cristaux de plagioclase.

Dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ (KUNO, 1959), ces roches se placent dans le domaine de la série calco-alcaline. Dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et

Faciès porphyriques à amphibole					
Oxydes	E-98	E-2	Norme		
			CIPW	E-98	E-2
SiO ₂	48.61	51.73	Q	-	4.70
Al ₂ O ₃	18.99	17.94	Or	1.95	1.47
Fe ₂ O ₃	3.26	3.78	Ab	35.14	23.18
FeO	5.80	5.46	An	29.96	35.91
			Neph	2.27	-
MnO	0.15	0.19	Diop	4.79	7.71
MgO	6.84	6.35	Heden	1.69	2.29
CaO	7.85	10.03	Ens	-	12.24
Na ₂ O	4.65	2.74	Ferros	-	4.17
K ₂ O	0.33	0.25	Forst	10.37	-
TiO ₂	0.81	1.13	Fayal	4.63	-
P ₂ O ₅	0.14	0.21	Mag	4.72	5.48
CO ₂	-	-	Ilm	1.53	2.14
H ₂ O ⁺	3.08	0.42	Ap	0.33	0.49
H ₂ O ⁻	-	-	Eau	3.08	0.41
Total	100.51	100.23	Total	100.51	100.24
CIPW-LACROIX	76-E-98	76-E-2	II, 5, (3)4, 5	Andésite	Andésite
			II (III), '5, 4, 5		
MIDDLEMOST	76-E-98	76-E-2	Basalte alcalin		
			Basalte subalcalin		

Tableau 39

Analyse de clinopyroxène (76-E-107) des laves néogènes		
Oxydes	E-107	Formule structurale basée 6 oxygènes
SiO ₂	51.20	Si = 1.89
Al ₂ O ₃	4.93	Al ^{IV} = 0.11
Fe ₂ O ₃	-	Al = 0.10
FeO	8.13	Ti = 0.01
MnO	0.25	Fe = 0.25
MgO	14.67	Mn = 0.01
CaO	19.56	Mg = 0.81
Na ₂ O	0.35	Ca = 0.78
K ₂ O	0.00	Na = 0.03
TiO ₂	0.49	
P ₂ O ₅	0.08	
H ₂ O ⁺	-	
H ₂ O ⁻	-	
Total	99.66	Augite

Tableau 40

En ce qui concerne les alcalins, la teneur en K₂O est relativement analogue et faible, tandis que celle en Na₂O montre une certaine concentration dans l'échantillon (E-98). La pauvreté de ces roches en K₂O les place, dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), dans le domaine des tholéiites pauvres en potassium. Dans le diagramme Na₂O + K₂O / SiO₂ (KUNO, 1959), elles tombent l'une dans le domaine alcalin (E-98), l'autre dans le domaine subalcalin (E-2), ce qui est en accord avec la dénomination de MIDDLEMOST.

Composition chimique du clinopyroxène et de l'amphibole des volcanites du Néogène

Nous avons trié et analysé des cristaux de clinopyroxène et d'amphibole des volcanites néogènes (roches des groupes II et III) de la région de Sakht Hessar - Khastak (aux environ SW de Rahjerd).

Le tableau 40 et la figure 53 montrent respectivement la formule structurale, la composition chimique et la position de notre clinopyroxène (⊕) dans le diagramme de LEBAS (1966). Il s'agit d'une augite qui se place dans le domaine des roches non-alcalines. Il faut rappeler que la lave correspondante (SW de Rahjerd, éch. 76-E-107, tableau 38) est calco-alcaline. LEBAS a montré qu'il existe une augmentation de la valeur d'Al₂ (Al en position de Si) dans les clinopyroxènes depuis les séries tholéiitiques, aux séries d'alcalines, puis peralcalines (fig. 53). Selon le même auteur, Ti croît aussi en fonction de l'augmentation de Al.

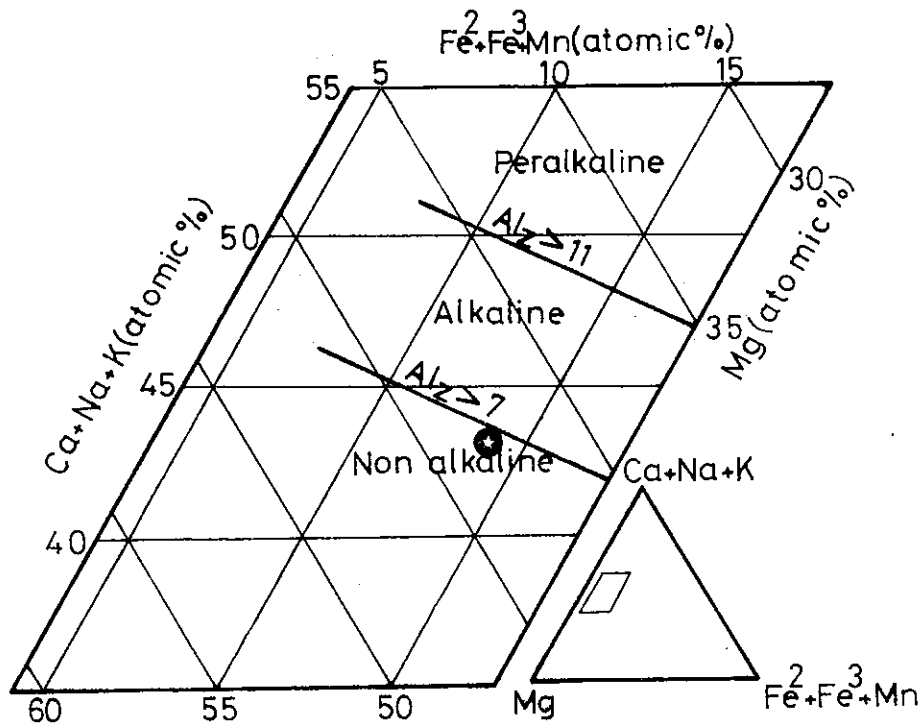


Fig.53 :Subdivisions des clinopyroxènes selon leurs valeurs en Al_z ($Al_z = Al^{IV} \times 100 / (z = 2)$) (d'après LEBAS, 1962). Les clinopyroxènes avec $Al_z < 7$ peuvent exister dans les séries tholéitique, calco-alcaline et dans certains basaltes riches en alumine. Au centre, domaine des clinopyroxènes des roches alcalines ($Al_z > 7$); en haut, clinopyroxènes des roches peralcalines ($Al_z > 11$).

Quant à l'amphibole des volcanites du Néogène, les tableaux 41 42 présentent respectivement sa formule

structurale, sa composition chimique et sa position dans la classification de LEAKE (1968). D'après cette dernière les phénocristaux d'amphibole des laves du SW de Rahjerd (éch. 76-E-98) se placent dans le domaine de la pargasite, ce qui se voit aussi sur les diagrammes $Al^{IV} / (Na + K)$ et $Al^{IV} / (Al^{6+} + Fe^{+3} + Ti)$ (in DEER et al., 1966)(fig.54).

Analyse d'amphibole (76-E-98) des laves néogènes		Formule structurale basée sur 23 oxygènes	
Oxydes	E-98		
SiO ₂	43.60	Si = 6.19	z = 8
Al ₂ O ₃	14.56	Al ^{IV} = 1.81	
Fe ₂ O ₃	-		x + y = 7,8
FeO	8.37	Al = 0.63	
MnO	0.09	Ti = 0.16	
MgO	16.03	Fe = 0.99	
CaO	12.22	Mn = 0.01	
Na ₂ O	2.56	Mg = 3.39	
K ₂ O	0.34	Ca = 1.86	
TiO ₂	1.48	Na = 0.70	
P ₂ O ₅	0.06	K = 0.06	
H ₂ O+	-		
H ₂ O-	-		
Total	99.31	Pargasite	

Tableau (41)

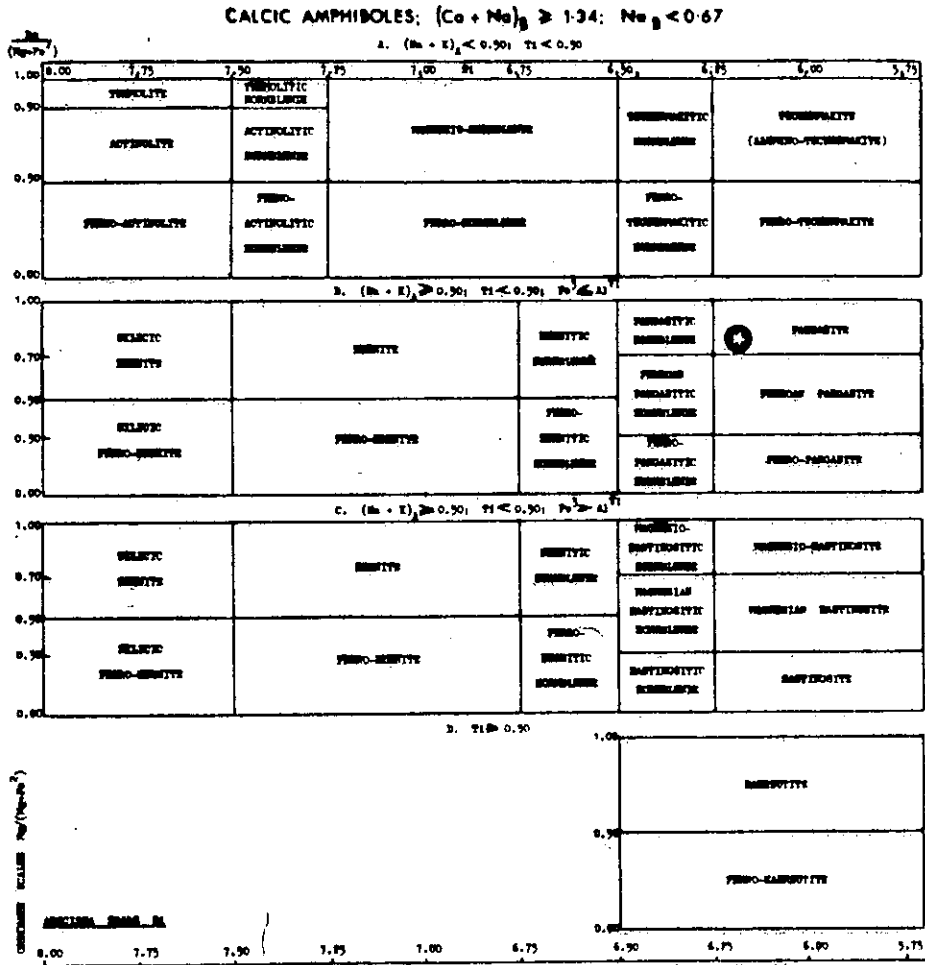


Tableau (42) - Position de l'amphibole des volcanites néogènes dans la classification de LEAKE (1968).

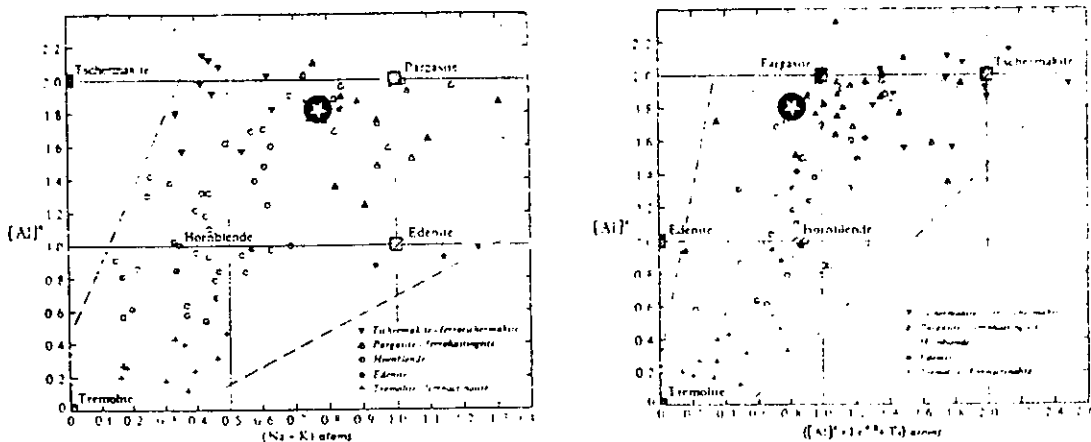
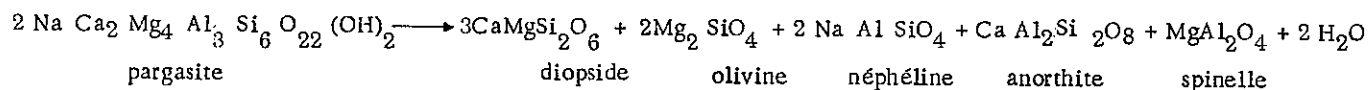
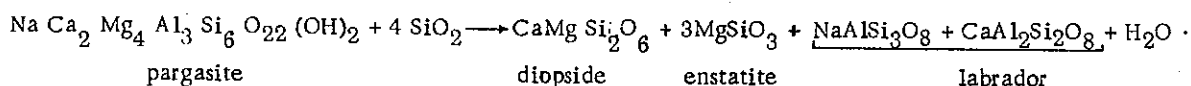


Fig. 54 - Position de l'amphibole des volcanites néogènes (\star). Ces diagrammes représentent les variations chimiques des amphiboles riches en Ca, en nombre d'atomes par formule structurale (in DEER et al., 1966).

La pargasite se transforme (BOYD, in DEER et al., 1966), entre 840° et 1025°C et à des pressions de vapeur de 250 à 800 bars, de la façon suivante:



Lorsque la silice est disponible pour la saturation des phases cristallines sous-saturées (olivine et néphéline), la transformation, au-dessus de 900°C et de 1 000 bars est la suivante:



Dans la région étudiée, la transformation signalée en plagioclase, pyroxène, etc. semble plutôt en accord avec cette dernière réaction.

De plus, nous avons vu qu'une association intime existe (observation de terrain et au microscope) entre les termes intermédiaires (andésites ou andésites basaltiques du groupe II) et les termes basiques à amphibole (groupe III), ce qui pose un problème si ces roches intermédiaires dérivent par fractionnement d'une amphibole pauvre en SiO₂ (<44%) à partir du pôle basique. Les travaux d'ALLEN et al. (1972) montrent une telle possibilité dans les conditions de saturation en H₂O. En effet, la fusion partielle des matériaux convenables du manteau produit un liquide tholéiitique à une température supérieure à 1000°C et à une pression d'à peu près 15 kb. Lorsque ce liquide s'abaisse à une température d'environ 1 000° C, amphibole et clinopyroxène commencent à cristalliser. Avec la poursuite de la cristallisation, la composition du liquide devient andésitique. Au-dessous de 950°C, le magma monte vers la surface, en fractionnant les amphiboles précédemment formées. De plus, les cristaux d'amphibole qui cristallisent aussi lors de ce parcours, commencent à se transformer à une température d'environ 925°C et à une pression voisine de 3 kb.

En bref, il semble que nos roches basaltiques riches en phénocristaux d'amphibole soient représentatives d'un magma basique, dans lequel le fractionnement de l'amphibole a abouti à l'apparition d'un liquide andésitique dont nos termes intermédiaires à pyroxène et à amphibole^{*} transformée sont les produits.

3.2. Phase volcanique et subvolcanique NgV₂

Le volcanisme du Néogène, dans sa première phase (NgV₁) a surtout construit des strato-volcans, malgré quelques tendances acides, le volcanisme basique à intermédiaire a été dominant. Cette phase, comme nous l'avons dit (p. 227), se poursuit par une phase explosive majeure qui a eu surtout un rôle destructif. En effet, elle met fin à l'activité composite de la phase NgV₁ de la région de Sakht Hessar - Khastak et détruit certains édifices volcaniques précédemment formés, si bien que parfois les centres éruptifs de la phase NgV₁ sont difficiles à déterminer (par exemple dans le Kuh-e-Sakht Hessar).

* Voir Planche III, photo 8.

Dans d'autres cas, les explosions de cette phase ne provoquent que quelques modifications dans les volcans de NgV₁. Par exemple, dans l'édifice volcanique de Khastak, elles élargissent le centre éruptif primaire et détruisent partiellement le flanc oriental du volcan. Mais la forme actuelle de l'édifice de Khastak, avec sa dépression presque circulaire d'environ 2,5 km de diamètre d'une profondeur qui va de 200 m à l'Est à 700 m à l'Ouest, ressemblant à un gigantesque cratère, ne semble pas avoir été provoquée simplement par ce seul épisode explosif. Très probablement, un phénomène d'effondrement consécutif à cette phase explosive majeure, puis les effets de l'érosion, sont également responsables de la formation de cette caldera. Enfin, cette évolution se termine par la mise en place d'une extrusion doménienne au centre de l'édifice volcanique (fig.55).

Ce changement du régime volcanique, avec apparition d'une activité explosive intensive, correspond également à un changement dans la composition chimique du magma, qui présente une tendance vers le pôle acide.

L'existence de cette phase explosive à la limite des volcanites NgV₁ et de la séquence volcanique-subvolcanique NgV₂, se justifie par la présence d'éléments volcaniques NgV₁ dans les pyroclastites NgV₂, et par intrusion de matériel NgV₂ dans ces dépôts pyroclastiques. En outre, une part importante de ces matériaux pyroclastiques (surtout les éléments fins et meubles) sera remobilisée et participera aux dépôts volcano-sédimentaires du Pliocène. Mais dans certaines vallées du Kuh-e-Sakht Hesar (W de Raveh), les cendres volcaniques acides, plus ou moins altérées, restent les témoins des explosions intenses de cette phase du Néogène.

Après cette période d'explosions, le magmatisme NgV₂ se met en place sous la forme d'un complexe volcano-subvolcanique. Les formes correspondantes sont variées, tandis que la composition des produits varie dans une gamme intermédiaire à acide.

3.2.1. Coulées de laves

Il s'agit souvent de coulées relativement épaisses, d'extension faible et à débit prismatique, avec parfois un passage au dôme-coulée. Ces laves correspondent en effet au débordement du magma à travers des fractures, ce qui est confirmé par l'analogie minéralogique et chimique avec les dykes associés.

Ce sont des laves à texture aphyrique à porphyrique et de teinte verdâtre. Au microscope, elles sont caractérisées par une structure microlitique, parfois fluidale, dans laquelle les phénocristaux peuvent être absents. Les phénocristaux sont généralement formés de plagioclase (An 38-54) parfois zoné (2-2,5 mm), de hornblende verte, et parfois de quartz subautomorphe à xénomorphe. La transformation en épidote, chlorite, oxydes opaques, séricite, avec parfois clinozoïzite et albite, est fréquente dans les cristaux de plagioclase et d'amphibole. Cette dernière est parfois totalement pseudomorphosée. La tourmaline, souvent présente, indique des apports fumarolliens de bore.

La matrice est essentiellement formée de microlites de plagioclase (oligoclase-andésine), mais amphibole, quartz, feldspath alcalin, oxydes de Fe-Ti, minéraux secondaires et apatite sont également présents en quantité variable. Dans certains termes à structure fluidale, le quartz a cristallisé tardivement (après l'écoulement) entre les interstices de microlites orientés de plagioclase, et se présente en petits cristaux ($\leq 0,1$ mm), allongés en sens de la fluidalité et en forme de I et H, etc., que nous appelons "microlites de quartz".

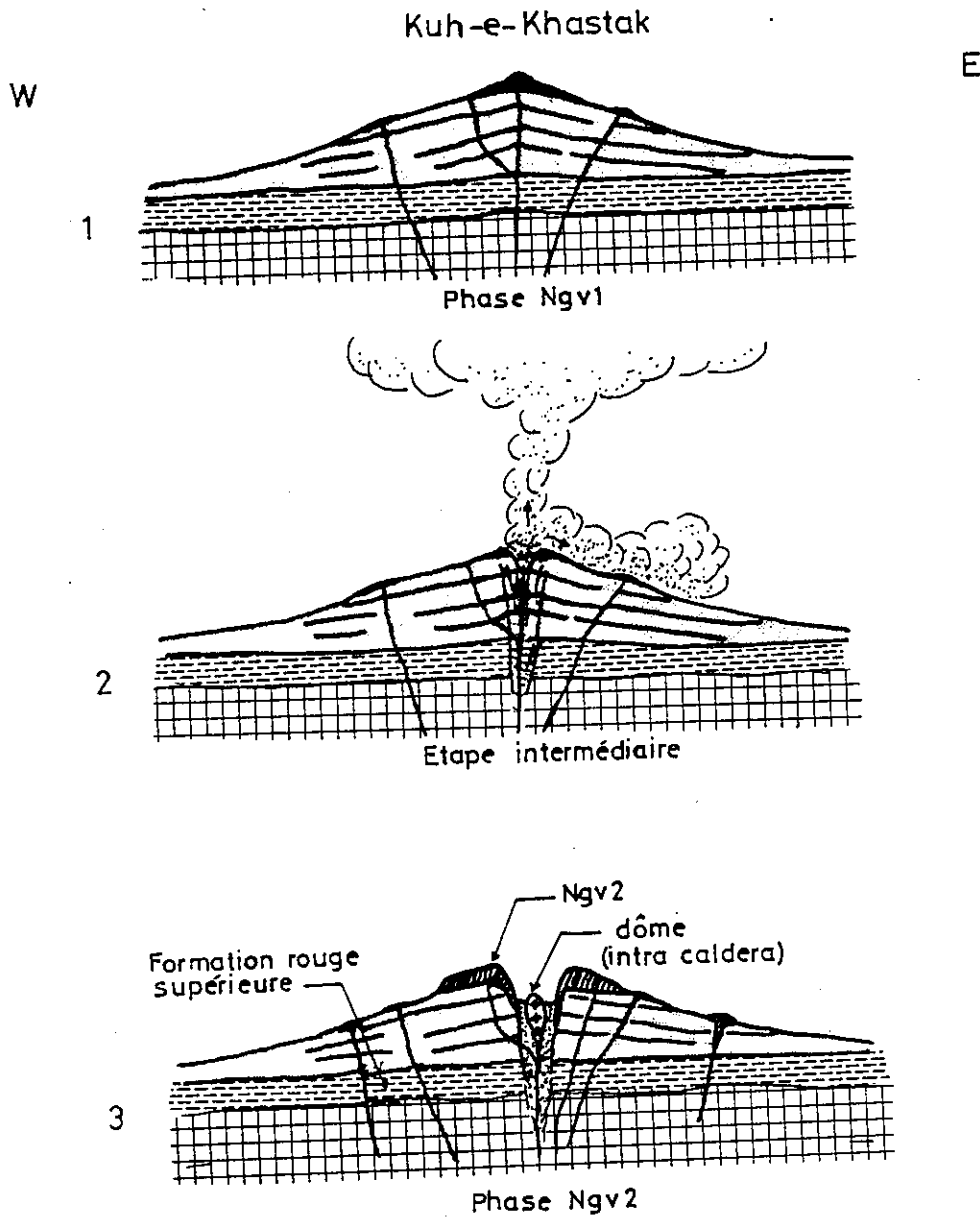


Fig. 55 - Différentes étapes du volcanisme du Néogène (NgV₁ et NgV₂):
 1) Formation du strato-volcan du Kuh-e-Khastak (NgV₁); 2) Manifestation d'une phase explosive majeure; 3) Formation de la caldera du Kuh-e-Khastak et mise en place de la séquence subvolcanique à volcanique NgV₂.

Composition chimique

Ces analyses correspondent aux laves du SW de Rahjerd (Kuh-e-Sakht Hessar) (E-4), de la vallée SE d'Aliabad

(N du Kuh-e-Manu) (E-8), et aux laves aphyriques du NW de Borzabad (W de Ravand) (E-44). Il s'agit de laves andésitiques à dacitiques qui, dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (KUNO, 1959), se placent dans le domaine des roches calco-alcalines. Dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ de PECCERILLO et TAYLOR (1976), elles appartiennent au clan des andésites (E-4 et E-8) et à celui des andésites pauvres en K (E-44).

Laves intermédiaires de NgV ₂							
Oxydes	E-4	E-8	E-44	Norme			
				CIPW	E-4	E-8	E-44
SiO ₂	60.92	59.20	59.52	Q	16.06	9.43	14.44
Al ₂ O ₃	17.45	17.55	16.96	Or	6.50	7.26	1.47
Fe ₂ O ₃	2.60	2.60	4.74	Ab	38.24	44.67	46.45
FeO	2.47	3.80	2.50	An	24.07	20.55	20.27
MnO	0.08	0.10	0.18	Cor	-	-	0.22
MgO	2.31	2.45	2.30	Diop	0.25	0.67	-
CaO	5.70	5.04	4.76	Heden	0.03	0.32	-
Na ₂ O	4.52	5.28	5.49	Ens	5.63	5.78	5.72
K ₂ O	1.10	1.23	0.25	Ferros	0.93	3.23	-
TiO ₂	0.96	0.97	0.91	Mag	3.76	3.76	6.00
P ₂ O ₅	0.18	0.27	0.23	Hem	-	-	0.59
CO ₂	0.42	0.23	0.29	Ilm	1.82	1.84	1.72
H ₂ O+	2.07	1.32	2.49	Ap	0.42	0.63	0.54
H ₂ O-	-	-	-	Cc	0.95	0.52	0.65
				Eau	2.07	1.32	2.48
Total	100.78	100.04	100.62	Total	100.78	100.05	100.63
CIPW-LACROIX	76-E-4			(I) II, 4, 3, 4 (5)			Dacite
	76-E-8			II, (4)5, 3, 4(5)			Andésite
	77-E-44			(I)II, 4', 3, 5			Dacite
MIDDLEMOST	76-E-4						Dacite andésitique
	76-E-8						Andésite
	77-E-44						Andésite

Tableau 43

Le magmatisme NgV₂ se manifeste également sous des formes subvolcaniques à volcaniques telles que stocks, plugs, dykes, laves, dômes et dôme-coulées. Ces complexes subvolcaniques à volcaniques sont surtout développés dans le Kuh-e-Sakht Hessar, où une relation minéralogique et chimique entre les divers faciès peut être aussi envisagée. Par exemple, dans le dernier, le Kuh-e-Zanbureh forme un petit massif plus ou moins circulaire, mis en place dans les pyroclastites du Néogène. Au centre du massif, les roches présentent une texture grenue, qui passe à la périphérie à une texture microgrenue. La zone centrale du massif, qui morphologiquement a une forme de bol, a subi une altération hydrothermale plus poussée et présente aussi l'altération en "boules écaillées".

Péetrographiquement, il s'agit d'une tonalite avec du plagioclase zoné (andésine-labrador), de la hornblende verte quelques paillettes de biotite (par transformation de la hornblende), du quartz interstitiel, ainsi qu'un peu de feldspath alcalin, oxydes de fer, minéraux secondaires et apatite. Cette composition minéralogique peut être observée dans le faciès de bordure, dans les dykes associés et même dans les laves situées aux niveaux supérieurs du Kuh-e-Zanbureh. Toutefois, une certaine variation, surtout du point de vue structure, se présente entre ces différents faciès : la structure, grenue dans le massif, devient microgrenue porphyrique sur les bordures et les dykes, enfin hyalomicrolitique porphyrique, plus ou moins fluidale, dans les laves. Nous verrons que la composition chimique de ces différents faciès révèle aussi leur lien minéralogique.

En ce qui concerne la mise en place des complexes subvolcaniques à volcaniques, comme celui du Kuh-e-Zanbureh, les observations de terrain nous conduisent à penser qu'une colonne de magma, en partie cristallisée dans la chambre magmatique, est montée vers la surface. Cette ascension s'est accompagnée de fractures d'extension localisées à la périphérie du massif et réparties plus ou moins radialement; le magma y a été injecté en forme de dykes (fig. 56). De plus, le magma a pu parfois déborder de ces fractures, en donnant des coulées épaisses. La colonne

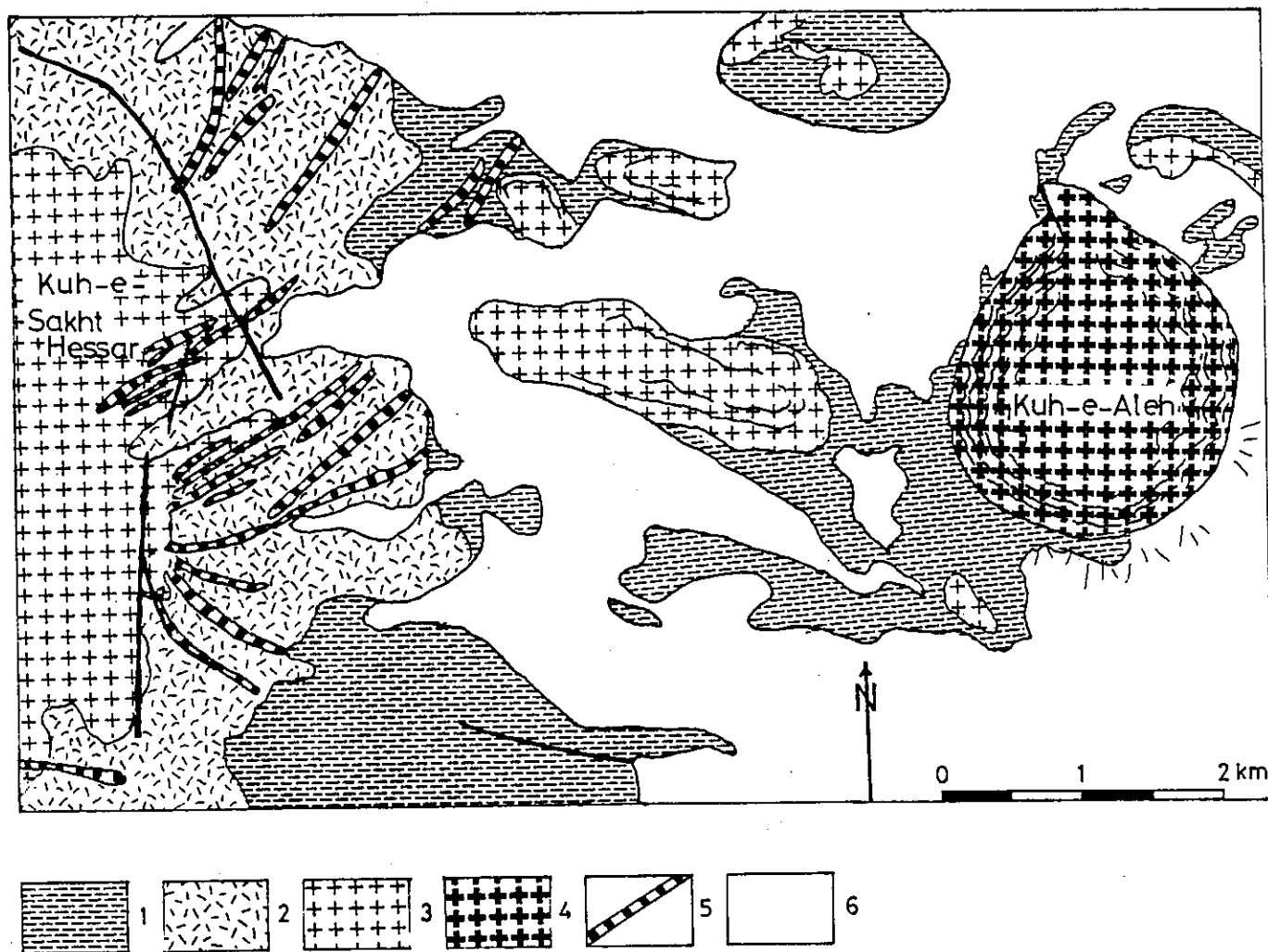


Fig. 56 - Système de dykes radiaux (Néogène) dans la région du Kuh-e-Sakht Hassar:

- 1) Formation rouge supérieure; 2) Volcanites du Néogène (NgV_1); 3) Complexe subvolcanique à volcanique du Néogène (NgV_2); 4) Dôme intrusif du Kuh-e-Aleh; 5) Dyke du Néogène; 6) Quaternaire.

de magma elle-même peut arriver à la surface en engendrant des extrusions plus ou moins cylindriques (plug), ou plus ou moins étalée latéralement (dôme et dôme-coulée). Ces formes extrusives seront étudiées en détail plus loin.

Composition chimique

Les analyses suivantes appartiennent à l'association subvolcanique à volcanique du Kuh-e-Zanbureh (E-120, E-121

Faciès subvolcaniques-volcaniques du Néogène (NgV ₂)									
Oxydes	E-120	E-121	E-122	E-77	Norme CIPW	E-120	E-121	E-122	E-77
SiO ₂	55.48	58.73	56.94	58.29	Q	13.30	14.80	12.82	15.02
Al ₂ O ₃	17.86	17.64	18.05	17.18	Or	7.38	5.73	2.77	2.30
Fe ₂ O ₃	4.55	4.16	4.84	4.09	Ab	25.72	31.98	35.87	39.60
FeO	2.91	2.05	2.72	2.10	An	31.39	28.30	28.83	24.71
MnO	0.18	0.13	0.15	0.17	Diop	0.04	3.73	5.74	0.59
MgO	3.88	3.33	2.42	2.49	Ens	9.64	6.56	3.36	5.92
CaO	6.59	6.87	7.55	5.40	Ferros	0.77	-	-	-
Na ₂ O	3.04	3.78	4.24	4.68	Mag	6.59	5.08	6.96	5.78
K ₂ O	1.25	0.97	0.47	0.39	Hem	-	0.64	0.03	0.09
TiO ₂	0.89	0.67	0.79	0.53	Ilm	1.31	1.27	1.50	1.00
P ₂ O ₅	0.19	0.15	0.19	0.20	Ap	0.44	0.35	0.44	0.47
CO ₂	-	-	-	-	Eau	2.47	1.85	1.81	4.60
H ₂ O ⁺	2.47	1.86	1.81	4.60					
H ₂ O ⁻	-	-	-	-					
Total	99.09	100.34	100.17	100.12	Total	99.10	100.34	100.18	100.13
CIPW-LACROIX			76-E-120	II, 4', (3)4, 4	Dacite (diorite quartzique)				
			76-E-121	'II, 4', (3)4, 4(5)	Dacite (microdiorite quartzique)				
			76-E-122	'II, 4', (3)4, '5	Dacite				
			77-E-77	(I)II, 4', 3, 5	Dacite				
MIDDLEMOST			76-E-120		Andésite				
			76-E-121		Andésite				
			76-E-122		Andésite				
			76-E-77		Andésite				

Tableau 44

Dans ce tableau, le faciès tonalitique de la zone interne du massif subvolcanique du Kuh-e-Zanbureh (E-120) montre une légère diminution de SiO₂ et des alcalins, par rapport à la zone externe et supérieure (E-121), et à son faciès lavique à structure hyalomicrolitique (E-122). Ces légères variations chimiques, comme nous le verrons aussi plus loin pour les dômes volcaniques, correspondent plutôt à une différenciation magmatique, les premières venues du magma étant relativement plus acides.

Dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ (KUNO, 1959), ces roches se localisent dans le domaine de la série calco-alcaline. Dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), ce sont des andésites pauvres en K (E-122 et E-77), ou des andésites (E-121) et des andésites basaltiques (E-120) du domaine de la série calco-alcaline (II

E-122), ainsi qu'à un faciès extrusif de la région de Nurabad (E-77). Il s'agit de roches dacitiques (classification CIPW-LACROIX) ou andésitiques (classification MIDDLEMOST); malgré quelques variations dues au faciès ou à la localité, elles présentent une composition chimique assez constante, ce qui permet une dénomination commune.

3.3. Dykes du Néogène

Les dykes du Néogène peuvent être divisés en deux groupes principaux:

- ceux qui se rattachent à la première phase du Néogène (NgV1) et dont nous avons déjà étudié la relation minéralogique et chimique avec les laves ou éventuellement les sills associés. En général, ce groupe présente un chimisme relativement plus basique que le second;
- les dykes en liaison avec le magmatisme NgV2 qui, comme les divers faciès de cette phase, présentent une composition chimique andésitique à dacitique.

Minéralogiquement, ils montrent une structure microgrenue porphyrique à microlitique porphyrique, plus ou moins fluidale, avec des phénocristaux (25 à 30 % du volume en moyenne) de plagioclase (souvent andésine à labrador), de hornblende verdâtre à brunâtre et parfois de clinopyroxène. Mais ils sont caractérisés surtout par la présence de cristaux de quartz dans une matrice riche en microlites de plagioclase. Les minéraux d'altération tels que chlorite, calcite, épidote, actinote, oxydes de fer, leucoxène, etc., peuvent être fréquents.

Il faut signaler encore certaines roches filoniennes associées au plutonisme du Néogène, et qui seront étudiées avec les termes plutoniques, dans le chapitre suivant.

Les dykes du Néogène, même sur le terrain, montrent parfois très nettement la diversité des phases magmatiques de cette époque. C'est le cas des dykes de la région de Shahresduneh (environ 40 km au SSW de Qom) où deux systèmes majeurs de dykes NE-SW et NW-SE (fig.57) recoupent les couches de l'Oligo-Miocène (Formation de Qom) et de l'Eocène. Ici, les dykes du système NW-SE appartiennent à une phase plus tardive, car ils recoupent ceux du système NE-SW.

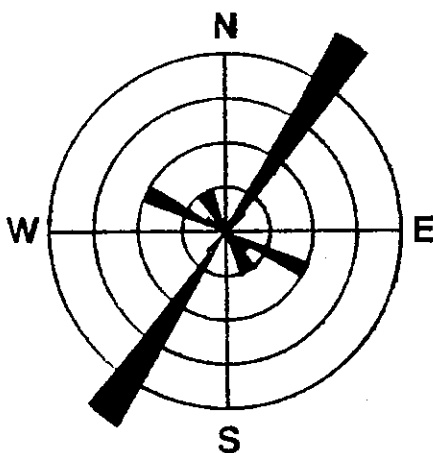


Fig. 57 - Rosace des pourcentages des directions des dykes du Néogène dans la région de Shahresduneh.

Les dykes N 30° et N 40° sont les plus fréquents (50 %). Il existe également une variation remarquable dans la composition chimique de ces dykes.

Composition chimique

Le chimisme des dykes du Néogène nous permet aussi de les classer en deux groupes: l'un à composition intermédiaire et l'autre à tendance basique.

Dykes intermédiaires du Néogène									
Oxydes	E-3	E-11	E-48	E-66	Norme CIPW	E-3	E-11	E-48	E-66
SiO ₂	59.83	59.00	60.24	58.80	Q	17.17	12.36	5.65	5.79
Al ₂ O ₃	16.95	17.09	17.86	17.73	Or	7.20	10.99	2.54	7.85
Fe ₂ O ₃	2.90	2.79	3.71	4.78	Ab	33.59	35.70	66.08	60.16
FeO	2.86	3.15	0.87	2.47	An	24.41	22.19	11.60	7.82
MnO	0.18	0.13	0.08	0.25	Cor	0.15	-	0.29	1.72
MgO	2.48	2.77	1.68	2.13	Diop	-	1.09	-	-
CaO	5.86	5.50	3.06	1.92	Heden	-	0.26	-	-
Na ₂ O	3.97	4.22	7.81	7.11	Ens	6.17	6.39	4.18	5.30
K ₂ O	1.22	1.86	0.43	1.33	Ferros	1.50	1.79	-	-
TiO ₂	1.02	1.08	1.01	0.84	Mag	4.20	4.04	0.13	6.34
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.18	0.26	Hem	-	-	3.61	0.40
CO ₂	0.52	0.35	0.38	-	Iim	1.93	2.05	1.91	1.59
H ₂ O+	1.66	2.06	2.35	2.35	Ap	0.49	0.42	0.42	0.61
H ₂ O-	-	-	-	-	Cc	1.18	0.79	0.86	-
					Eau	1.66	2.05	2.35	2.35
Total	99.69	100.18	99.66	99.97	Total	99.70	100.19	99.67	99.98
CIPW-LACROIX		76-E-3		'II, 4, 3', 4'					Dacite
		76-E-11		'II, 4(5), 3, 4					Dacite
		77-E-48		I(II), '5, 2, 5					Trachy-andésite
		77-E-66		(I)II, '5, '2, (4)5					Trachy-andésite
MIDDLEMOST		76-E-3							Andésite
		76-E-11							Andésite
		77-E-48							Trachy-andésite
		77-E-66							Trachy-andésite

Tableau 45

dacite (CIPW-LACROIX) ou andésite (MIDDLEMOST) pour E-3 et E-11, et trachy-andésite pour E-48 et E-66. Il faut souligner l'albitisation, affectant surtout les phénocristaux de plagioclase de l'échantillon E-48. Quant au diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), à part l'échantillon E-48 qui est dans le clan des andésites pauvres en K, les autres se classent dans les andésites de la série calco-alcaline (II).

En ce qui concerne les analyses des dykes basiques (tableau 46), elles proviennent des dykes de la région de Shahresduneh. La composition chimique varie des trachy-basaltes (E-64 et E-65) aux trachy-andésites (E-66, dyke NE-SW). Ces termes basiques sont faiblement sous-saturés (Ne < 5%), néphéline et olivine étant virtuelles. La teneur en alcalins est élevée; ces roches se classent donc dans les basaltes alcalins de MACDONALD et KATSURA (1964) et du tétraèdre de YODER et TILLEY (1962). Elles sont également dans le domaine de la série alcaline du diagramme alcalins/silice de KUNO. De plus, la teneur en K₂O étant aussi assez élevée, on les trouve, dans le diagramme K₂O/SiO₂, dans le clan des absarokites (E-65) et des andésites basaltiques riches en K (E-64).

Les dykes intermédiaires du tableau (45), sont représentatifs du Kuh-e-Sakht Hesar (E-3 et E-11) du NW de Fathabad (W de Ravand, où les dykes recourent les calcaires de l'Oligo-Miocène, (E-48), et de la région de Shahresduneh (E-66). Ce sont des roches sursaturées mais avec un pourcentage variable de quartz normatif. Les teneurs en alcalins sont aussi variables, ce qui les placent dans les domaines, soit alcalin (E-48 et E-66), soit calco-alcalin (E-3 et E-11) d'après le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ de KUNO (1959), ce qui confirme la dénomination de ces roches:

Dykes basiques du Néogène					
Oxydes	E-64	E-65	Norme		
			CIPW	E-64	E-65
SiO ₂	52.58	48.97	Or	9.63	13.59
Al ₂ O ₃	19.70	18.62	Ab	49.02	32.69
Fe ₂ O ₃	3.86	3.69	An	22.63	22.78
FeO	3.57	6.57	Neph	0.30	3.96
MnO	0.20	0.22	Diop	0.53	2.27
MgO	2.46	3.91	Heden	0.20	1.56
CaO	4.97	5.89	Forst	4.12	6.08
Na ₂ O	5.86	4.73	Fayal	1.97	5.27
K ₂ O	1.63	2.30	Mag	5.59	5.35
TiO ₂	0.65	1.07	Ilm	1.23	2.03
P ₂ O ₅	0.17	0.27	Ap	0.40	0.63
CO ₂	-	-	Eau	4.53	3.71
H ₂ O+	4.53	3.71			
H ₂ O-	-	-			
Total	100.18	99.95	Total	100.19	99.96
CIPW-LACROIX	77-E-64	(I)II, 5, '3, 4(5)	Andésite		
	77-E-65	II, 5, 3, 4	Andésite		
MIDDLEMOST	77-E-64		Trachy-basalte		
	77-E-65		Trachy-basalte		

Tableau 46

3.4. Dômes du Néogène

L'un des traits les plus spectaculaires du magmatisme néogène de la région étudiée, est sans doute l'existence de nombreuses extrusions dôméennes, avec des caractères morphologiques, chimiques, minéralogiques et structuraux propres à chaque édifice.

La répartition de ces dômes est manifestement au voisinage de la limite des reliefs et des bassins actuels, jalonnant probablement des fractures correspondant à cette limite. Cela confirme aussi l'alignement de certains de ces dômes. Cette position rappelle aussi celle de certaines extrusions dôméennes de l'Eocène (par exemple, Siah Kuh et Narreh Khar Kuh), que l'on retrouve aux bords des bassins. Dans d'autres cas, comme dans le Kuh-e-Khastak, l'extrusion acide se manifeste au centre d'un édifice volcanique composite NgV₁, dont elle représente une phase tardive.

Ces appareils extrusifs se sont souvent formés au sein des dépôts du Néogène, surtout dans la Formation rouge supérieure (Miocène-Pliocène), mais ils appartiennent sans doute à une phase pré-quadernaire, donc au Pliocène (voir chapitre stratigraphie). Dans certains cas, il y a aussi des appareils autonomes présents dans les terrains éocènes (comme au SW d'Aran), et même dans certaines régions, ces extrusions sont les seuls témoins du volcanisme du Néogène (par exemple, l'extrusion acide située au pied du flanc nord du Siah Kuh). Mais la majorité de ces formes se présentent dans le secteur d'Ashtian-Taresh, où les volcanites néogènes ont leur maximum d'importance. Elles peuvent être rattachés à la phase NgV₂, malgré une certaine variation de leur composition chimique.

En bref, les dykes du Néogène, en accord avec la majorité des roches volcaniques ou subvolcaniques de cette époque (NgV₁ et NgV₂), montrent deux tendances nettes: l'une alcaline (avec surtout des termes basiques, et dans la phase NgV₁), l'autre calco-alcaline (avec surtout des faciès intermédiaires à la fois dans NgV₁ et NgV₂).

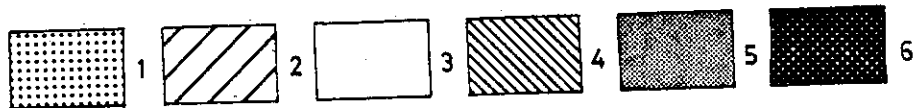
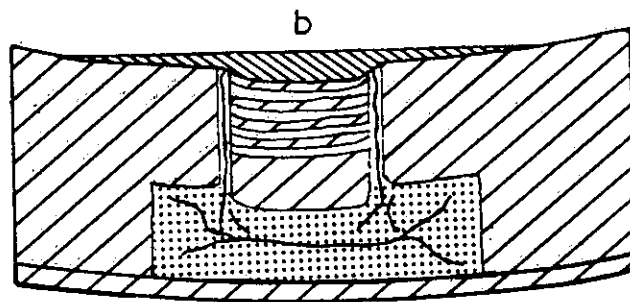
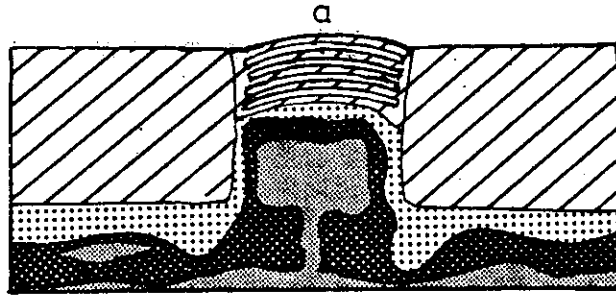


Fig. 58 - Formation d'un dôme, avec des matériaux de viscosités peu différentes (a) et formation d'une subsidence par différence des viscosités (b) (RAMBERG, 1970).
 1) Mastic; 2) Argile; 3) Sandwich de mastic; 4) Solution de $K Mn O_4$; 5 et 6) Silicone.

tel-00509888, version 1, 17 Aug 2016

En général, ces appareils extrusifs ne sont pas accompagnés de matériaux explosifs, mais des brèches d'écroulement les entourent parfois. La morphologie de ces formes extrusives, ainsi que les déformations engendrées par leur mise en place dans les couches encaissantes peuvent être dues, selon les travaux de RAMBERG (1967, 70 et 73), aux différences de viscosité entre le corps ascendant et l'encaissant. En effet, les modèles obtenus lors de ses travaux expérimentaux en centrifugeuse, en utilisant des corps visqueux de densités différentes (mélanges d'argile, d'huile, de mastic, de cire, etc.), permettent la compréhension de la mise en place des magmas et des roches ductiles (de densité faible) dans la croûte, sous le simple effet de la gravité. Dans le cas où les différences de viscosité sont faibles (moins de 10^3 poises), on a diffusion latérale du magma dans la croûte et les structures engendrées ressemblent aux dômes, aux champignons et aux laccolites, tandis que l'encaissant est déformé. Si les différences sont fortes (environ 10^{10} poises), le magma peut monter à travers des fractures et atteindre la surface, pouvant ainsi provoquer une subsidence en bloc de la croûte (fig. 58). En outre, l'intensité de la déformation dépend des valeurs relatives de la viscosité du corps magmatique et des roches encaissantes; la déformation peut être, par exemple, plus importante dans l'encaissant que dans le corps magmatique, si la viscosité de ce dernier est plus forte. Dans le cas contraire, la déformation des roches encaissantes est plus faible.

D'autre part, la mise en place des corps magmatiques peut être exprimée par la poussée magmatique et la résistance opposée par la croûte. Cette poussée, transmise par une colonne magmatique, fonctionne comme une presse hydraulique (WEGMANN, 1930). Tandis que dans le premier mécanisme les forces gravitaires sont les seules responsables de la montée et de la mise en place du corps ascendant, ainsi que de la déformation des roches encaissantes, dans le second les contraintes profondes ou la poussée magmatique peuvent faciliter l'ensemble de ces phénomènes.

Dans la région étudiée, comme nous l'avons dit, ces extrusions se sont souvent mises en place dans la Formation rouge supérieure. Nous rappelons que cette dernière est constituée surtout de roches ductiles; marnes et marnes gréseuses, couches évaporitiques, argilites, shales, avec des intercalations gréseuses. Une telle lithologie, selon les travaux de RAMBERG, non seulement a été favorable à ce que le magma forme des extrusions en dômes, mais aussi à ce que la déformation de l'encaissant soit contrôlée par ces extrusions.

En ce qui concerne la morphologie de ces dômes, malgré certains détails, nous pouvons les classer en trois catégories.

3.4.1. Dômes en coupole ou en oignon

Les appareils de ce type sont les plus fréquents dans notre région. La forme générale, la section basale, le diamètre et la hauteur sont très variables. Par contre deux systèmes de joints sont souvent caractéristiques:

1° un concentrique, parallèle à la surface extérieure du dôme, montrant une structure en pelure d'oignon. Un magnifique exemple se trouve dans le dôme intrusif du Kuh-e-Aleh (fig. 59);

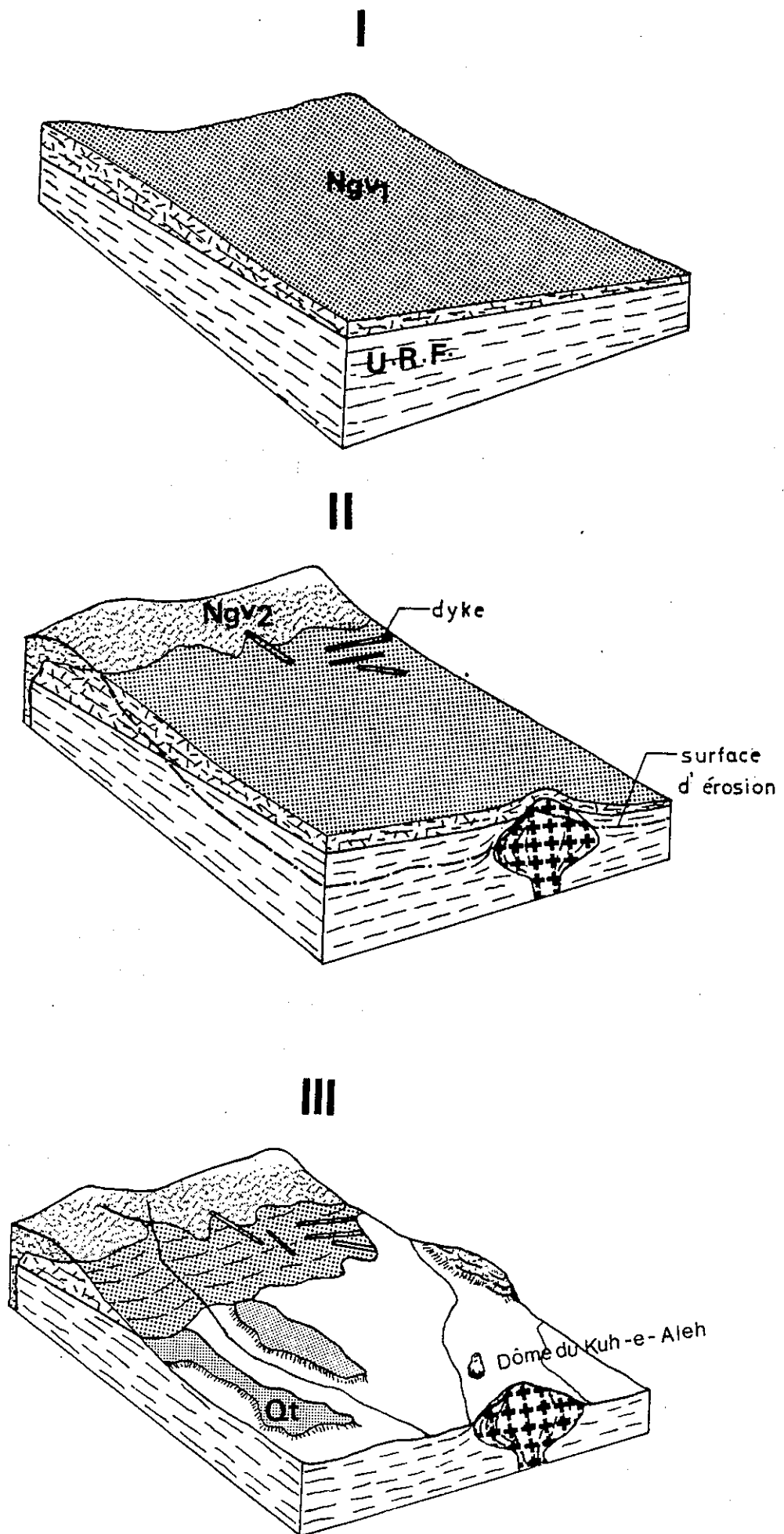


Fig. 59 - Schéma évolutif du dôme intrusif du Kuh-e-Aleh. U.R.F. = Formation rouge supérieure
 NgV₁ = Volcanites du Néogène; NgV₂ = Complexe subvolcanique à volcanique du Néogène; Qt = Quaternaire.

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

. l'autre, perpendiculaire au précédent, se développe en convergence vers l'intérieur du dôme.

L'étude détaillée de ces dômes sur le terrain et au microscope permet de mettre en évidence les modes de mise en place, de déformation des roches encaissantes et éventuellement les effets thermiques subis par ces dernières, etc.

Dôme du Kuh-e-Aleh

Il s'agit d'un dôme gigantesque qui a une longueur d'environ 2,5 km, une largeur d'environ 2 km et une hauteur d'environ 500 m. Ce dôme est coniforme, avec une section basale presque parfaitement circulaire.

Il est constitué de deux zones distinctes:

. La zone externe présente une structure en pelures d'oignon, bien développée; ces écailles, séparées par des joints concentriques, sont parallèles à la surface extérieure du dôme et soulignent aussi sa forme primitive plus ou moins érodée par la suite. En outre, on note une augmentation progressive de l'épaisseur de chaque écaille, de l'extérieur vers l'intérieur. Il nous semble que ces caractères sont dus à une expansion graduelle et interne du dôme. Selon PITCHER (1979), l'expansion se ferait par "pompage" de nouveau magma dans le cœur très chaud de l'édifice.

Chaque plan concentrique représente donc un plan de cisaillement qui sépare une unité de magma de l'autre, le phénomène étant favorisé par la différence des viscosités. La genèse de cette zone externe est donc comparable au gonflement de plusieurs ballons concentriques, dont l'épaisseur des enveloppes diminuerait du centre vers la périphérie. La croissance de cette zone, comme nous allons le voir ci-dessous, constitue la première étape de la formation du dôme du Kuh-e-Aleh.

. La zone interne a un diamètre d'environ 750 m et, contrairement à la zone externe, présente une structure massive et non stratifiée. Cette zone recoupe manifestement les couches concentriques de la zone externe et forme la partie sommitale et centrale du dôme coniforme d'Aleh. Elle se distingue également de la zone externe par ses roches relativement moins acides, moins altérées, ainsi que par sa couleur moins claire.

On voit donc que ce dôme s'est formé en deux phases successives et qu'il s'est mis en place dans des niveaux superficiels; il s'agit donc d'un dôme intrusif ou crypto-dôme, visible seulement par érosion ultérieure de son encaissant (fig.59).

La colonne de magma relativement acide et visqueux, en montant vers la surface, rencontre les roches ductiles de la Formation rouge supérieure (U.R.F., fig. 50); les différences de viscosité entre les deux milieux devenant de plus en plus faibles. En effet, le refroidissement progressif du magma, surtout dans des niveaux superficiels, augmente sa viscosité jusqu'au moment où la différence des viscosités est si faible que la montée du magma se ralentit, puis cesse; mais, par contre, elle permet une expansion latérale en forme de dôme. Cette mise en place diapirique du magma provoque également une déformation dans l'encaissant. Les couches ductiles de la Formation rouge supérieure, horizontales ou subhorizontales dans cette région, sont redressées au contact immédiat du dôme. Cette déformation a été souple et les couches sédimentaires de l'encaissant épousent la forme externe du dôme. L'encaissant a subi également un métamorphisme

tel:00500999 - version 4 - 17-AUG-2010

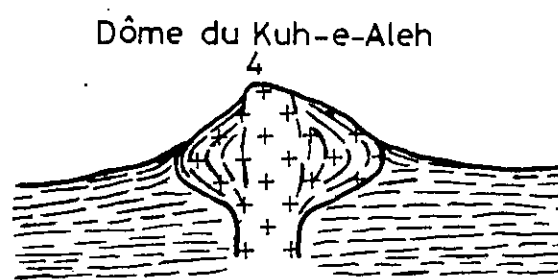
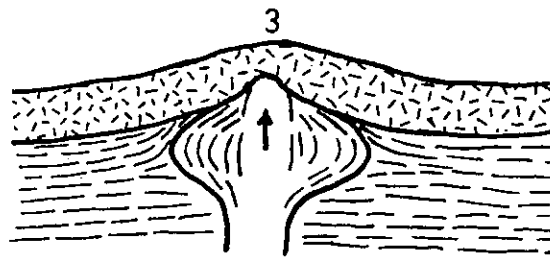
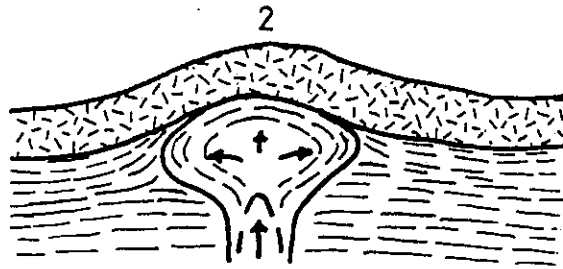
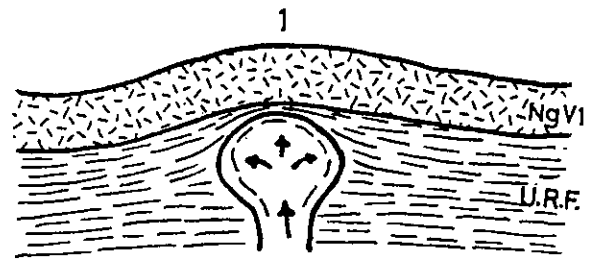


Fig. 60 - Mise en place du dôme intrusif du Kuh-e-Aleh

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

de contact sur une auréole de 15 à 20 m; les marnes sont transformées en cornéennes à grenat calcique, épidote, calcite, quartz et plagioclase; la stabilité du grenat calcique (grossulaire) en présence de quartz, permet d'estimer la pression à 2 kb (Pf), et la température à 400° - 600°C (WINKLER, 1979).

Après cette mise en place diapirique, une ultime venue de magma différencié, relativement moins acide, passe à travers le dôme comme une aiguille et recoupe la structure en pelure d'oignon. La colonne magmatique traverse aussi la formation des volcanites NgV₁ sus-jacentes (fig. 60), car on y rencontre des enclaves, pétrographiquement comparables aux tufs lapilliques des niveaux inférieurs des volcanites NgV₁. Un autre point à noter est l'absence de ces enclaves dans les niveaux plus bas du Kuh-e-Aleh (partie de la zone externe qui traverse la Formation rouge supérieure), ce qui rejette une éventualité de l'incorporation des fragments du socle par le magma.

Ces explications montrent que le dôme du Kuh-e-Aleh s'est formé en subsurface, près du contact de la Formation rouge supérieure et des volcanites NgV₁ (fig. 60). Il s'accroît graduellement, comme un ballon qui se gonfle, en redressant et en repoussant les couches de la Formation rouge supérieure, et s'approche au contact des volcanites NgV₁. Finalement, les niveaux sommitaux du dôme et l'aiguille de la zone interne se mettent en place dans les pyroclastites NgV₁ (fig. 60).

En ce qui concerne la structure, les roches de la zone interne sont grenues à microgrenues porphyriques et, par rapport à celles de la zone externe, sont moins riches en quartz interstitiel; par contre le clinopyroxène y est plus abondant. La structure des roches de la zone externe est microgrenue porphyrique, devenant plus fine en bordure du dôme où l'altération semble être plus poussée. Quant à la minéralogie, ces roches sont formées de phénocristaux de plagioclase zoné (An 40-60), automorphe à subautomorphe, atteignant 5 mm; de hornblende verte (3mm), souvent transformée en chlorite et oxydes opaques ou parfois en un assemblage de biotite, chlorite, oxydes opaques, clinopyroxène; de cristaux automorphes à subautomorphes et maclés d'augite (0,6 mm) parfois transformée en ouralite ou chlorite, épidote, oxydes opaques. Du quartz xénomorphe et parfois un peu de feldspath alcalin se présentent dans la matrice. L'abondance des minéraux secondaires tels que chlorite, pistachite, clinozoïsite, allanite, calcite, actinote, séricite, albite, etc., montre apparemment le rôle actif des fluides dans ce dôme, d'où l'altération hydrothermale relativement poussée des minéraux essentiels.

Composition chimique

Les analyses des roches du dôme intrusif du Kuh-e-Aleh montrent une augmentation de SiO₂ vers la zone externe et une diminution concomitante des ferromagnésiens, ce qui se traduit dans la classification CIPW-LACROIX, par p = 'II pour la zone interne et p = (I)II pour la zone externe. En effet, les premières venues du magma ont été relativement plus acides, malgré leur dénomination commune.

Dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ (KUNO, 1959), la variation des teneurs en alcalins est la raison pour laquelle ces roches se trouvent soit dans le domaine de la série calco-alcaline (E-133 et E-6), soit dans celui de la série subalcaline (E-5 et E-135). Dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), leurs faibles teneurs en K₂O, les placent essentiellement dans le clan andésitique pauvre en potassium (domaine de la série tholéitique).

Roches des zones interne (E-5 et E-133) et externe (E-6 et E-135) du dôme d'Aleh									
Oxydes	E-133	E-5	E-135	E-6	Norme CIPW	E-133	E-5	E-135	E-6
SiO ₂	57.48	59.13	60.33	60.82	Q	10.89	16.72	19.45	14.77
Al ₂ O ₃	17.96	17.06	17.89	17.30	Or	4.78	4.84	3.60	3.48
Fe ₂ O ₃	4.03	3.13	3.71	3.31	Ab	39.93	32.32	30.29	43.15
FeO	2.17	2.71	1.66	1.41	An	25.42	26.98	30.94	22.56
MnO	0.15	0.14	0.03	0.04	Diop	2.26	1.33	0.97	2.49
MgO	2.96	3.05	2.74	2.47	Heden	6.32	0.14	-	-
CaO	5.95	6.41	6.70	5.65	Ens	-	6.97	6.37	4.99
Na ₂ O	4.72	3.82	3.58	5.10	Ferros	-	0.88	-	-
K ₂ O	0.81	0.82	0.61	0.59	Mag	5.84	4.53	3.88	1.92
TiO ₂	0.56	1.02	0.54	0.95	Hem	-	-	1.03	1.98
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.16	0.18	Ilm	1.06	1.93	1.02	1.80
CO ₂	-	0.28	-	0.17	Ap	0.42	0.42	0.37	0.42
H ₂ O+	3.49	2.37	2.24	2.50	Cc	-	0.63	-	0.38
H ₂ O-	-	-	-	-	Eau	3.49	2.37	2.23	2.50
Total	100.46	100.12	100.19	100.49	Total	100.46	100.12	100.19	100.49
CIPW-LACROIX	76-E-133	'II, 4(5), 3, (4)5		Microdiorite quartzique					
	76-E-5	'II, 4, 3(4), (4)5		Microdiorite quartzique					
	76-E-135	(I)II, 4, (3)4, (4)5		Microdiorite quartzique					
	76-E-6	(I)II, 4', 3, '5		Microdiorite quartzique					

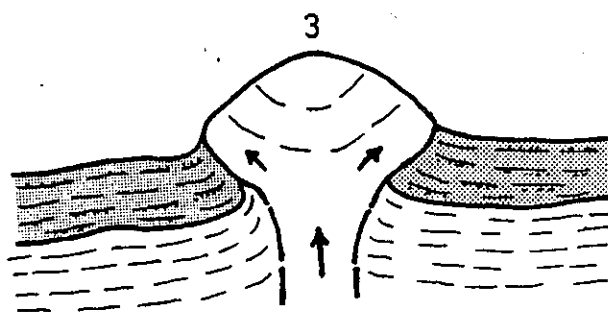
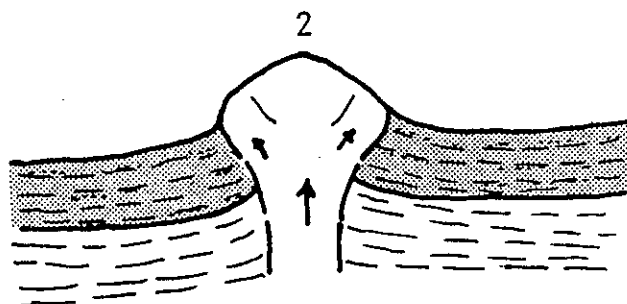
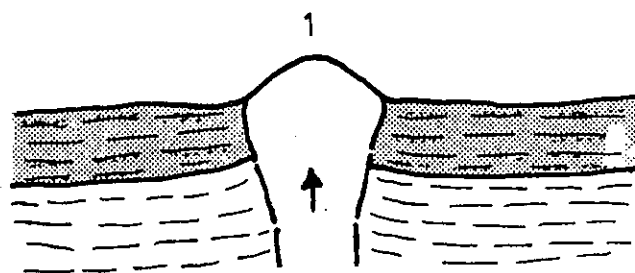
Tableau 47

Dôme de Suleghan

C'est une extrusion en coupole pour laquelle les observations sur le terrain et au microscope démontrent une mise en place tout à fait différente de celle du dôme intrusif d'Aleh. Il présente une section basale presque circulaire, avec un diamètre d'environ 750 m et une hauteur de 60 à 70 m. Cet appareil est pétrographiquement constitué de rhyolite; cependant un échantillonnage régulier, de l'intérieur vers l'extérieur, montre que ce dôme s'est formé en quatre phases successives, ce qui est mis en évidence par la zonation suivante:

- . Zone (1) ou zone centrale - elle est formée de roches holocristallines, avec une matrice microcristalline quartzo-feldspathique, renfermant des baguettes d'oligoclase très limpide et quelques cristaux d'amphibole vert brunâtre (transformée parfois en oxydes opaques et chlorite).
- . Zone (2) - elle présente la même composition minéralogique, mais la matrice est vitreuse à cryptocristalline, fluidale et renferme des enclaves holocristallines de la zone centrale. Certains xénolithes à structure granoblastique, formés de grains d'épidote, de quartz et de plagioclase se trouvent aussi dans la matrice; ils appartiennent sans doute aux matériaux calcaro-péliniques impurs de l'encaissant, arrachés et métamorphisés par le magma visqueux.
- . Zone (3) - la structure des roches de cette zone est microcristalline porphyrique, plus ou moins comparable à celle de la zone centrale, mais avec des enclaves vitreuses-cryptocristallines de la zone (2) et également des xénolithes métamorphisés de l'encaissant.
- . Zone (4) ou zone externe - elle est formée de rhyolite à structure fluidale et à matrice vitreuse-cryptocristalline, dans laquelle les microlites orientés de plagioclase enveloppent les enclaves holocristallines de la zone (3).

Cette zonation distincte s'explique par des extrusions successives du magma rhyolitique, avec une croissance vers l'extérieur. En effet, dans un premier temps, une colonne de magma rhyolitique relativement visqueux et en voie de cristallisation se met en place (Zone 1). La température du magma semble avoir été suffisamment élevée, ce dont



Dôme de Suleghan

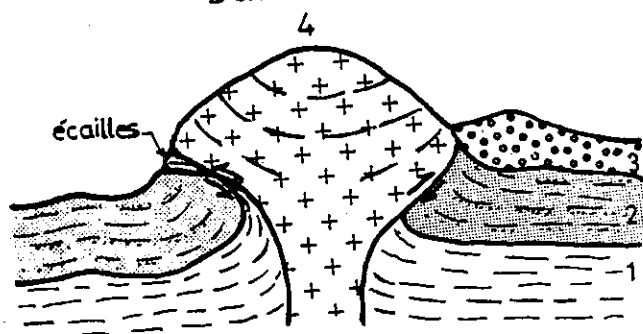


Fig. 61 - Mise en place du dôme de Suleghan
 Dans le schéma (4): 1) Marnes et shales rougeâtres de la Formation rouge inférieure; 2) Couches marno-gréseuses de la Formation de Qom; 3) Conglomérats plio-pléistocènes.

témoignent les microlites très limpides de plagioclase. Cette première extrusion est suivie par des injections successives du magma rhyolitique. La seconde (Zone 2) arrache des blocs de l'encaissant, mais aussi des lambeaux, apparemment encore semi-solides ou pâteux, de la première venue de magma. Les formes de ces enclaves sont plus ou moins lenticulaires, non anguleuses et parfois interdigitées avec la matrice de la roche qui les renferme, alors que les xénolithes d'encaissant sont anguleux. Le magma se met en place en surface, entourant l'extrusion de la zone centrale (1). L'abondance des matériaux vitreux-cryptocristallins dans la zone (2) correspond peut-être en partie à une montée relativement rapide du magma vers la surface, mais aussi à un refroidissement ou transfert thermique rapide dans les niveaux superficiels. L'intrusion rhyolitique se répète également pour les zones (3) et puis (4) dont chaque phase renferme des enclaves de la zone précédente et des xénolithes métamorphisés de l'encaissant. La mise en place de ces extrusions rhyolitiques successives semble être continue. Mais ici, à l'inverse du dôme d'Aleh, il s'agit de "pompage" de nouveau magma à la périphérie du cœur, et non dans son intérieur (fig. 61). Ce type de croissance a été également lié avec le refoulement des couches de l'encaissant et même parfois un transport chevauchant de sédiments plus anciens (marnes et shales rouges de la Formation rouge inférieure, etc.) par le magma visqueux sur son encaissant.

Dôme du Kuh-e-Shekarband

C'est une extrusion rhyolitique à microgranitique de forme plus ou moins irrégulière, allongée sur environ 1 500 m, d'une largeur variable (200 à 300 m environ dans la partie NE du dôme et 600 à 650 m vers sa partie SW) et d'une hauteur d'environ 100 à 120 m. Cette forme allongée est due à la mise en place d'un magma visqueux, à travers une fissure de direction NE-SW. Cette extrusion acide comprend trois renflements alignés: l'un originel situé au SW, suivi de deux petits dômes vers le NE.

Le dôme originel lui-même comporte des zones distinctes:

- la zone externe est caractérisée par un système de joints parallèles et subverticaux qui lui donne un aspect stratifié. Les roches sont également caractérisées par l'orientation des cristaux ferromagnésiens (plages de biotite pseudomorphosée totalement en chlorite). Cette orientation devient plus prononcée vers le bord externe, ce qui peut être attribué, en accord avec PITCHER (1979), à un écoulement périphérique plastique, tandis que le magma dans le cœur reste mobile donc sans orientation. La texture des roches devient plus fine vers le bord externe;
- la zone interne est en effet une aiguille massive, de forme subcylindrique, sans diaclasage et sans orientation des minéraux, qui passe à travers la carapace formée par la zone externe (fig. 62).

Pétrographiquement, les roches de ce dôme sont homogènes, comme d'ailleurs leur composition chimique. Elles comportent des phénocristaux plus ou moins argilisés et séricitisés de plagioclase (An 26), et des plages de chlorite (pseudomorphosé de la biotite) dans une matrice (80 à 85 % du volume), parfois plus ou moins orientée, formée surtout d'un assemblage quartzo-feldspathique. Cette matrice renferme des petites paillettes de chlorite et de séricite fibro-radiées, un peu d'épidote et de clinozoïzite, des oxydes opaques et des minéraux accessoires (apatite, zircon).

Dôme du Kuh-e-Shekarband

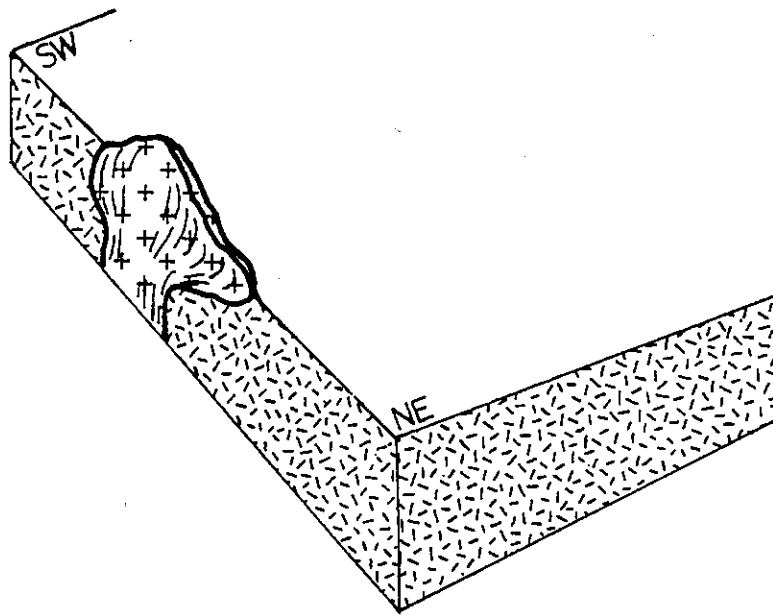
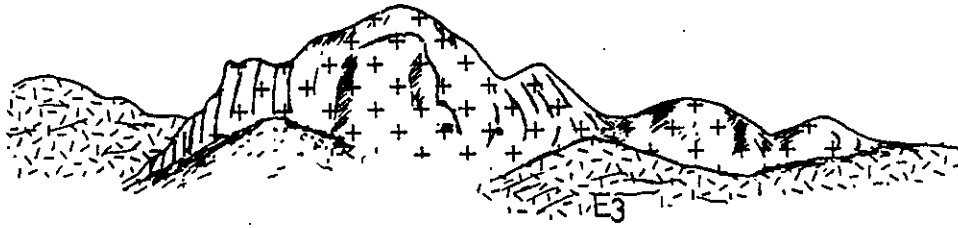


Fig. 62 - Structure du dôme du Kuh-e-Shekarband

al
tel:00509988 - version 4 - 17-Aug-2010
n-
ée

Dôme du SE de Ravanj

C'est une extrusion rhyolitique en coupole à section basale bien circulaire, de 750 m de diamètre et de quelques dizaines de mètres de hauteur. Elle présente une structure en pelures d'oignon et est caractérisée par un passage de roches microgrenues, non fluidales, à des roches microlitiques fluidales. Malgré cette différence des structures, ces roches sont assez homogènes et il s'agit d'une rhyolite à phénocristaux plus ou moins corrodés et zonés d'oligoclase - andésine et à fantômes d'amphibole pseudomorphosée.

La déformation dans les couches encaissantes est souple et concordante avec la forme du dôme.

Dômes au SW de Rahjerd et au NW de Mazrae Now

Ces dômes diffèrent des précédents, car ils sont formés par l'accumulation de lave acide et pâteuse au-dessus d'une cheminée (dôme au SW de Rahjerd), ou sur une fracture (dôme allongé au NW de Mazrae Now).

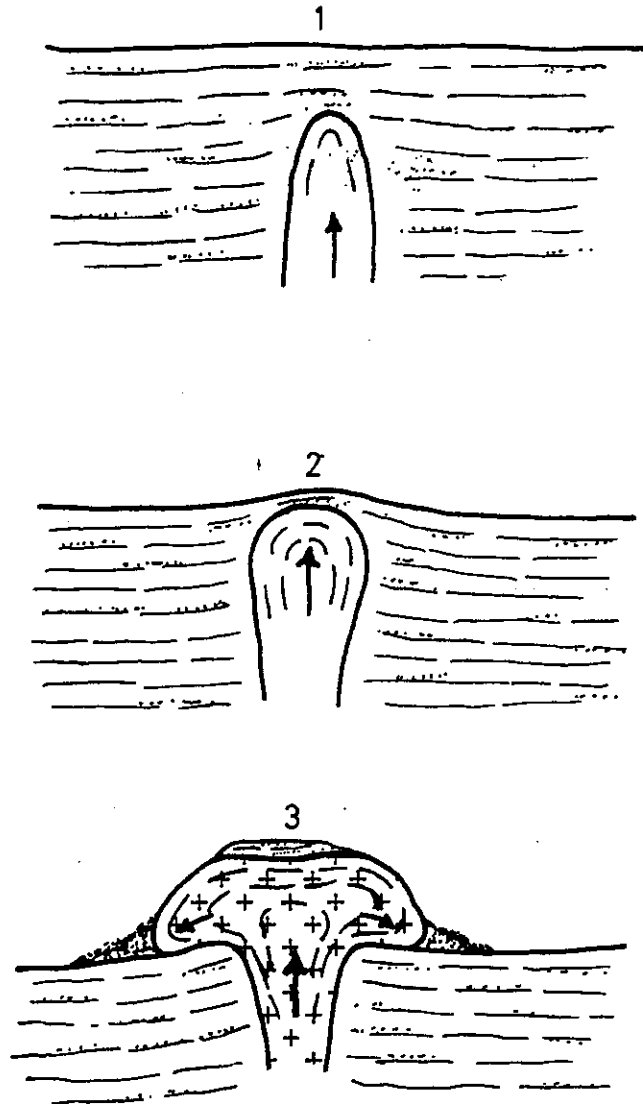
La déformation de l'encaissant est négligeable et, dans ce type de mise en place, la base du dôme épouse la surface topographique de la formation sous-jacente. La lave visqueuse et pâteuse, en sortant et parfois en débordant faiblement de son conduit, est capable de porter un chapeau de couches encaissantes (dôme au SW de Rahjerd (fig. 63) faiblement métamorphosées.

La composition chimique de ces dômes est comparable à celle des autres dômes de la région. Mais, pétrographiquement, l'abondance du verre plus ou moins dévitrifié dans la matrice et une structure fluidale prononcée sont caractéristiques; la dévitrification est soulignée par la structure en snow-flakes. Dans les deux dômes, la cristallisation tardive (post-écoulement) de la matrice est marquée par l'apparition de quartz qui moule les lacunes entre les microlites orientés de plagioclase.

Composition chimique

Les dômes en coupole de notre région, du point de vue de la composition chimique peuvent être classés en deux catégories:

- l'une de composition rhyolitique (tableau 48), regroupe les extrusions de Mazrae Now (E-78), de Suleghan (14), du SE de Ravanj et les zones externe (E-56) et interne (E-57) du Kuh-e-Shekarband;
- l'autre, de composition dacitique (dominante) à andésitique (tableau 49), regroupe les dômes du S d'Ormak (NW de Ravand) (E-42), du SW de Rahjerd (E-74), du NW de Borzabad (NW de Ravand) (E-43) et l'extrusion centrale de l'édifice volcanique de Khastak.



Dôme du SW de Rahjerd

Fig. 63 - Mise en place du dôme du SW de Rahjerd

tel-00509888 - version 1 - 17 Aug 2010

Tableau 48

Extrusions rhyolitiques en coupole											
Oxydes	E-78	E-14	E-32	E-56	E-57	Norme CIPW	E-78	E-14	E-32	E-56	E-57
SiO ₂	68.04	69.28	69.86	70.45	70.74	Q	29.31	19.29	24.86	28.55	18.42
Al ₂ O ₃	13.25	15.67	15.48	15.77	15.12	Or	26.76	11.70	4.13	14.41	14.41
Fe ₂ O ₃	4.12	1.21	1.82	1.87	1.27	Ab	23.77	52.59	51.02	43.07	58.72
FeO	1.16	0.47	0.52	0.44	0.28	An	10.16	9.16	13.10	4.41	2.89
MnO	0.02	0.04	0.16	0.16	0.18	Cor	-	-	-	3.13	-
MgO	0.25	0.69	1.00	0.70	0.87	Wo	-	0.65	-	-	-
CaO	2.50	3.60	3.11	1.06	0.80	Diop	1.03	3.70	0.31	-	0.22
Na ₂ O	2.81	6.18	6.03	5.09	6.94	Ens	0.14	-	2.34	1.74	2.06
K ₂ O	4.53	1.98	0.70	2.44	2.44	Mag	1.60	-	0.02	1.18	0.76
TiO ₂	0.76	0.71	0.75	0.26	0.25	Hem	3.01	1.21	1.80	1.05	0.74
P ₂ O ₅	0.14	0.08	0.14	0.13	0.12	Ilm	1.44	1.07	1.42	0.49	0.47
CO ₂	-	0.29	0.16	-	-	Sph	-	0.34	-	-	-
H ₂ O+	2.42	0.23	1.13	1.18	1.18	Ap	0.33	0.18	0.33	0.30	0.28
H ₂ O-	-	-	-	-	-	Cc	-	0.65	0.36	-	-
						Eau	2.41	0.23	1.13	1.18	1.18
Total	100.00	100.43	100.86	99.55	100.19	Total	100.00	100.53	100.86	99.55	100.19
CIPW-LACROIX	77-E-78			I', '4, 2, 3						Rhyolite	
	76-E-14			I', 4, 2', 4'						Rhyolite	
	76-E-32			I', 4, 2', '5						Rhyolite	
	77-E-56			I, '4, (1)2, 4						Rhyolite	
	77-E-57			I, 4, 1', 4						Rhyolite	
MIDDLEMOST	77-E-78									Dacite	
	76-E-14									Rhyolite	
	76-E-32									Rhyolite	
	76-E-56									Rhyolite	
	77-E-57									Rhyolite	
Extrusions intermédiaires (dacite - andésite) en coupole											
Oxydes	E-42	E-74	E-43	E-1		Norme CIPW	E-42	E-74	E-43	E-1	
SiO ₂	58.71	60.45	61.54	66.19		Q	15.88	18.22	10.11	37.04	
Al ₂ O ₃	14.01	17.51	17.54	15.49		Or	14.41	12.35	2.48	1.95	
Fe ₂ O ₃	7.49	3.78	3.43	0.90		Ab	38.24	32.66	58.38	20.73	
FeO	2.37	1.62	1.40	2.67		An	7.81	20.52	15.64	18.85	
MnO	0.20	0.14	0.10	0.04		Cor	1.06	1.37	-	4.19	
MgO	2.56	1.95	1.66	2.89		Diop	-	-	1.62	-	
CaO	2.21	4.44	4.27	4.15		Ens	6.37	4.85	3.38	7.19	
Na ₂ O	4.52	3.86	6.90	2.45		Ferros	-	-	-	2.58	
K ₂ O	2.44	2.09	0.42	0.33		Mag	4.46	4.28	2.14	1.30	
TiO ₂	1.32	0.48	0.93	1.00		Hem	4.41	0.82	1.95	-	
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.20	0.12		Ilm	2.50	0.91	1.76	1.89	
CO ₂	0.26	-	0.34	0.15		Ap	0.54	0.54	0.47	0.28	
H ₂ O+	3.21	3.75	2.13	2.41		Cc	0.59	-	0.77	0.34	
H ₂ O-	-	-	-	-		Eau	3.20	3.74	2.12	2.41	
Total	99.53	100.30	100.86	98.79		Total	99.53	100.31	100.86	98.79	
CIPW-LACROIX	77-E-42			II, 4, 2, 4						Dacite	
	77-E-74			I(II), 4, 3, 4						Dacite	
	77-E-43			I(II), (4)5, (2)3, 5						Andésite	
	76-E-1			(I)II, 3, 3(4), '5						Dacite	
MIDDELMOST	77-E-42									Andésite	
	77-E-74									Dacite andésitique	
	77-E-43									Dacite andésitique	
	76-E-1									Dacite	

Tableau 49

Les extrusions rhyolitiques présentent une tendance potassique (E-78) ou sodique et, dans le diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) on les trouve dispersées à partir du domaine riche en K (E-78) jusqu'à celui pauvre en K (E-32). Dans le diagramme Na_2O+K_2O/SiO_2 (KUNO, 1959), elles appartiennent soit le plus souvent à la série calco-alcaline, soit à la série alcaline (E-14 et E-57). On note que, dans un même dôme (Kuh-e-Shekarband), la variation des alcalins peut représenter deux tendances différentes: calco-alcaline (E-56 ou zone externe) et alcaline (E-57) (E-57, ou zone interne).

En ce qui concerne les dômes de composition intermédiaire, ils varient du pôle dacitique ou pôle andésitique, ce qui concorde avec les dénominations des classifications CIPW-LACROIX et de MIDDLEMOST. Une variation des alcalins s'observe également dans ces extrusions. Les dômes de la région SW d'Aran (E-42 et E-43) sont alcalins, dans le diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$, tandis que ceux de la région Sakht Hesar-Khastak (E-74) et (E-1) appartiennent respectivement aux domaines calco-alcalin et subalcalin. Quant au diagramme K_2O/SiO_2 , les roches de cette catégorie y sont aussi dispersées, et on les trouve dans les clans des andésites riches en K (E-42), des andésites (E-74), des andésites pauvres en K (E-43) et des dacites pauvres en K (E-1).

3.4.2. Dômes en anneau

Nous utilisons ce terme pour les extrusions où une dépression circulaire ou elliptique, etc., (très souvent en accord avec la forme de la section basale) s'est constituée dans leur zone interne. Cette morphologie à zone externe saillante et à zone interne affaissée, donne une image d'anneau.

Les extrusions de ce type se forment probablement par retour d'une partie du magma dans le conduit vers la fin de la mise en place, d'où affaissement de la zone interne. Les meilleurs exemples d'affaissement maximal se rencontrent dans l'Est de l'Iran, comme dans la région de Mokhataran, au Sud de Birjand (EMAMI, 1974; EMAMI et MOVAHHED, 1978).

Dôme SE de Dastjerd

Dans notre région, un exemple caractéristique se trouve au SE de Dastjerd (à 35 km environ au Sud de Qom); il présente une forme circulaire de 500 m environ de diamètre à la base, avec trois zones concentriques.

Zone interne: elle apparaît, au centre de l'extrusion, comme un bol renversé de 200 m environ de diamètre et un rapport hauteur-diamètre d'à peu près 1/10. Elle correspond à une portion massive, peu ou pas altérée, du dôme, avec des roches grisâtres et de texture aphanitique.

Au microscope, ces roches ont une structure microlitique et intergranulaire. Les phénocristaux sont absents, mais certains microphénocristaux faiblement zonés de plagioclase (An 62-69) sont présents dans la matrice. Celle-ci constitue environ 95 % du volume; elle est formée de microlites très limpides de plagioclase, de petits cristaux (0,1-0,3 mm) faiblement pléochroïques d'hypersthène, altérés en chlorite, serpentine et hématite, de cristaux limpides et interstitiels de quartz, de cristaux automorphes de magnétite et un peu d'apatite. Celle-ci, ainsi que pyroxène et zircon, sont également en inclusions dans le plagioclase.

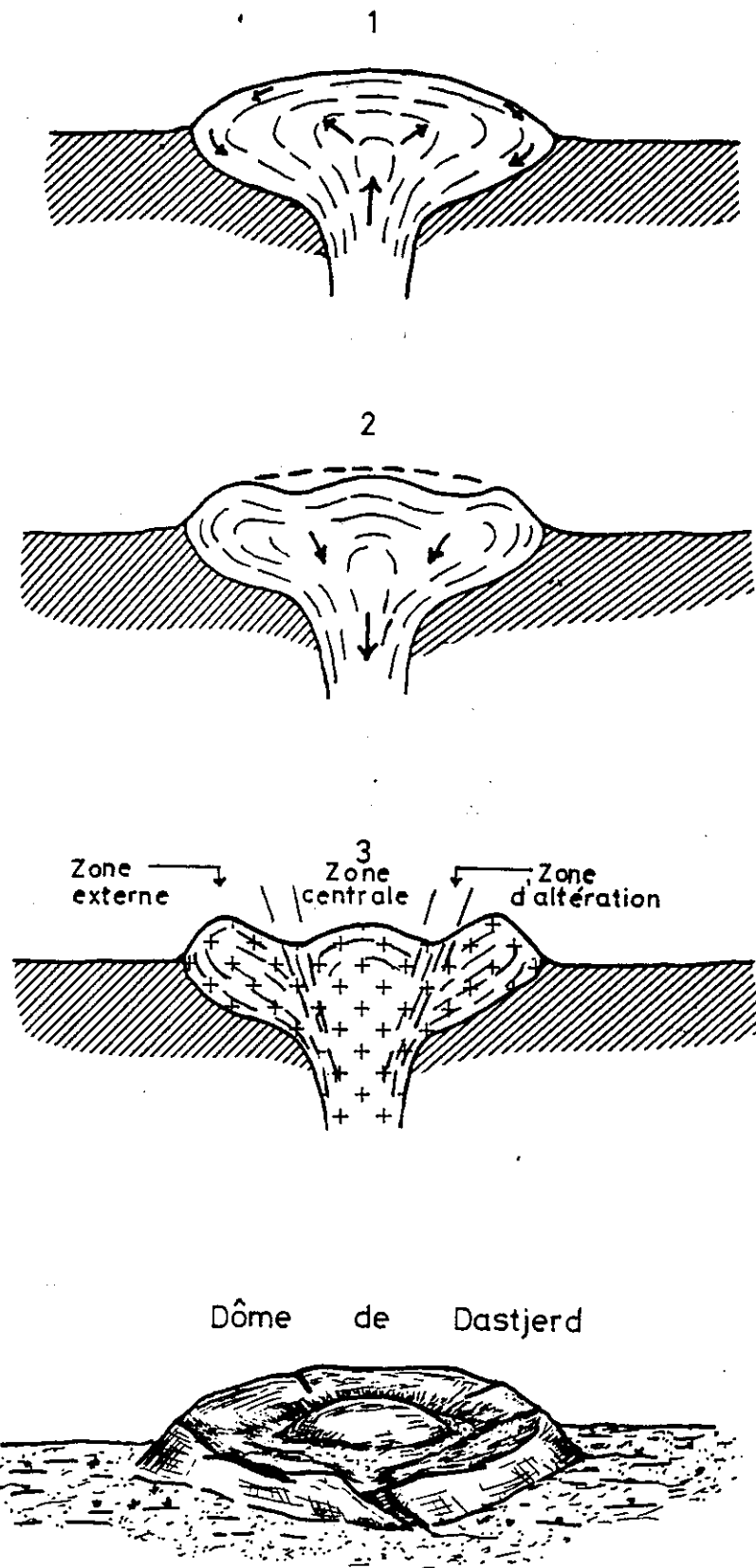


Fig. 64 - Mise en place du dôme de Dastjerd

. Zone intermédiaire : elle correspond à une zone d'altération formant comme une ceinture autour de la zone interne; elle est caractérisée par des roches fissurées et plus altérées que celles de la zone précédente, ce qui leur donne une teinte plus claire sur le terrain. Morphologiquement, elle est la zone la plus basse du dôme de Dastjerd.

Au microscope, ces roches sont minéralogiquement analogues à celles que nous venons de décrire, sauf que la structure microlitique a une tendance fluidale et que les pyroxènes sont totalement pseudomorphosés.

. Zone externe : cette zone, surélevée d'une vingtaine de mètres, est caractérisée par des systèmes de joints parallèles et perpendiculaires à la surface de refroidissement du dôme.

La composition minéralogique de cette zone est comparable aux précédentes, mais elle est caractérisée par sa structure fluidale et une pâte vitreuse à cryptocristalline dans la trame des baguettes orientées de plagioclase.

En effet, on observe une évolution des roches holocristallines du centre vers celles dont le refroidissement a été rapide (zone externe), ainsi qu' une fluidalité de plus en plus prononcée des laves. Un autre point à noter est l'absence de phénocristaux et la finesse des minéraux essentiels, ce qui suggère une cristallisation peu avancée et une montée plus ou moins rapide vers la surface. Ces facteurs, le chimisme intermédiaire et une température suffisamment élevée (présence de minéraux très limpides) sont des conditions en faveur d'un magma moins visqueux (par rapport aux autres dômes de notre région) et plus mobile (structure fluidale des roches). Le rapport faible hauteur/diamètre de ce dôme suggère également une viscosité peu élevée du magma, ce qui permet un étalement latéral des laves. Vers la fin de la mise en place du dôme, le toit s'est affaissé, soit vraisemblablement par le retour du magma dans la cheminée, soit par une perte des volatils à la suite de quoi le toit, devenu plus lourd et plus visqueux, a comprimé le bas. Cet affaissement a été accompagné de la formation d'une zone fissurée concentrique à la zone centrale, grâce à laquelle les volatils des solutions hydrothermales ont pu provoquer une altération plus poussée (fig. 64.).

Dôme NW de Ravani

C'est un dôme à section basale presque circulaire de 750 m environ de longueur, 600 m environ de largeur et de 120 à 150 m de hauteur. Le dôme est conforme, avec une dépression centrale ressemblant à un entonnoir irrégulier de 250 m environ de diamètre, recouvert par les éboulis du dôme. Cette dépression centrale a été accentuée de manière importante par l'érosion. A l'intérieur, les systèmes de joints et la structure en pelures d'oignon sont bien exposés, ce qui donne une allure d'anticlinal, avec pendage des couches diminuant vers l'extérieur (fig. 65). Sur le bord externe, il y a également un anneau de brèches d'écroulement.

Ce dôme s'est formé dans les couches marneuses du sommet de la Formation de Qom et, comme la majorité des dômes de notre région qui se sont produits dans des formations souples et homogènes, il présente une forme presque symétrique. Le mécanisme de croissance interne de ce dôme peut être mis en évidence par les déformations que les couches encaissantes ont subies au contact immédiat (fig. 65). En effet, les compressions exercées par le magma visqueux sur son encaissant ont provoqué non seulement une incurvation des couches plissées voisines, mais aussi une diminution remarquable de leur épaisseur, due à la compaction et aussi au glissement des matériaux incompetents.

Dôme du NW de Ravanj

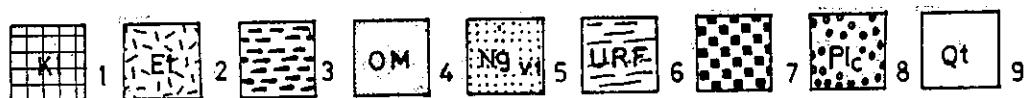
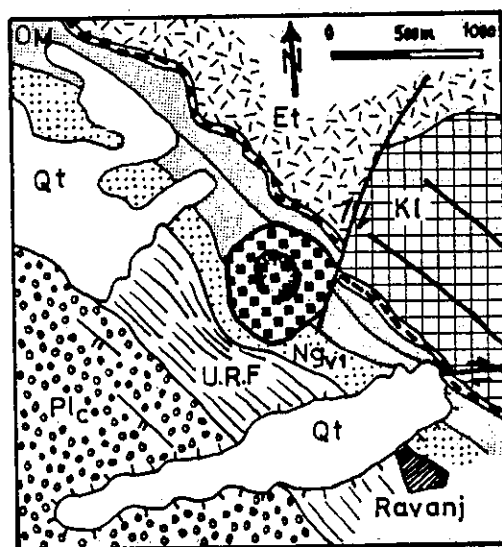


Fig. 65 - Morphologie et situation géologique du dôme du NW de Ravanj:
 1) Calcaires du Crétacé inférieur; 2) Tufs de l'Eocène; 3) Formation rouge inférieure; 4) Formation de Qom;
 5) Volcanites du Néogène (NgV₁); 6) Formation rouge supérieure; 7) Dôme dacitique du NW de Ravanj;
 8) Conglomérats plio-pléistocènes; 9) Quaternaire.

Les roches encaissantes se redressent également au voisinage du dôme. On note aussi que la déformation de l'encaissant, lorsqu'il s'agit de matériaux relativement peu compétents (pyroclastites altérées et peu consolidées de NgV₁ et faciès marno-gréseux de la Formation rouge supérieure), est plus accentuée, que dans les matériaux compétents (calcaires de la Formation de Qom). De même, le dôme est légèrement allongé vers les couches peu compétentes où, selon les travaux de RAMBERG, la différence de viscosité entre le magma visqueux et l'encaissant est la plus faible.

Composition chimique

Extrusions intermédiaires en anneau											
Oxydes	E-67	E-68	E-69	E-53	1	Norme CIPW	E-67	E-68	E-69	E-53	1
SiO ₂	55.77	54.85	57.77	60.69	56.23	Q	14.09	16.79	15.13	15.79	3.54
Al ₂ O ₃	19.30	18.96	17.72	18.04	17.32	Or	2.12	1.35	6.26	4.13	12.78
Fe ₂ O ₃	5.51	4.96	4.61	4.27	3.30	Ab	29.27	29.10	40.61	43.07	40.34
FeO	3.38	3.30	2.49	1.83	2.05	An	35.47	29.30	16.88	21.59	19.46
MnO	0.18	0.07	0.22	0.28	0.11	Cor	0.21	2.31	2.48	0.99	-
MgO	2.98	2.70	2.13	2.20	4.23	Diop	-	-	-	-	6.72
CaO	7.40	6.17	3.68	4.55	6.16	Hyp	8.32	7.71	5.71	5.47	7.60
Na ₂ O	3.46	3.44	4.80	5.09	4.80	Mag	7.98	7.19	6.68	5.18	4.87
K ₂ O	0.36	0.23	1.06	0.70	2.20	Hem	-	-	-	0.69	-
TiO ₂	0.66	0.63	0.46	0.56	0.63	Ilm	1.25	1.19	0.87	1.06	1.19
P ₂ O ₅	0.19	0.20	0.21	0.15	0.39	Ap	0.44	0.47	0.49	0.35	0.92
CO ₂	-	-	-	-	0.53	Cc	-	-	-	-	1.20
H ₂ O+	1.44	3.38	3.69	2.16	1.01	Eau	1.44	3.38	3.69	2.16	1.50
H ₂ O-	-	-	-	-	0.49						
Total	100.63	98.89	98.84	100.52	99.45	Total	100.64	98.90	98.85	100.53	100.12
CIPW-LACROIX			77-E-67			'II, 4', '4, '5					Dacite
			77-E-68			'II, 5, (3) 4, 5					Dacite
			77-E-69			(I) II, 4, '3, 4 (5)					Dacite
			77-E-53			(I) II, 4', 3, '5					Dacite
			1			II, 5, 3, 4					Andésite
MIDDLEMOST			77-E-67								Andésite
			77-E-68								Andésite
			77-E-69								Andésite
			77-E-53								Dacite andésitique
			1								Trachy-andésite

Tableau 50

Nous présentons ici cinq analyses chimiques, représentatives des dômes de cette catégorie, dont trois (E-67, E-68 et E-69) appartiennent respectivement aux zones centrale, intermédiaire et externe du dôme au SE de Dastjerd, la quatrième (E-53) représente le dôme au NW de Ravanj; enfin pour comparaison, une analyse du dôme

tel-00509888 - version 1 - 17 Aug 2010

d'Aghol Kuh (1) dans l'Est de l'Iran (région de Mokhtaran; EMAMI, 1974). A noter que ce dernier appartient aux extrusions du Néogène comme les dômes de la région étudiée, et il s'agit d'un magnifique édifice extrusif en anneau (diamètre 1 800 à 2 000 m environ), formé d'andésite à hornblende et quartz.

Dans le tableau (50), la composition chimique des différentes zones du dôme de Dastjerd devient en gros légèrement plus acide vers la zone externe (E-69), ce qui se traduit par l'augmentation des teneurs en quartz, orthose, et albite normatifs, et par la diminution des quantités d'anorthite, d'hypersthène et de minéraux opaques virtuels. Le dôme de Dastjerd s'approche plus ou moins de la composition chimique du dôme d' Aghol Kuh (1). Cependant, celui-ci est nettement plus riche en K_2O et MgO , et plus pauvre en fer.

Quant aux teneurs en alcalins, les dômes de la région étudiée, dans le diagramme $Na_2O + K_2O / SiO_2$ (KUNO, 1959), se placent en domaines calco-alcalin (E-53 et E-69) et subalcalin (E-67 et E-68), tandis que celui d'Aghol Kuh appartient à la série alcaline. Dans le diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR 1976), ces roches tombent aussi soit dans le domaine de la série tholéitique (I) (E-67, E-68 et E-53), soit dans les domaines calco-alcalin (E-68) et calco-alcalin riche en K (1), c'est à dire dans les séries (II) et (III).

Finalement les dénominations de MIDDLEMOST semblent être le mieux en accord avec les caractères pétrographiques et chimiques de ces extrusions: le dôme de Dastjerd est andésitique et ceux du NW de Ravanj et d'Aghol Kuh sont respectivement dacito-andésitique et trachy-andésitique.

3.4.1. Aiguilles

Ce type d'extrusion n'est pas fréquent dans notre région. Il s'agit bien entendu de la mise en place de laves très visqueuses, quasiment solides, dont l'étalement au-dessus du conduit volcanique est nul. La pente des parois de l'appareil extrusif est forte et souvent verticale à subverticale, ce qui est une différence avec les autres types de dômes de notre région. De plus, la déformation dans l'encaissant est essentiellement cassante; le magma, très visqueux, écrase, découpe, puis passe à travers les roches encaissantes. Le magma est également capable de transporter et de soulever en masse des matériaux de l'encaissant, et de les métamorphiser par ses effets thermiques.

Dôme du Kuh-e-Honda

C'est un appareil extrusif acide de forme à peu près cylindrique, mais irrégulière, avec des parois verticales à subverticales, sauf dans le quart NE où les pentes sont plus faibles. La section basale a également une forme irrégulière mais elle se rapproche plus ou moins d'une ellipse de 2 500 m environ de grand axe et de 1 500 m environ de petit axe. Quant à la hauteur, elle atteint environ 400 m. L'extrusion de Honda présente une partie sommitale semi-plate correspondant à un chapeau de roches plus anciennes. Il s'agit de marnes sableuses de la Formation rouge supérieure qui, par métamorphisme de contact, sont transformées en cornéennes massives, assez dures, à grain fin et de teinte verte ou vert clair dans lesquelles les minéraux métamorphiques, tels que le grenat calcique (grossulaire), l'idocrase, l'épidote, la trémolite/actinote, la calcite, le quartz, etc. sont présents.

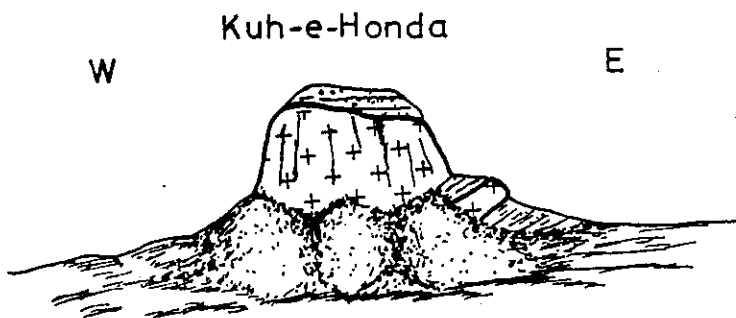
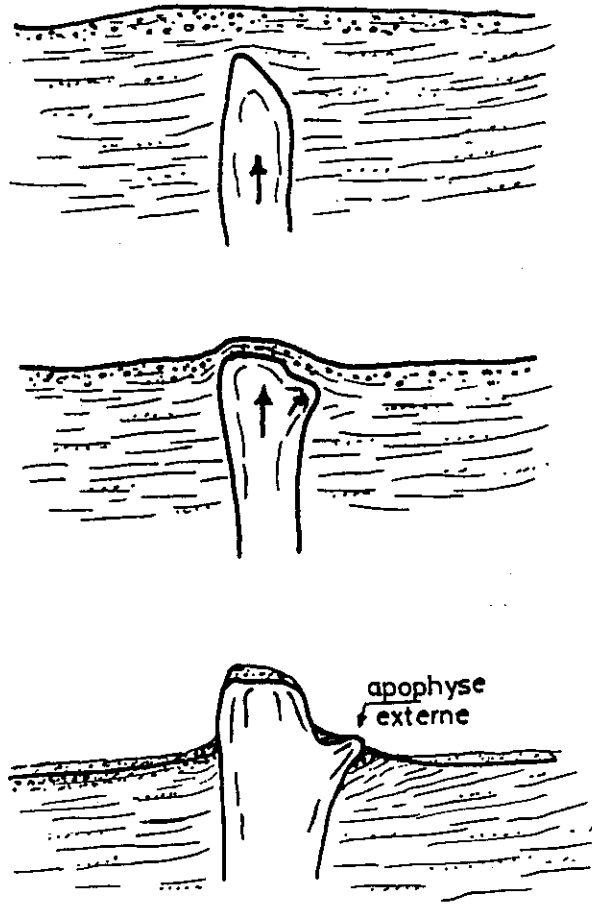


Fig. 66 - Mise en place de l'aiguille du Kuh-e-Honda

tel-00509888 version 1 - 17 Juin 2010

Ce chapeau métamorphique, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, est stratifié, montrant des couches horizontales à subhorizontales dans la partie sommitale du dôme inclinées vers le bas dans le quart NE de l'extrusion. De plus, au sommet de ce chapeau, on observe des couches conglomératiques de la Formation rouge supérieure affleurant à la base du dôme. Ces observations démontrent que les couches ductiles de la Formation rouge supérieure ont été soulevées en masse par le magma très visqueux.

Quant à l'extrusion, elle comprend deux zones:

- Zone centrale - elle forme l'extrusion originelle en aiguille, avec deux systèmes de joints parallèles et perpendiculaires à l'axe.

Péetrographiquement, il s'agit de roches à structure microgrenue porphyrique, avec des phénocristaux automorphes zonés et limpides de plagioclase (An 42-50), des cristaux automorphes et maclés d'amphibole verte brunâtre à bordure opacifiée, $2V = 70^\circ$ et $Z \wedge C = 23^\circ-25^\circ$, et quelques plages de biotite à pléochroïsme brun verdâtre à brun jaune (dérivant de la transformation de l'amphibole).

Matrice microgrenue : formée de microlites de plagioclase, avec du quartz interstitiel, du feldspath alcalin, des oxydes opaques et des minéraux secondaires et accessoires (chlorite, épidote, calcite, oxydes de fer, apatite, zircon).

Cette composition minéralogique s'observe dans presque toute l'extrusion, ce qui est confirmé par l'homogénéité de la composition chimique. Mais, sur le bord externe, la structure devient protoclastique ou autoclastique: les cassures des cristaux se sont produites avant que le magma soit totalement solidifié (WILLIAMS et al., 1955); il semble que le magma très visqueux lors de sa mise en place s'est écrasé contre l'encaissant.

- Apophyse externe - à la base de l'extrusion et dans sa partie méridionale, une apophyse du magma visqueux s'est intercalée dans les couches encaissantes. La puissance de cette sorte de sill n'est pas importante; péetrographiquement et chimiquement, la roche est tout à fait comparable au corps principal (fig. 66).

Composition chimique

Le tableau (51) montre une analogie assez nette entre l'aiguille du Kuh-e-Honda (E-26) et son apophyse externe (E-27). Cependant l'acidité augmente très légèrement dans cette dernière. Dans le diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$ (KUNO, 1959), ces roches se localisent dans la série calco-alcaline, ce qui justifie la dénomination de dacite dans les classifications de MIDDLEMOST et CIPW LACROIX. Quant au diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), ces roches se trouvent encore dans le clan dacitique du domaine (II) ou domaine de la série calco-alcaline.

En résumé, la composition chimique de la majorité des dômes de la région étudiée varie dans une gamme rhyolitique à dacitique; quelques-uns vont jusqu'aux andésites ou trachy-andésites. Ils sont également en majorité calco-alcalins (dominants) et sub-alcalins, mais quelques-uns, par une forte concentration des alcalins, tombent dans le domaine de la série alcaline.

Extrusion en aiguille (Kuh-e-Honda)					
Oxydes	E-26	E-27	Norme CIPW	E-26	E-27
SiO ₂	67.18	67.61	Q	22.09	21.96
Al ₂ O ₃	16.31	16.28	Or	9.57	10.40
Fe ₂ O ₃	1.90	1.68	Ab	42.22	42.90
FeO	0.69	0.87	An	17.31	16.46
Mno	0.04	0.03	Diop	2.03	1.49
MgO	1.19	1.27	Ens	2.02	2.46
CaO	4.38	4.12	Mag	-	0.38
Na ₂ O	4.99	5.07	Hem	1.89	1.41
K ₂ O	1.62	1.76	Ilm	1.54	1.65
TiO ₂	0.87	0.87	Seph	0.14	-
P ₂ O ₅	0.12	0.13	Ap	0.28	0.30
CO ₂	0.16	0.19	Cc	0.36	0.43
H ₂ O ⁺	0.87	0.82	Eau	0.86	0.82
H ₂ O ⁻	-	-			
Total	100.32	100.70	Total	100.35	100.70
CIPW-LACROIX		76-E-26	I', 4, '3, 4'	Dacite	
		76-E-27	I', 4, '3, 4'	Dacite	
MIDDLEMOST		76-E-26		Dacite	
		76-E-27		Dacite	

Tableau 51

3.5. Formation volcano-sédimentaire du Néogène

Après la phase volcanique NgV1, caractérisée essentiellement par des volcanites basiques à intermédiaires de couleur sombre, vient une activité acide de nature explosive. Les produits pyroclastiques ainsi engendrés se distinguent par leur composition acide et par leur couleur claire. Les matériaux pyroclastiques grossiers s'accumulent par retombées aériennes près de leur origine ou par écoulement pyroclastique (nappes bréchiques caractérisées par l'abondance des blocs anguleux qui sont liés, avec un aspect turbulent, par une matrice cendreuse). Les matériaux fins (cendreux) ont été également dispersés dans l'atmosphère, puis déposés sur les vastes affleurements du Néogène.

L'érosion active du Pliocène, dont nous avons parlé dans le chapitre de stratigraphie, engendre des matériaux détritiques d'une épaisseur assez importante. Dans ces séquences détritiques, le rôle des éléments volcaniques est capital dans les bassins limités par des reliefs volcaniques. A titre d'exemple, nous étudierons la formation volcano-sédimentaire du bassin occidental du Kuh-e-Sakht Hessar et Khastak.

Les matériaux pyroclastiques meubles du Néogène, surtout les cendres volcaniques, ont été très sensibles aux agents d'érosion et se sont déposés dans le bassin occidental du Sakht Hessar-Khastak, en couches volcano-sédimentaires plus ou moins granoclassées. Parfois, il semble également que des précipitations intenses aient provoqué un remaniement important des matériaux pyroclastiques, produisant des dépôts de lahars. Dans ces derniers, le granoclassement, le tri et la stratification sont généralement faibles. Les blocs de plusieurs centimètres et même de quelques décimètres peuvent être dispersés dans une matrice sableuse, ce qui montre que la coulée boueuse, suffisamment visqueuse et saturée de cendres volcaniques, a été capable de transporter de gros blocs. En général, les dépôts de ce type deviennent triés, moins épais et mieux stratifiés lorsqu'on s'éloigne latéralement de la zone d'apport.

3.6. Phase volcanique terminale.

Au Pliocène-Pléistocène une activité volcanique locale se manifeste à la limite du secteur d'Ashtian-Naragh et de la sous-zone de Haftad Qolleh, limite marquée par la faille de Talkhab dont la distension locale a provoqué la dernière manifestation volcanique de notre région, en favorisant la montée d'un magma basique à caractère alcalin.

Cette activité volcanique se manifeste dans la région de Cheshmeh (SSE d'Ashtian) et commence par une phase d'explosions relativement intenses au cours de laquelle les cendres volcaniques et, moins fréquemment, les lapillis forment quelques cônes pyroclastiques isolés, mais alignés sur l'accident bordier. Ces projections se composent de cristaux, plus ou moins cassés, de plagioclase, d'olivine, de clinopyroxène, d'amphibole brunâtre, de magnétite, de fragments basaltiques anguleux (formés de mêmes minéraux), et plus rarement, de fragments de socle.

Après cette phase explosive, la tendance effusive du magma, due à la diminution de sa teneur en gaz, augmente. La fragmentation du magma devient moins poussée: des projections et des bombes, principalement fusiformes et sphéroïdes caractérisent une activité volcanique du type strombolien. Les bombes en croûte de pain et celles en forme de disque ne sont pas rares. La taille de ces bombes peut varier de quelques centimètres à quelques décimètres. La vésiculation est courante dans les bombes sphéroïdes et fusiformes, surtout dans leur zone externe. Parfois, la vésiculation est si avancée que les bulles peuvent atteindre jusqu'à 7 cm et n'être séparé que par une mince paroi de lave. De telles bombes, véritablement soufflées, soulignent non seulement l'importance du rôle de gaz dans le magma basique, mais aussi la faible viscosité de ce dernier qui a permis une vésiculation avancée. Ce sont là apparemment les caractéristiques d'un pyromagma. Nous utilisons le terme de "bombes cavernuses" pour ce type de projections volcaniques.

Les cônes pyroclastiques, formés par les projections de la phase volcanique terminale, ont été souvent détruits par l'érosion ultérieure. Cependant, un bel exemple existe près de la route de Qom-Arak (environ 8 km au NE d'Ebrahimabad). Il s'agit d'un cône pyroclastique isolé, au sommet duquel on voit encore la trace de la bouche volcanique. Celle-ci a été remplie en partie par ses produits pyroclastiques, avec certains fragments de porcelanite provenant du pyrométamorphisme de matériaux argileux du substratum (Formation rouge supérieure). Une zonation dans la répartition des bombes volcaniques est également caractéristique: les bombes grossières se trouvent près du sommet, devenant moins grossières vers le pied du cône. La chute des bombes sur les matériaux cendres a provoqué une soudure de ces derniers dans la zone de contact, formant une mince couche blanchâtre de cendres indurées (de quelques millimètres) qui est simplement collée sur la surface inférieure des bombes. Ce phénomène semble comparable à la formation des lapillis accrétonnés par la chute de pluie sur des cendres suffisamment chaudes, mais ici, il s'agit de la chute de bombes à l'état pâteux et à une température relativement élevée sur les cendres.

Les dépôts, mal consolidés, de cette phase (voir chapitre stratigraphie) ont été dispersés et transportés vers la région septentrionale de Cheshmeh, où les matériaux pyroclastiques deviennent moins grossiers. Là, le pendage actuel de ces dépôts (10-12°), vers le SW, peut être dû aux mouvements de basculement du Plio-Quaternaire dans ce secteur.

En ce qui concerne les caractères minéralogiques de ces roches basiques, elles présentent au microscope une structure hyalopilitique dans laquelle les phénocristaux constituent en moyenne 40 % du volume. On observe :

- Plagioclase - Cristaux souvent automorphes et zonés de labrador (An₅₅-59), avec parfois des inclusions de pyroxène, de minéraux opaques et de matériaux cryptocristallins. Les cristaux de plagioclase forment environ 60 % des phénocristaux, et en général ne sont pas altérés.
- Olivine - Cristaux plus ou moins arrondis et craquelés, totalement transformés en iddingsite.
- Clinopyroxène - Cristaux souvent automorphes, maclés avec $Z \wedge C = 38^\circ - 40^\circ$ et $2V^* = 70^\circ$, incolores à verdâtres (en L.N.), avec parfois beaucoup d'inclusions opaques (essentiellement magnétite). Ils forment parfois des agrégats glomérophyriques.
- Hornblende - Brunâtre, peu abondante (dans certaines bombes), avec bordure opacifiée par les oxydes de fer. Le clinopyroxène y est parfois inclus.
- Matrice - Elle forme environ 60 % du volume de la roche, avec des microlites de labrador, de petits cristaux de clinopyroxène et d'olivine, des oxydes Fe-Ti, liés par un verre brunâtre qui forme en moyenne 50 à 55 % du volume de la matrice. La calcite se présente normalement dans les vésicules de la roche.

Composition chimique

Facès basique à olivine (77-E-75)			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	53,53	Or	8,68
Al ₂ O ₃	16,81	Ab	38,75
Fe ₂ O ₃	4,26	An	20,96
FeO	3,21	Diop	16,02
MnO	0,10	Heden	1,30
MgO	4,77	Ens	3,92
CaO	9,00	Ferros	0,36
Na ₂ O	4,58	Forst	0,36
K ₂ O	1,47	Fayal	0,03
TiO ₂	0,88	Mag	6,17
P ₂ O ₅	0,25	Ilm	1,67
CO ₂	-	Ap	0,59
H ₂ O+	1,76	Eau	1,76
H ₂ O-	-		
Total	100,62	Total	100,62
CIPW-LACROIX II, 5, (3)4, 4' Andésite			
MIDDLEMOST		Trachy-andésite	

Tableau 52

Le tableau (52) montre la composition chimique des roches basiques de la phase terminale. Dans la classification de MIDDLEMOST, elles se placent presque à la limite du clan des basaltes alcalins et de celui des trachy-andésites. Dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ de KUNO (1959) ou de MACDONALD et KATSURA (1964), ces volcanites se placent dans le domaine des roches alcalines, ce qui est en accord avec la dénomination de MIDDLEMOST. Leur composition normative les situe, dans le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), dans le groupe des tholéiites à olivine; elles sont proches aussi du pôle plagioclasique.

Enfin, dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) ces volcanites appartiennent au clan d'andésites basaltiques de la série calco-alcaline (II).

4. CONCLUSION

Après la période d'activité volcanique intense de l'Eocène, un volcanisme local d'âge probable oligocène (phase Anté-Qom) est caractérisé par l'apparition de volcanites contrastées, acides et basiques. La présence de grenats automorphes et apparemment riches en almandin, associés aux phénocristaux automorphes de quartz, en équilibre dans les laves rhyolitiques de cette époque, semble indiquer une cristallisation directe à partir d'un magma calco-alcalin à la

partie inférieure de la croûte ou à la partie supérieure du manteau (GREEN et RINGWOOD, 1968b).

Dans le Miocène inférieur (Intra-Qom), notre région témoigne d'une activité volcanique intermédiaire de type strombolien et de caractère calco-alcalin, contemporaine d'une phase basique alcaline sous-saturée, caractérisée par la présence d'analcime. Un phénomène de contamination peut être envisagé pour ces faciès intermédiaires.

Au Néogène (Post Qom); les manifestations volcaniques deviennent surtout importantes dans le secteur d'Ashtian-Naragh. L'activité volcanique y a été composite et aboutit aux **strato-volcans NgV₁**; mais localement, une alternance de séquences relativement effusives et explosives s'observe. Dans la phase NgV₁, les roches intermédiaires, surtout à tendance basique, sont abondantes; mais les termes basiques et acides sont également présents. Dans certains termes basiques (région de Jash), la présence de phénocristaux automorphes de quartz, à bordure réactionnelle, indiquerait d'après les travaux de SATO au Japon (1975), un phénomène de contamination entre le magma basique et des matériaux acides. Pour EICHELBERGER (1978 a et b), ce phénomène proviendrait d'un mélange entre magmas basaltique et rhyolitique. Cette dernière hypothèse a été envisagée dans notre région.

Dans la séquence volcanique NgV₁ de Sakht Hessar-Khastak, une association intime basique et intermédiaire est caractérisée par la présence de phénocristaux d'amphibole pargasitique pauvre en SiO₂ (<44 %); ce minéral est abondant et en équilibre dans les termes basiques, tandis qu'il devient moins abondant dans les faciès intermédiaires (andésitiques). En outre, dans ces derniers, une déstabilisation de l'amphibole en un assemblage de plagioclase, pyroxène, magnétite, etc., est caractéristique, correspondant à la réaction de l'amphibole avec le magma à des pressions basses (STEWART, 1975). Le fractionnement de l'amphibole à partir d'un magma basaltique, dans les conditions de saturation en eau, d'après des travaux expérimentaux de ALLEN et al. (1972), peut être donc envisagé ici pour produire des liquides andésitiques. L'apparition de l'amphibole au liquidus traduit, dans le magma, des teneurs élevées en eau ou des fugacités relativement fortes en eau. L'amphibole coexiste avec le plagioclase et a cristallisé avant le clinopyroxène, ce qui peut indiquer des teneurs en eau supérieures à 6 % et des pressions supérieures à 8 kb (EGGLER, 1972; EGGLER et BURNHAM, 1973) ou 10 kb (ALLEN et al., 1972 et 1975), ainsi que des températures de l'ordre de 950°C. La présence d'inclusions automorphes d'oxydes opaques dans le clinopyroxène explique aussi leur cristallisation assez précoce, due à des fugacités relativement élevées de l'oxygène (OSBORN, 1959, 1962), au cours du processus de cristallisation des andésites de la région de Sakht Hessar-Khastak.

La phase volcanique NgV₂ est suivie par le complexe subvolcanique à volcanique de NgV₂ dans lequel des relations minéralogiques et chimiques entre les différents faciès peuvent être mises en évidence. Cette phase est caractérisée par l'abondance des roches intermédiaires, mais ici, à tendance acide. Les extrusions dômes de cette époque sont aussi caractéristiques. Les observations de terrain et l'étude microscopique des roches et des enclaves de ces appareils extrusifs, nous permettent de connaître les modes assez variés de leur mise en place. Chimiquement, les matériaux de ces dômes varient dans une gamme rhyolitique à dacitique dont les premières venues magmatiques sont souvent légèrement plus acides.

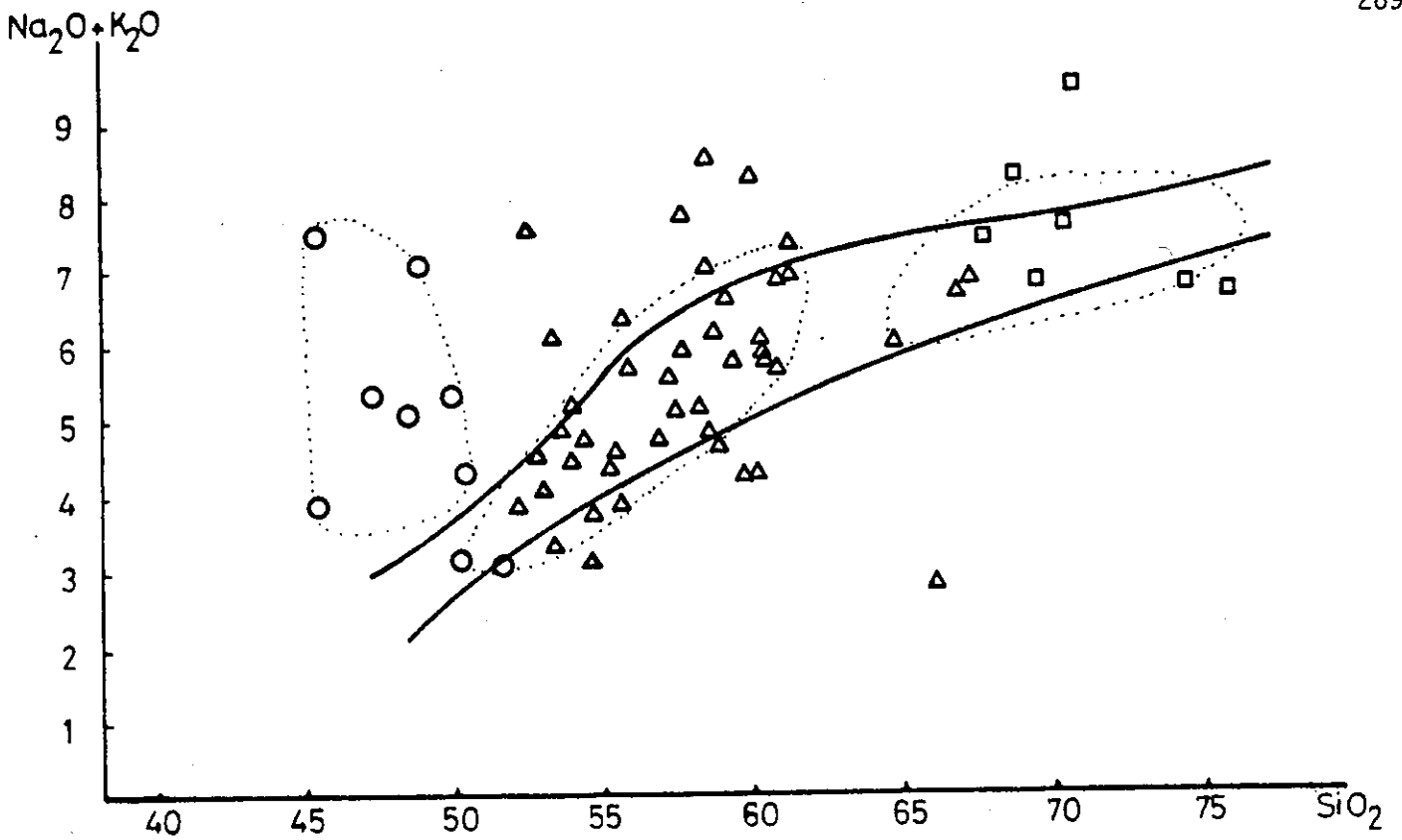


Fig. 67 - Diagramme alcalins/silice (KUNO, 1959) des volcanites acides (□), intermédiaires (Δ) et basiques (○) de l'Oligo-Miocène et Plio-Quaternaire.

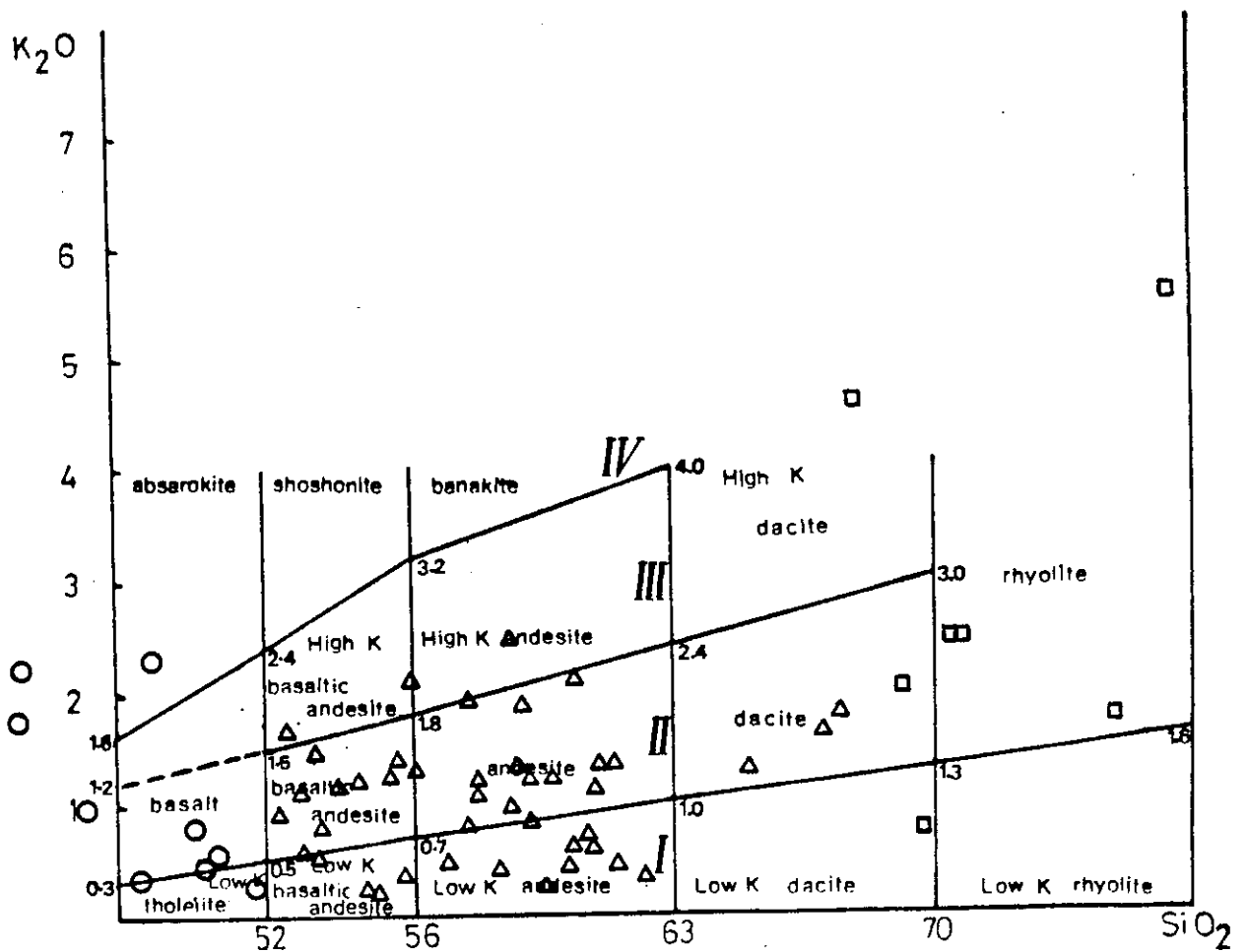


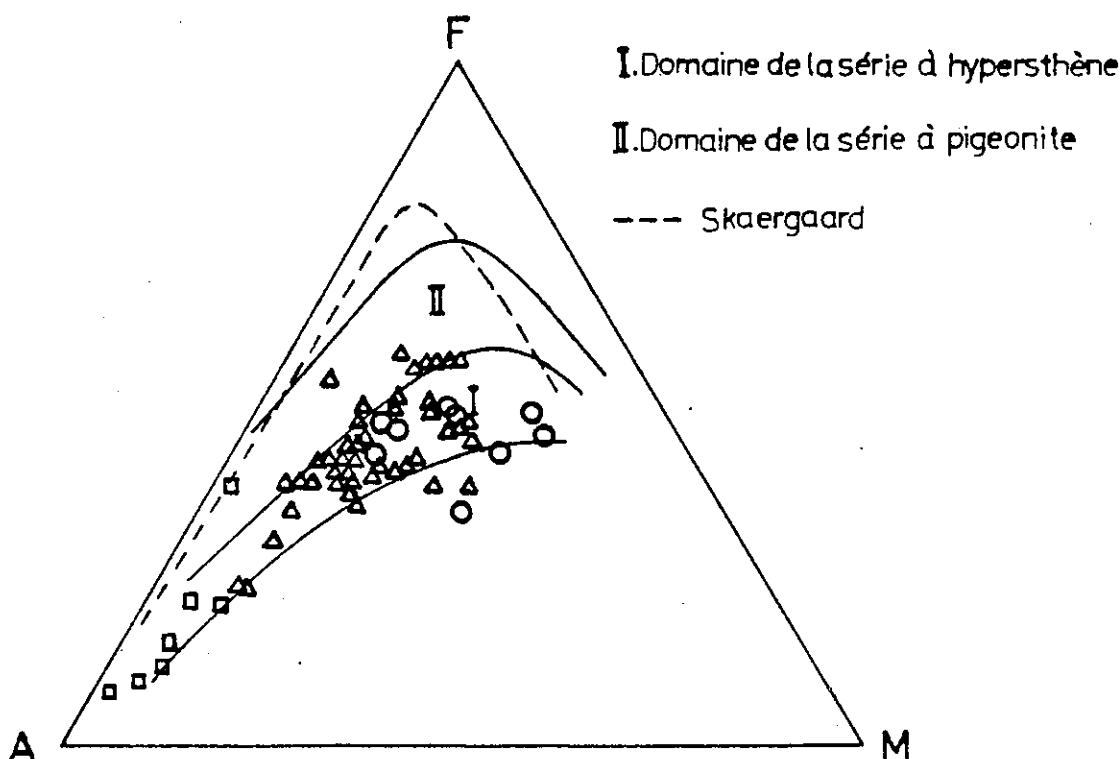
Fig. 68 - Diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) des volcanites de l'Oligo-Miocène et Plio-Quaternaire (mêmes symboles que fig. 67).

Enfin, une activité volcanique locale, de type strombolien et à caractère basique alcalin, constitue au Plio-Pliocène la phase terminale de la région étudiée, ce qui est également caractéristique de la majeure partie de l'Iran.

Dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (KUNO, 1959) (fig. 67), on observe que la majorité des points représentatifs se situent dans le domaine de la série calco-alcaline (ou près de sa limite) et dans le domaine de la série alcaline. Notons que les termes basiques ($\text{SiO}_2 < 52\%$) sont essentiellement alcalins (de même que les roches de l'Oligocène et du Miocène inférieur), alors que les termes intermédiaires sont plutôt calco-alcalins. Mais en général, comme pour les phases volcaniques de l'Eocène, on a un pôle basique nettement alcalin, une séquence intermédiaire tantôt calco-alcaline, tantôt alcaline, et un pôle acide plus ou moins dispersé dans les différents domaines. En outre, il semble qu'une lacune existe dans les roches intermédiaires pour des teneurs en SiO_2 comprises entre 61 et 65 %.

Dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), les volcanites du Néogène sont essentiellement concentrées dans les domaines (I) et (II), ce qui montre qu'elles ne sont pas riches en potassium; mais les roches basiques alcalines peuvent aller jusqu'au domaine de la série shoshonitique (IV). En général, une corrélation positive entre K_2O et SiO_2 s'observe plus ou moins dans ce diagramme.

Quant au diagramme AFM, on voit que, sauf quelques échantillons, une forte majorité des roches volcaniques du Néogène sont localisées dans le domaine de la série hypersthénique de KUNO (domaine I) et à son voisinage, ce qui indique qu'il n'y a aucun enrichissement en fer, fait caractéristique des roches calco-alcalines. Par contre, un enrichissement rapide en alcalins s'observe dans ce diagramme.



TROISIEME PARTIE

PLUTONISME ET METAMORPHISME

Chapitre VII - MASSIFS PLUTONIQUES

Chapitre VIII- METAMORPHISMES ET ALTERATIONS HYDROTHERMALES

CHAPITRE VII - MASSIFS PLUTONIQUES

Des massifs plutoniques se sont mis en place dans les différentes zones de la région étudiée, traversant des niveaux stratigraphiques assez divers. Il s'agit de massifs de forme et d'extension différentes, présentant aussi des compositions chimiques et minéralogiques variées. Les caractères pétrographiques, en particulier la texture de ces roches intrusives, amènent à certaines estimations sur la profondeur de leur mise en place. Ainsi, on rencontre de nombreux massifs épizonaux et subvolcaniques, avec même parfois une texture lavique pour les faciès de bordure.

Les massifs circonscrits tertiaires affleurent surtout dans la sous-zone centrale qui a été, comme nous l'avons déjà vu, le siège d'un volcanisme intense à cette époque-là. Par contre, la sous-zone de Haftad Qolleh, dépourvue d'activité volcanique, ne comporte pas de massifs plutoniques. Ceci peut être également confirmé par l'absence d'anomalies magnétiques dans cette partie de notre région (carte aéromagnétique de Qom, YOUSEFI et FRIEDBERG, 1977).

Dans la région étudiée, on observe une homogénéité minéralogique et chimique assez remarquable dans un même massif ou dans les petites masses intrusives plus ou moins isolées, dérivant apparemment d'un même épisode plutonique. Mais des changements graduels de composition chimico-minéralogique s'observent aussi dans certains massifs assez étendus. En tout cas, les variations de ce type sont relativement limitées.

Les relations entre massifs intrusifs et roches encaissantes peuvent être variables. Elles semblent contrôlées surtout par la fragilité et la ductilité des roches encaissantes. Dans le régime fragile, comme par exemple les volcanites de l'Eocène, les masses intrusives sont en discordance nette avec l'encaissant, ce qui d'autre part traduit des viscosités assez contrastées entre magma et encaissant (travaux de RAMBERG, 1967, 70 et 73). Par contre, la ductilité des roches encaissantes peut favoriser une mise en place de type diapirique, comme nous l'avons vu pour le dôme intrusif du Kuh-e-Aleh (cf. p. 247). Dans certains cas, le magma acide a produit une bréchification dans l'encaissant fragile de la zone de contact (par exemple, batholithe granodioritique du Kuh-e-Anar Boneh), ce qui donne un faciès riche en enclaves de l'encaissant que nous appelons "brèche plutonique".

Parfois, la mise en place des masses intrusives est manifestement liée avec les fractures ou les zones fracturées. On peut citer, comme exemple, le massif allongé (en forme de lentille) au N de Qaleh Cham, qui s'est mis en place probablement dans une zone en transtension, le long de la faille de Bid Hand. L'abondance des massifs subvolcaniques pourrait traduire également le rôle des fractures dans la montée rapide vers les niveaux peu profonds. Les cortèges filoniens en sont aussi les témoins.

1. PLUTONS DE LA ZONE DE SANANDAJ-SIRJAN

La zone de Sanandaj-Sirjan, dans notre région, ne présente que quelques petits massifs de forme ovoïde ou irrégulière, isolés, de faible superficie (en moyenne 0,5 km²). Il s'agit des roches basiques à intermédiaires, de texture granulaire moyenne à fine et de couleur verdâtre, qui se sont mises en place dans les faciès schisteux du Crétacé inférieur.

Plus au NW, dans la région voisine (Hamadan) et dans la même zone structurale, une étude préliminaire de géochimie et de radiométrie (K-Ar et Rb-Sr) sur les massifs granitique d'Alvand et dioritique d'Almogholagh indique des âges respectifs de 70-75 Ma et 144 ± 17 Ma (VALIZADEH, 1977). En plus, le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7088$ des roches dioritiques, suggère qu'elles dérivent du manteau supérieur. Selon cet auteur, la phase orogénique a donc commencé dans cette zone au Jurassique supérieur (Portlandien) et a continué jusqu'au Crétacé supérieur.

Dans notre région, si les roches intrusives correspondent à cette phase orogénique, leur mise en place s'est faite tardivement; en effet, il s'agit de petits massifs post-tectoniques, car ils pénètrent et métamorphisent (faiblement) les couches du Crétacé inférieur.

Au microscope, il s'agit de roches à structure grenue (tendance intersertale), avec des plagioclases automorphes-subautomorphes (0,7 à 0,9 mm), altérés en épidote, chlorite, séricite et † calcite. La transformation en prehnite (faciès fibro-radié) s'observe aussi. Les minéraux ferromagnésiens sont également entièrement transformés en ripidolite (dét. aux R.X.), serpentine, oxydes de fer et leucoxène. On observe dans les interstices du feldspath alcalin (microcline intermédiaire, dét. aux R.X.) du quartz (rare) de l'albite, des cristaux tabulaires d'ilménite (altérée en leucoxène), d'hématite, des baguettes d'apatite qui atteignent 1 mm, de la calcite, de la chlorite, de l'épidote, de la prehnite et parfois des cristaux aciculaires verdâtres de pumpellyite (?). Ces roches ont subi apparemment un faible métamorphisme.

Composition chimique

Roches intrusives W d'Arak (77-E-71)			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	48.63	Or	18.08
Al ₂ O ₃	18.30	Ab	29.78
Fe ₂ O ₃	3.90	An	25.09
FeO	4.38	Diop	3.03
MnO	0.16	Heden	0.54
MgO	3.63	Ens	2.95
CaO	6.65	Ferros	0.60
Na ₂ O	3.52	Forst	3.28
K ₂ O	3.06	Fayal	0.73
TiO ₂	1.98	Mag	5.65
P ₂ O ₅	0.52	Ilm	3.76
CO ₂	-	Ap	1.23
H ₂ O+	5.34	Eau	5.34
H ₂ O-	-		
Total	100.07	Total	100.09
CIPW-LACROIX		II, 5, 3, (3) 4 Diorite	

Le tableau (53) représente la composition chimique d'un massif intrusif situé à environ 5 km à l'Ouest d'Arak. Ces roches selon la classification de CIPW-LACROIX, sont dioritiques. Mais, dans la classification de MIDDLEMOST, elles portent le nom de syéno-gabbro.[‡]

La valeur élevée de la perte au feu correspond à l'abondance des minéraux secondaires. La richesse de ces roches en Al₂O₃ est essentiellement due à leur taux remarquable en feldspath, de même que la présence de microcline, explique la valeur relativement élevée en orthose virtuelle. Quant à la somme des alcalins, elle localise ces roches, sur le

[‡] Nous utilisons l'équivalent du terme de trachy-basalte de la classification de MIDDLEMOST.

Tableau 53

diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (KUNO, 1959), dans le domaine des roches alcalines.

Dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), ces roches, par leur teneur élevée en K_2O , se trouvent dans le champ des absarokites.

2. PLUTONS DE LA ZONE DE L'IRAN CENTRAL

Dans cette zone et surtout dans la sous-zone centrale, le plutonisme tertiaire est assez varié du point de vue de la composition chimique et minéralogique, mais aussi quant aux gisements. Dans la sous-zone centrale, l'extension des massifs peut varier de quelques centaines de mètres à près d'une vingtaine de kilomètres. Il s'agit de massifs isolés et étendus, ou parfois de petits massifs groupés, dont les plus importants sont les suivants:

- Massif de Navis - Il s'agit d'une intrusion granitique-granodioritique, de forme irrégulière et allongée (grossièrement lenticulaire), dont la superficie atteint environ 50 km^2 . Ce massif s'est mis en place dans les séquences E₂, E₃, E₄, E₅ et E₆ du secteur de Tafresh. Il provoque un métamorphisme de contact dans les roches de l'Eocène.

- Massif de Doudhak - C'est une intrusion épizonale - hypovolcanique qui se trouve dans le secteur d'Ashtian-Naragh (environ 11 km au NW de Delijan). Il s'agit d'un faciès granoporphyrrique qui recoupe les volcanites de l'Eocène à l'Ouest, et les dépôts oligo-miocènes au Sud et Sud-Est. Ce massif est voisin de la limite entre la sous-zone de Haftad Qolleh et le secteur d'Ashtian-Naragh; les fracturations jalonnant cette limite structurale ont joué un rôle important dans la mise en place de ce faciès hypovolcanique. Cette intrusion présente une forme grossièrement ovoïde avec une superficie d'environ 40 km^2 .

- Massif du Kuh-e-Mamu - C'est un complexe intrusif-subvolcanique, associé à un cortège filonien, et qui va des granodiorites aux diorites quartziques. Dans cette association magmatique, la basicité augmente vers les faciès de bordure et le cortège filonien, et la texture porphyrique est dominante. Le massif traverse des roches de l'Eocène, mais aussi les couches calcaires de l'Oligo-Miocène. Ces dernières, dont les pendages sont régionalement subhorizontaux à horizontaux, se redressent d'une manière convergente vers le massif, ce qui traduit un soulèvement local, dû à la mise en place de ces roches hypovolcaniques. Ce massif a une forme irrégulière, allongée, avec une superficie d'environ 80 km^2 . Vers l'Est, il est limité par endroit par la faille de Bid Hand. Cette faille, plus au Nord, comme nous l'avons dit, contrôle l'intrusion syénitique du N de Qaleh Cham.

- Massif du Kuh-e-Anar Boneh - C'est un massif assez homogène de composition granodioritique. Il est isolé, avec une forme presque ovoïde, et une superficie d'environ 40 km^2 . Il est intrusif dans les volcanites de l'Eocène supérieur (E₆) du secteur d'Indes Ravand (environ 15 km au SW de Shurab). Au contact, dans les volcanites sombres et basiques de l'Eocène, on observe des filonnets d'injection qui dessinent, au microscope, un réseau irrégulier et très dense. Ces filonnets quartzo-feldspathiques ont même bréchifié les cristaux des roches encaissantes, tels le clinopyroxène, le plagioclase, etc. C'est ce que nous appelons "brèche plutonique".

- Intrusions basiques de Naragh - Il s'agit d'un complexe filonien de composition gabbro-dioritique qui s'est mis en place dans les couches tuffacées de l'Eocène (E5). Il s'agit de nombreux sills ou lentilles intercalés dans les couches plissées de l'Eocène, avec une épaisseur de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, montrant parfois une augmentation progressive vers la charnière des plis. Dans ces intrusions filoniennes, une bordure figée et, dans les roches encaissantes, un faible métamorphisme de contact sont caractéristiques. Ces intrusions basiques sont bien développées, se poursuivant vers l'Est (quadrangle d'Aran) dans la région de Nashalj (environ 25 km à l'Ouest de Ravand).

- Massifs dioritiques et gabbroïques du NW du secteur d'Indes-Ravand - On observe de petits massifs dioritiques isolés, mais plus ou moins alignés dans une direction NW (S de Mehrzamin) à SE (S de Qahan). Ils présentent des faciès hypovolcaniques, avec une texture à tendance porphyrique et sont intrusifs, surtout dans les volcanites de l'Eocène supérieur (E6). Dans la même partie du secteur d'Indes-Ravand, au N de la région de Mehrzamin, il existe des massifs plutôt basiques (gabbroïques), de forme dôme, caractérisés par deux systèmes de joints: les uns concentriques, parallèles au bord externe, les surfaces de refroidissement divisant l'intrusion en couches concentriques. Celles-ci deviennent de plus en plus épaisses vers l'extérieur, et enfin massives au centre de l'intrusion; les autres sont des joints prismatiques, perpendiculaires aux surfaces de refroidissement, donc au premier système. Ces joints prismatiques sont réguliers et bien développés vers la zone externe de l'intrusion (fig. 70).

- Massifs subvolcaniques acides - Dans la région étudiée, il y a plusieurs petits massifs de composition granitique, intrusifs dans diverses formations, mais dont la texture peut évoluer de finement grenue à microgrenue, peut devenir felsitique et passer à la texture sphérolitique d'une rhyolite.

Le massif granitique-rhyolitique du NW du Siah Kuh (NE du quadrangle d'Aran) en est un bel exemple. Ces massifs subvolcaniques s'observent surtout dans la région de Ravanj; les roches sont le plus souvent hololeucocrates et à phénocristaux automorphes de quartz. Les filons de nature aplitique et rhyolitique semblent minéralogiquement et chimiquement liés avec ces faciès subvolcaniques. Ces massifs se sont mis en place dans une phase antérieure à celles des roches granodioritiques-quartzodioritiques de cette région (massif du Kuh-e-Mamu), car ils sont souvent recoupés par ces dernières et, dans certains cas, (comme dans la vallée située environ à 6 km au SE de Ravanj), on voit clairement l'injection des diorites quartziques dans les granites aplitiques, isolant des enclaves énallogènes de ces derniers.

2.1. Intrusions acides

Les grands massifs intrusifs de notre région appartiennent à cette catégorie. Ces roches acides, en fonction de leurs caractères minéralogiques et chimiques, mais aussi de leurs gisements, se classent dans les faciès suivants: granites à amphibole, granophyres, granite-rhyolites, aplites et microgranites filoniens, granodiorites à amphibole et microgranodiorites à amphibole et biotite.

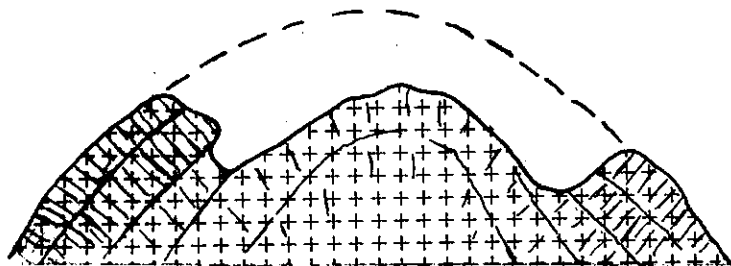


Fig. 70 - Joints prismatiques et joints concentriques dans l'intrusion gabbroïque de la vallée de Khonyar

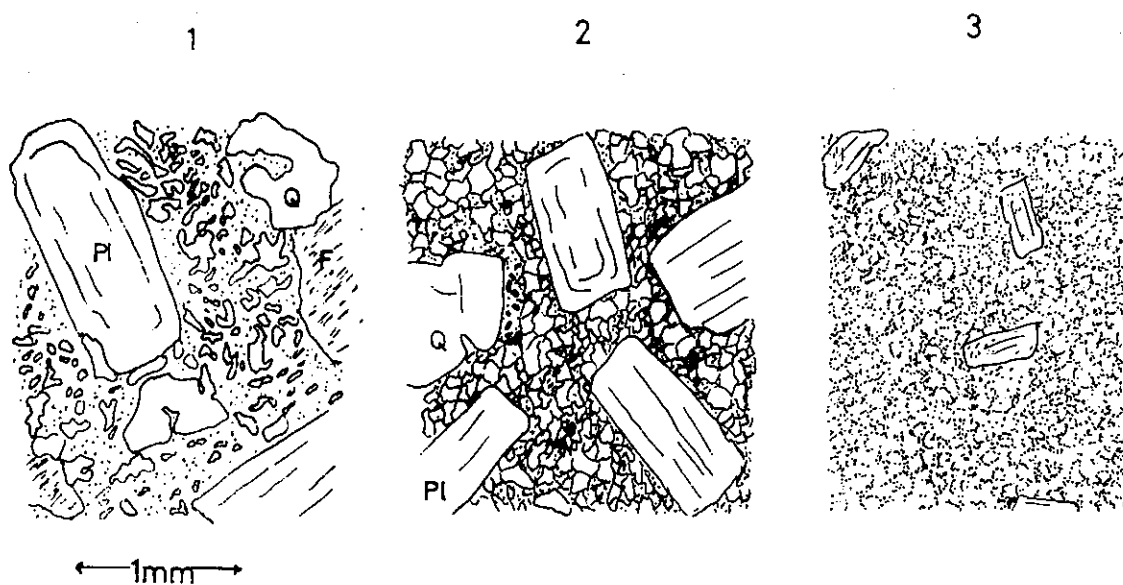


Fig. 71 - Passage du granophyre (1) de Doudhak au faciès de bordure (granite aplitique, 3), par l'intermédiaire d'un faciès microgrenu porphyrique (2)
 Pl: Plagioclase; Q: Quartz; F: Feldspath alcalin.

2.1.1. Granites à amphibole

Ces roches forment surtout les faciès internes du batholite de Navis. Il s'agit d'un granite de grain moyen à fin, de teinte claire, avec amphibole, feldspath et quartz visibles à l'oeil nu.

La structure est grenue. On observe au microscope: du quartz xénomorphe (1-1,5 mm) à inclusions de séricite et d'épidote, et présentant une extinction roulante; de l'oligoclase (An 26) (oligoclase B.T., dét. R.X) automorphe à subautomorphe (1,5 - 3 mm), maclé (albite, carlsbad, péricline) et parfois zoné, avec une altération en séricite, calcite, épidote; de la hornblende verte édénitique (dét. aux R.X.), subautomorphe, maclée (100), avec $Z \wedge C = 25^\circ$ et $2V = 75-80^\circ$, altérée en chlorite, calcite, épidote et hématite; du feldspath alcalin (terme sodique d'après la coloration sélective), kaolinisé, qui, avec le quartz, occupe les interstices des cristaux de plagioclase et d'amphibole; et des minéraux accessoires (apatite, sphène, zircon).

Composition chimique

Granites à amphibole					
Oxydes	E-19	E-20	Norme CIPW	E-19	E-20
SiO ₂	71.74	70.49	Q	27.11	26.72
Al ₂ O ₃	14.92	15.15	Or	0.65	0.82
Fe ₂ O ₃	0.18	0.72	Ab	50.60	48.57
FeO	0.43	0.89	An	13.54	15.15
MnO	0.02	0.06	Diop	4.25	4.19
MgO	1.44	1.43	Ens	1.61	1.61
CaO	4.18	4.36	Mag	-	0.54
Na ₂ O	5.98	5.74	Hem	0.18	0.34
K ₂ O	0.11	0.14	Ilm	0.95	1.65
TiO ₂	0.82	0.87	Sph	0.78	-
P ₂ O ₅	0.10	0.06	Ap	0.23	0.14
CO ₂	0.17	0.11	Cc	0.38	0.25
H ₂ O+	0.77	1.06	Eau	0.77	1.06
H ₂ O-	-	-			
Total	100.86	101.08	Total	101.08	101.08
CIPW-LACROIX		76-E-19	I',4,'3,5	Granodiorite	
		76-E-20	I',4,3,5	Granodiorite	

Tableau 54

Le tableau (54) présente la composition chimique des granites à amphibole du massif de Navis; elle montre une faible diminution en SiO₂ et en alcalins, mais une légère augmentation en Al₂O₃, Fe total, CaO, etc., vers la zone externe du massif (E-20). Ces granites sont à tendance franchement sodique, ce qui confirme leurs caractères minéralogiques. La pauvreté de ces roches en K₂O les place, dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), dans le champ des rhyolites pauvres en K. Il s'ensuit un faible pourcentage en alcalins de sorte que ces roches, dans le diagramme Na₂O + K₂O / SiO₂ (KUNO, 1959), tombent dans le domaine des roches subalcalines.

2.1.1. Granophyres

Il s'agit de roches souvent hololeuconcrates, de teinte blanche à gris clair, avec une matrice aphanitique dans laquelle on observe à l'oeil nu des phénocristaux de quartz et de plagioclase. Certaines taches brunâtres, d'oxydes de fer, et verdâtres, de minéraux secondaires (séricite, épidote, chlorite), sont caractéristiques.

Ce faciès granoporphyrique forme l'essentiel du massif hypovolcanique de Doudhak.

Au microscope, la roche est formée d'une matrice essentiellement micropegmatitique, dans laquelle le feldspath alcalin est très kaolinisé. Cette matrice renferme des plages de quartz (parfois 3 à 4 mm) à tendance automorphe, avec diverses inclusions, des phénocristaux automorphes à subautomorphes (atteignant 4,5 mm) de plagioclase zoné (An 28-43), plus ou moins albitisés, séricitisés et calcitisés, et quelques cristaux de clinopyroxène (essentiellement dans les faciès centraux du massif) verdâtre ($Z\wedge C = 40^\circ$ et $2V^* = 50^\circ-55^\circ$), plus ou moins transformés en pistachite, zoïsite, calcite et chlorite. Apatite et sphène sont les accessoires de la roche.

Dans ce faciès, le quartz s'est donc formé en deux générations: l'une dans la phase phénocristalline et l'autre plus tardivement, résultant d'une syncristallisation eutectique à partir du liquide matriciel (quartz-feldspath alcalin).

Ce faciès granophyrique se transforme dans la zone de la bordure en un faciès microgranulaire fin, formé essentiellement d'un assemblage quartzo-feldspathique que nous appelons granite aplitique. Ce faciès ne renferme que quelques fantômes de plagioclase, totalement pseudomorphosés en calcite, séricite, épidote, et minéraux opaques. Le passage du faciès granophyrique au faciès aplitique se fait par un intermédiaire microgrenu porphyrique. Le clinopyroxène ne s'observe pas dans ces faciès de bordure. Il y a donc une diminution du rapport phases cristallines / mésostase vers la zone externe. De plus, il y a une concentration des ferromagnésiens (ici clinopyroxène) dans la zone interne. Ces caractères sont peut-être dus à l'effet mécanique de BAGNOLD (BAGNOLD, 1954, in GAGNY, 1978), c'est à dire à l'apparition d'une pression dispersive dans une suspension de particules solides dans un courant visqueux. Cet effet est proportionnel au taux de cisaillement, maximal vers les parois et minimal vers le centre. Il provoque un gradient de pression, responsable de la migration des phénocristaux vers la zone interne pour équilibrer la pression dans le pluton. Ce phénomène est indépendant de la viscosité et de la vitesse, mais il dépend de la concentration (KOMAR, 1972 a et b) et de la taille des cristaux. Ainsi, ce processus dynamique provoque-t-il une diminution du rapport phénocristaux / mésostase vers la zone externe du pluton, une concentration des ferromagnésiens vers la zone interne et l'expulsion des liquides résiduels vers la périphérie. C'est ce qu'on observe dans le pluton de Doudhak tant pétrographiquement que chimiquement (fig. 71).

Composition chimique

Le tableau (55) montre une augmentation d'acidité vers la zone externe du massif de Doudhak (E-340), ce qui se traduit par des teneurs croissantes en quartz, orthose, et albite normatifs. Par contre, la somme des barylites diminue progressivement du faciès central (E-30) vers le faciès de bordure ou granite aplitique (E-340). En général, ces roches intrusives acides, sont pauvres en potassium, ce qui les place, dans le diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), dans le champ des rhyolites pauvres en K. et dans le domaine des séries tholéitiques. Cette tendance s'observe également dans le diagramme $Na_2O + K_2O / SiO_2$ (KUNO, 1959), car ces roches tombent encore dans le domaine des roches subalcalines.

Granophyres (massif de Doudhak)							
Oxydes	Echantillons			Norme			
	E-30	E-339	E-340	CIPW	E-30	E-339	E-340
SiO ₂	72.77	72.20	78.04	Q	34.64	35.70	42.43
Al ₂ O ₃	15.17	14.73	11.63	Or	5.49	1.41	6.73
Fe ₂ O ₃	0.28	0.71	0.44	Ab	39.00	39.77	40.70
FeO	0.45	0.49	0.30	An	15.41	18.21	6.77
MnO	0.02	0.02	0.01	Cor	0.93	0.06	-
MgO	0.73	0.25	0.13	Diop	-	-	0.25
CaO	3.76	3.79	1.55	Ens	1.81	0.62	0.20
Na ₂ O	4.61	4.70	4.81	Mag	0.21	0.34	-
K ₂ O	0.93	0.24	1.14	Hem	0.13	0.47	0.44
TiO ₂	0.45	0.45	0.54	Ilm	0.85	0.85	0.65
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.09	Sph	-	-	0.23
CO ₂	0.44	-	-	Rut	-	-	0.10
H ₂ O ⁺	0.21	1.68	1.53	Ap	0.16	0.21	0.21
H ₂ O ⁻	-	-	-	Cc	1.00	-	-
				Eau	0.21	1.68	1.53
Total	99.89	99.35	100.21	Tot.	99.89	99.35	100.28
CIPW-LACROIX		76-E-30	I, (3)4, '3, (4) 5				Granodiorite
		76-E-339	I, 3 (4), 3, 5				Granodiorite
		76-E-340	I, 3, 2, 4 (5)				Granite

Tableau 55

2.1.3. Granites rhyolites

Dans la région étudiée, il y a quelques petits massifs subvolcaniques qui présentent des roches à texture évoluant du granite à grain fin à la rhyolite. Ce sont des roches souvent hololeucocrates, avec une matrice fine à aphanitique qui renferme des cristaux de quartz et de plagioclase, avec des taches d'oxydes opaques, ce qui les rapproche plus ou moins du faciès précédent. Dans le NE de notre région (Siah Kuh), ces roches forment un massif subcirculaire et dôme de 3 km sur 2,5 km. La mise en place de cette intrusion acide a provoqué des perturbations dans la structure de cette région: les couches oligo-miocènes du flanc septentrional de l'anticlinal du Siah Kuh sont brusquement redressées autour de ce massif et la direction régionale E-W de ces couches change pour s'accorder avec la périphérie de l'intrusion. De plus, des blocs de volcanites éocènes, maintenant isolés par l'érosion, témoignent du soulèvement des couches situées au-dessus de la masse en voie d'intrusion; ce sont donc des fragments du "chapeau" de ce massif. En certains points, le magma acide a bréchifié ces roches volcaniques les lardant d'un réseau irrégulier de filonets d'injection. Le massif, dans sa bordure NW et dans certaines parties méridionales, est en contact avec les volcanites (Eocène supérieur) et les couches détritiques; ces formations ont été poussées, soulevées et parfois fracturées par cette intrusion probablement diapirique.

Macroscopiquement, la texture des roches des zones internes est celle d'un granite à grain fin et d'un microgranite; elle passe en bordure à une rhyolite blanc-rougeâtre à fond aphanitique.

Microscopiquement, on observe que le faciès interne, à structure grenue, composé essentiellement de plages (1-2 mm) subautomorphes de plagioclase et de quartz, et de plages xénomorphes de feldspath alcalin, passe en bordure à une rhyolite à structure felsitique ou sphérolitique avec des phénocristaux automorphes et corrodés de quartz et des phénocristaux automorphes à subautomorphes de plagioclase (An 28). Le feldspath potassique s'est exprimé dans la matrice (dét. par coloration sélective). Cette matrice forme, dans le faciès de bordure, jusqu'à 90 % du volume de la roche. Entre ces deux extrêmes, il y a des faciès microgrenus (à tendance micropegmatitique) et microgrenus felsitiques (fig. 72). Parfois, dans le faciès central, on voit entre les grains une mince matrice de même nature granitique; ici les cristaux de quartz sont craquelés, et plus ou moins brisés, la matrice quartzo-feldspathique s'insinuant dans les interstices. Ce phénomène semble lié à une réinjection du magma acide dans la masse cristalline. Les autres constituants de roche la sont des oxydes opaques, en faible quantité, quelques cristaux de biotite (?) totalement pseudomorphosés en oxydes de fer, et des accessoires (leucoxène, calcite, ou chlorite et minéraux opaques, épidote, apatite, zircon et parfois grenat). Ce dernier est très craquelé et en partie remplacé par calcite, oxydes opaques, quartz et parfois épidote. Il faut signaler que dans ce massif acide, il y a parfois des masses de roches verdâtres, compactes et à grain très fin qui dérivent apparemment par métamorphisme des matériaux marno-sableux de l'encaissant. Ces roches renferment aussi des cristaux de grenat.

En dehors de cette région, les massifs du Nord-Ouest et du Nord-Est de Ravanj se rapprochent plutôt d'un faciès rhyolitique à structure felsitique, contenant des phénocristaux automorphes à subautomorphes de quartz et d'oligoclase dans une matrice essentiellement quartzo-feldspathique (riche en feldspath potassique; dét. par coloration sélective).

Composition chimique

Granites-rhyolites (massifs subvolcaniques)					
Oxydes	E-54		E-79		Norme
	E-54	E-79	CIPW	E-54	
SiO ₂	72.19	76.38	Q	37.01	35.82
Al ₂ O ₃	13.36	12.89	Or	31.37	38.41
Fe ₂ O ₃	1.22	0.44	Ab	17.00	20.81
FeO	0.89	0.30	An	6.47	2.65
MnO	0.09	-	Cor	1.93	0.83
MgO	0.22	0.15	Ens	0.54	0.37
CaO	1.45	0.60	Ferros	0.08	-
Na ₂ O	2.01	2.46	Mag	1.76	0.47
K ₂ O	5.31	6.50	Hem	-	0.11
TiO ₂	0.43	0.17	Ilm	0.81	0.32
P ₂ O ₅	0.11	0.05	Ap	0.26	0.11
CO ₂	-	-	Eau	2.92	1.04
H ₂ O ⁺	2.92	1.04			
H ₂ O ⁻	-	-			
Total	100.20	100.98	Total	100.20	100.98
CIPW-LACROIX	77-E-54	1, 3(4), 2, 2(3)	Granite		
	77-E-79	1, (3)4, 1', 2(3)	Granite alc.		

Tableau 56

Le tableau est représentatif des compositions chimiques d'un massif subvolcanique du NW de Ravanj (environ 5 km) (E-54) et du massif NW du Siah Kuh (E-79). Ces roches, par rapport aux granophyres (à tendance sodique) précédemment décrits, ont une tendance potassique avec des valeurs remarquables en orthose virtuelle (31-38 %), ce qui corrobore les observations pétrographiques. Les autres éléments, sauf les alcalins, ont des teneurs relativement comparables dans les deux faciès. Dans le diagramme alcalins/silice (KUNO, 1959), la richesse assez remarquable de ces roches en alcalins les place dans le domaine de la série alcaline (E-79) ou à la limite de celle-ci et de la série calco-alcaline (E-54). Dans le diagramme K₂O/SiO₂ de PECCERILLO et TAYLOR (1976), elles appartiennent au champ rhyolitique. Cette dénomination est en accord avec celle de la classification de CIPW-Lacroix, mais aussi avec les rhyolites de la classification alcalins/silice de MIDDLEMOST (1980).

2.1.4. Aplites et microgranites filoniens

Il s'agit de certaines roches filoniennes qui par leur aspect pétrographique, en particulier par la présence fréquente des phénocristaux de quartz, se rapprochent de nos faciès subvolcaniques. De plus, elles sont surtout concentrées dans les mêmes régions (par exemple, celle de Ravanj).

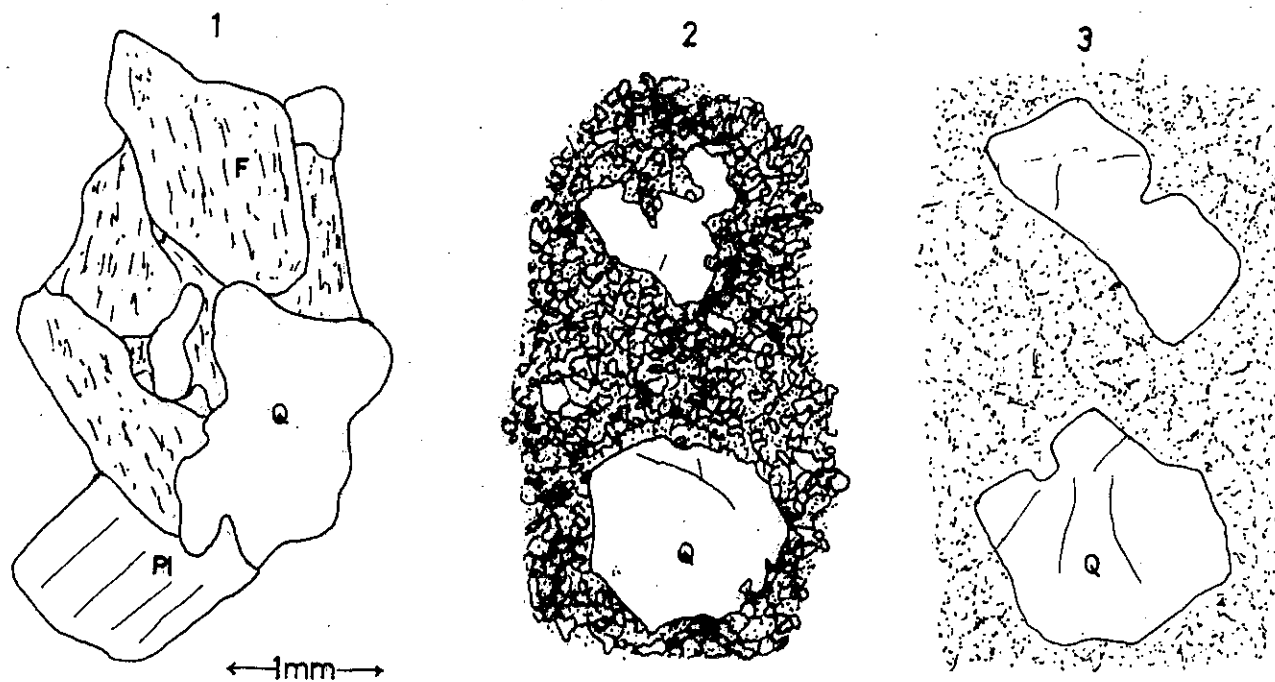


Fig. 72 - Passage d'un granite à structure grenue (1) à une rhyolite (3) par l'intermédiaire d'un faciès microgrenue porphyrique (2):
Q: Quartz; Pl: Plagioclase; F: Feldspath alcalin

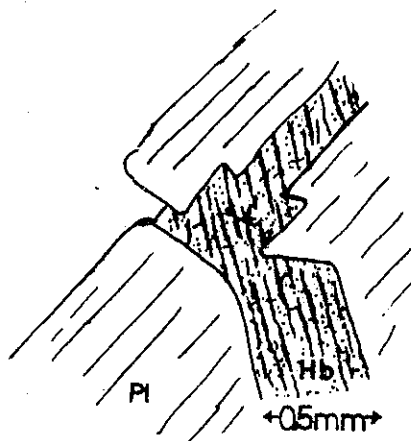


Fig. 73 - Interdigitation de plagioclase (Pl) et de Hornblende (Hb) dans les roches intrusives du Kuh-e-Anar Boneh

Pétrographiquement, ce sont des roches leucocrates à hololeucocrates, à texture microgrenue porphyrique à aphanitique, et dont la composition peut varier d'un faciès microgranitique à un faciès quartzo-feldspathique, représentant le jus aplitique résiduaire.

Au microscope, la structure est, selon les cas, microgrenue porphyrique, parfois sphérolitique (dans les microgranites) et felsitique-sphérolitique (dans les aplites). Le volume des phénocristaux varie de 10 % (dans les faciès aplitiques) à 25-30 % environ (dans les microgranites porphyriques).

Les phénocristaux sont généralement du quartz automorphe -subautomorphe, plus ou moins corrodé, atteignant 3 mm; le plagioclase (souvent oligoclase), parfois corrodé, de taille moyenne (1-1,5 mm), est altéré souvent en séricite, chlorite, calcite. Dans les microgranites, il y a aussi des minéraux ferromagnésiens, totalement pseudomorphosés en chlorite, oxydes opaques et calcite.

La matrice peut être microgrenue, formée de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase, de paillettes de chlorite et de séricite, de granules opaques (hématite, magnétite, leucoxène), de minéraux accessoires (apatite, sphène, rutile et épidote), et parfois de rares plages de calcite. Cette composition minéralogique se retrouve plus ou moins dans les autres faciès; toutefois, les roches aplitiques sont très pauvres en barylites et, dans les faciès sphérolitiques, le feldspath alcalin et le quartz (en fibres) s'expriment en sphérolites atteignant 0,7 mm de diamètre.

Composition chimique.

Aplites et microgranites (faciès filoniens)							
Oxydes				Norme			
	E-55	E-345	E-349	CIPW	E-55	E-345	E-349
SiO ₂	77.64	72.03	68.04	Q	45.24	27.60	29.90
Al ₂ O ₃	11.76	13.64	14.51	Or	39.65	13.82	8.80
Fe ₂ O ₃	0.59	1.45	2.67	Ab	7.61	49.07	39.17
FeO	0.39	1.01	1.94	An	2.48	0.93	8.27
MnO	0.04	0.04	0.03	Cor	2.10	1.22	2.24
MgO	0.24	0.88	1.20	Ens	0.59	2.19	2.98
CaO	0.54	0.28	1.84	Ferros	0.12	0.03	0.30
Na ₂ O	0.90	5.80	4.63	Mag	0.85	2.10	3.87
K ₂ O	6.71	2.34	1.49	Ilm	0.20	0.79	1.27
TiO ₂	0.11	0.42	0.67	Ap	0.07	0.16	0.30
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.13	Eau	1.87	1.23	2.99
CO ₂	-	-	-				
H ₂ O+	1.87	1.23	2.99				
H ₂ O-	-	-	-				
Total	100.82	99.19	100.14	Total	100.82	99.19	100.14
CIPW-LACROIX	76-E-55	1, 3, 1(2), '2					Microgranite orthosique
	76-E-345	1, 4, 1, 4					Microgranite orthosi-albitique
	76-E-349	1', (3) 4, 2, 4'					Microgranite calco-alcalin

Les analyses ci-contre (tableau 57)

représentent des faciès aplitique (E-55) et microgranitiques (E-345 et E-349) de la région de Ravanj. L'échantillon (E-55) recoupe le massif subvolcanique étudié ci-dessus (éch. E-54 - tableau 56). Ce faciès aplitique est hyper-siliceux avec plus de 45 % de quartz normatif. Il est aussi très riche en potassium et en feldspath potassique (39%), ce qui lui donne un caractère orthosique (S=2, dans la classification de CIPW-LACROIX. Au total, le quartz et le feldspath alcalin (orthose et albite) forment 92,5 % des constituants virtuels de la roche. Les microgranites sont moins riches en silice et présentent une tendance plus sodique que potassique. De plus, ils sont plus riches en barylites.

Tableau 57

Dans le diagramme alcalins/silice (KUNO, 1959), les proportions variables d'alcalins expliquent que ces roches se trouvent dans le domaine des roches alcalines (E-345) ou dans celui de la série calco-alcaline (E-55) à sa limite avec les roches subalcalines (E-349).

Sur le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), ces roches appartiennent aux champs rhyolitique (E-55 et E-345) et dacitique (E-349).

2.1.5. Granodiorites à amphibole

Ces roches forment l'essentiel du massif du Kuh-e-Anar Boneh le faciès interne du massif du Kuh-e-Mamu, ainsi que certains massifs intrusifs moins importants de la sous-zone centrale. Il s'agit de roches leucocrates, de texture grenue moyenne (massif Anar Boneh) à microgrenue (Kuh-e-Mamu). Ce sont des roches de teinte verdâtre clair ou gris clair dont les cristaux d'amphibole verte, de plagioclase et parfois de quartz et de feldspath alcalin sont bien visibles à l'oeil nu.

Au microscope, la composition minéralogique est la suivante:

Quartz - Cristaux limpides et xénomorphes, de taille moyenne (0,3 - 0,8 mm); ils sont associés avec le feldspath alcalin dans les matrices micropegmatitiques. Son volume atteint environ 20 %.

Plagioclase - Cristaux automorphes (surtout dans les faciès microgrenus porphyriques) à subautomorphes (souvent dans les faciès grenus), de taille moyenne (1,5 - 2 mm), parfois zonés, allant de l'oligoclase (souvent $An = 26-28$) à l'albite. L'altération en séricite, et en chlorite, minéraux argileux et épidote, est fréquente.

Amphibole - Il s'agit de hornblende verte (édénitique dans le massif du Kuh-e-Mamu, dét. R.X.) ou parfois incolore (massif W de Salkhak, au S du Kuh-e-Anar Boneh), maclée (100), avec $Z\Lambda C = 23^\circ-25^\circ$, automorphe à subautomorphe, atteignant 2,5 mm, avec une transformation plus ou moins poussée, en épidote, en oxydes de fer, chlorite, trémolite-actinote, et parfois en biotite. Les amphiboles sont parfois incluses dans le plagioclase, mais on observe parfois une syncrystallisation d'amphibole et de plagioclase à lamelles interdigitées. (fig. 73). Ce minéral forme généralement 10-15 % du volume.

Feldspath alcalin - Les cristaux xénomorphes, cristallisés dans les interstices des plagioclases et des amphiboles sont souvent kaolinisés, avec un volume de 20% en moyenne.

Minéraux secondaires et accessoires - Il s'agit de chlorite, séricite, biotite, kaolinite, épidote, (pistachite), clinozoïsite, allanite, calcite, magnétite et apatite. Dans les termes microgrenus, le plagioclase et l'amphibole constituent les phénocristaux, alors que le quartz et le feldspath alcalin s'expriment dans la matrice. Au SE du massif du Kuh-e-Anar Boneh et à l'Ouest de Sen Sen, certaines roches filoniennes, associées apparemment à ces intrusions granodioritiques, sont relativement riches en minéraux pneumatolytiques, tels que la tourmaline (par tourmalinisation du plagioclase), l'apatite, la calcite, le mica blanc, etc., ce qui semble correspondre à une phase autopneumatolytique tardi-magmatique.

Composition chimique

Le tableau (58) montre la composition chimique du faciès interne du massif du Kuh-e-Mamu (E-7), les faciès internes et externes du Kuh-e-Anar Boneh (respectivement E-39 et E-477), et une intrusion satellite de ce dernier massif à l'Ouest de Salkhak (E-40). Ces roches ont de 11 à 23 % de quartz normatif. Les teneurs en alcalins sont variables, depuis un type hypersodique (E-40) jusqu'à un type relativement potassique (E-477), ce qui correspond à de fortes variations de la teneur en orthose virtuelle (0 à 22 %). Notons que, dans un même massif (Anar Boneh, E-39 et E-477), bien que le total des alcalins soit analogue, les proportions de Na_2O et K_2O sont très variables, K_2O étant concentré vers la zone externe. Ce caractère s'observe dans d'autres massifs, comme celui de Doudhak. L'échantillon E-40 est le terme extrême sodique des intrusions d'Anar Boneh, où non seulement on obtient 75 % d'albite dans la norme, mais encore du métaflicite de Na. Une part du Na semble entrer dans la composition de la hornblende; ce qui est confirmé par l'étude aux R.X. (hornblende édénitique).

Granodiorites à amphibole									
Oxydes	E-7	E-39	E-477	E-40	Norme				
					CIPW	E-7	E-39	E-477	E-40
SiO ₂	64.30	66.85	66.74	69.14	Q	22.76	13.57	19.69	11.31
Al ₂ O ₃	17.12	15.12	15.23	14.49	Or	1.95	4.37	22.15	0.00
Fe ₂ O ₃	1.72	1.76	1.65	0.00	Ab	36.04	63.12	34.01	74.53
FeO	1.40	0.79	1.24	0.34	An	26.05	5.58	12.43	0.00
MnO	0.16	0.07	0.03	0.03	Metasi Na	-	-	-	1.79
MgO	2.67	2.04	1.50	2.39	Cor	0.20	-	-	-
CaO	5.83	3.37	4.27	2.61	Diop	-	5.44	6.14	6.17
Na ₂ O	4.26	7.46	4.02	9.72	Ens	6.64	2.55	0.88	3.09
K ₂ O	0.33	0.74	3.75	0.00	Ferros	0.57	-	-	-
TiO ₂	0.53	1.08	0.61	0.99	Mag	2.49	-	2.32	-
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.13	0.12	Hem	-	1.76	0.04	-
CO ₂	0.33	0.50	-	0.65	Ilm	1.00	1.81	1.15	0.78
H ₂ O ⁺	1.59	0.93	0.68	0.30	Sph	-	0.30	-	1.41
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	Ap	0.28	0.35	0.30	0.28
					Cc	0.75	1.13	-	1.52
					Eau	1.59	0.93	0.68	0.30
Total	100.36	100.86	99.85	100.80	Total	100.36	100.95	99.85	101.21
CIPW-LACROIX	76-E-7				I (II), 4, 3', 5	Granodiorite			
	77-E-39				(I) II, 4', 2, 5	Diorite quartzique			
	77-E-477				I (II), 4, '3, 3 (4)	Granodiorite			
	77-E-40.				I (II), 4 (5), 2, 5	Granodiorite			

Tableau 58

Dans le diagramme Na₂O + K₂O / SiO₂ (KUNO, 1959), les intrusions du Kuh-e-Anar Boneh (E-39, E-477 et E-40) appartiennent au domaine des roches alcalines, mais le faciès interne de Mamu (E-7) montre un caractère subalcalin. Quant au diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), sauf le faciès externe d'Anar Boneh (E-477) qui appartient au champ des dacites riches en K (série III), les autres se trouvent dans le domaine des dacites pauvres en K (série I).

2.1.6. Microgranodiorites à amphibole et biotite

Ce type de roches est représentatif de certains massifs subvolcaniques du secteur de Tafresh, apparemment en liaison avec l'intrusion de Nevis. Les roches des parties externes de cette dernière peuvent être classées aussi dans ce type.

Macroscopiquement, ces roches ont un aspect porphyrique; les cristaux de plagioclase de quartz, d'amphibole et de biotite sont plus ou moins visibles dans un fond très fin à aphanitique de teinte claire.

Au microscope, dans une matrice microgrenue et essentiellement quartzo-feldspathique, les phénocristaux forment environ 35 à 40 % du volume. Il s'agit de phénocristaux souvent automorphes et zonés de plagioclase (An 20-45), atteignant

8 mm, avec parfois des inclusions d'amphibole et d'apatite, et une transformation variable en séricite, chlorite, calcite et épidote (généralement, les plagioclases sont frais); des phénocristaux souvent automorphes de hornblende verte, de taille millimétrique, maclés $h_1(100)$, avec transformation en biotite, oxydes opaques ou parfois chlorite et épidote; des lamelles de biotite pléochroïques du brun très foncé au brun jaunâtre atteignant quelques mm, rarement altérées en chlorite et oxydes de fer; enfin des phénocristaux limpides et corrodés de quartz (0,7 - 1, 2 mm). La matrice microgrenue est formée de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase, d'un peu d'amphibole et de biotite et de minéraux secondaires et accessoires (chlorite, séricite, épidote, calcite, magnétite, hématite, apatite et sphène).

Dans ces roches on observe des cristaux corrodés d'andésine calcique et de labrador peu zonés, entourés par des plagioclases très zonés et frais (andésine-oligoclase)*, ce qui traduit deux temps de cristallisation, mais aussi des changements relativement rapides dans les conditions physico-chimiques du magma lors de la cristallisation des plagioclases très zonés.

Composition chimique

Les analyses suivantes proviennent d'un petit massif subvolcanique au Nord de Sarabadar (E-9), de celui du

Microgranodiorites à amphibole et biotite (faciès subvolcaniques)							
Oxydes	E-9	JH-95a	JH-156	Norme			
				CIPW	E-9	JH-95a	JH-156
SiO ₂	62.77	61.98	64.49	Q	16.70	22.18	21.73
Al ₂ O ₃	16.54	16.53	16.79	Or	14.83	6.91	2.89
Fe ₂ O ₃	2.04	3.03	0.43	Ab	36.21	27.07	33.84
FeO	1.82	2.85	1.50	An	18.50	27.28	26.41
MnO	0.08	0.10	0.09	Wo	-	-	1.55
MgO	2.02	1.87	1.33	Diop	1.51	3.75	7.14
CaO	4.76	6.92	8.75	Heden	0.07	1.22	2.96
Na ₂ O	4.28	3.20	4.00	Ens	4.32	2.91	-
K ₂ O	2.51	1.17	0.49	Ferros	0.23	1.09	-
TiO ₂	0.93	0.71	0.60	Mag	2.95	4.39	0.62
P ₂ O ₅	0.21	0.13	0.12	Ilm	1.76	1.34	1.13
CO ₂	0.27	-	-	Ap	0.49	0.30	0.28
H ₂ O ⁺	0.84	0.48	1.07	Cc	0.61	-	-
H ₂ O ⁻	-	0.09	0.25	Eau	0.84	0.57	1.32
Total	99.07	99.06	99.91	Total	99.07	99.06	99.91
		76-E-9	I(II), 4, 3, 4	Microgranodiorite			
CIPW-LACROIX	JH-95a	(I)II, 4, (3)4, 4	Microdiorite quartzique				
	JH-156	(I)II, 4, 4', 4, '5	Microdiorite quartzique				

Tableau 59

massif de Navis (JH-156) révèle un caractère subalcalin comme le faciès interne de l'intrusion de Navis. Mais l'échantillon (E-9) se place dans le domaine calco-alcalin. Quant au diagramme K₂O/SiO₂ de PECCERILLO et TAYLOR (1976), ces roches y sont dispersées dans les champs des andésites riches en K (E-9), des andésites (JH-95a) et des andésites pauvres en K (JH-156).

2.2. Intrusions basiques à intermédiaires

Les roches intrusives de cette catégorie forment des massifs peu volumineux, des gisements filoniens et parfois les bordures intermédiaires d'intrusions acides. On peut individualiser parmi ces roches les faciès suivants: diorites quartziques, syénites sodiques, diorites à amphibole, gabbrodiorites, gabbro à pyroxène.

Voir Planche II, photo 8.

Kuh-e-Dobaradaran à l'Ouest du Col de Nogreh Kamar (JH-95a; HAJIAN, 1970) et des roches intrusives au N de Kasva (JH-156, HAJIAN, 1970). Ces faciès subvolcaniques ont des teneurs en quartz normatif de 17 à 22 %, ce qui est moins élevé que dans les faciès internes de l'intrusion de Navis (environ 27 %, tableau). Par contre, le potassium montre une agumentation dans les massifs subvolcaniques (E-9 et JH-95a), de même que dans le terme microgrenue de l'intrusion de Navis (JH-156); tandis que Na₂O diminue. Quant au CaO son augmentation par rapport aux faciès internes de l'intrusion de Navis est due à la présence de plagioclases plus calciques, mais aussi à l'abondance relative de la hornblende verte. Dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ de KUNO (1959) les roches du massif du Kuh-e-Dobaradaran (JH-95a), et celles du terme microgrenu du

2.2.1. Diorites quartziques

Ces roches forment le faciès marginal du massif Kuh-e-Mamu, mais aussi quelques petits satellites et leurs filons, situés surtout au Sud (région de Tafresh) et à l'Est de ce massif. La basification progressive des faciès marginaux du massif du Kuh-e-Mamu par rapport aux granodiorites de la zone interne a été probablement favorisée par son contact avec les calcaires de l'encaissant (Formation de Qom). De plus la présence des enclaves d'encaissant dans le faciès marginal est parfois caractéristique.

Ces roches ont un aspect porphyrique avec des cristaux millimétriques de plagioclase et d'amphibole dans un fond verdâtre à grisâtre fin.

Au microscope, les phénocristaux forment environ 30 à 50 % du volume. Il s'agit de plagioclase, souvent automorphe et zoné, variant de l'andésine au labrador (An 42-58), atteignant 3 mm et plus ou moins transformé en séricite, chlorite, calcite, épidote, clinzoïsite et albite. La corrosion par la mésostase, et une bordure en feldspath alcalin s'observent dans certains échantillons. Il y a aussi des phénocristaux, souvent automorphes, de hornblende verte, maclés (100), atteignant 2,5 mm, $Z\Lambda C = 27^\circ$ et $2\bar{V} = 75-80$; avec transformation plus ou moins poussée en chlorite, calcite, magnétite leucoxène, ou parfois en plages de biotite et grains d'hématite.

La matrice présente souvent une structure microgrenue, parfois micropegmatitique (dans les termes riches en phénocristaux). Elle est composée de plagioclase (surtout), d'amphibole, d'un peu de quartz et de feldspath alcalin (associés parfois en micropegmatite), de minéraux opaques et d'accessoires (leucoxène, épidote, chlorite, calcite, apatite et sphène).

Composition chimique

Diorites quartziques à amphibole							
Oxydes	E-142	E-347	E-369	Norme	E-142	E-347	E-369
SiO ₂	59.03	59.16	58.86	Q	12.81	17.90	14.65
Al ₂ O ₃	17.39	14.78	17.03	Or	1.18	5.49	10.93
Fe ₂ O ₃	2.58	3.69	2.99	Ab	36.21	31.56	28.26
FeO	2.12	3.02	2.54	An	27.64	20.83	26.01
MnO	0.24	0.13	0.12	Diop	10.45	2.27	5.47
MgO	3.29	3.77	2.69	Heden	1.24	0.31	1.06
CaO	8.76	5.07	7.06	Ens	3.34	8.33	4.16
Na ₂ O	4.28	3.73	3.34	Ferros	0.45	1.31	0.92
K ₂ O	0.20	0.93	1.85	Mag	3.74	5.35	4.33
TiO ₂	0.66	0.76	0.56	Ilm	1.25	1.44	1.06
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.12	Ap	0.35	0.37	0.28
CO ₂	-	-	-	Eau	2.84	3.99	3.22
H ₂ O ⁺	2.84	3.99	3.23				
H ₂ O ⁻	-	-	-				
Total	101.54	99.19	100.39	Total	101.54	99.19	100.39
	76-E-142		II, 4', 4, 5	Diorite quartzique			
CIPW-LACROIX	76-E-347		II, 4, 3, 4 (5)	Diorite quartzique			
	76-E-369		II, 4', (3) 4, 4	Diorite quartzique			

Tableau 60

Les analyses suivantes appartiennent au faciès marginal du massif du Kuh-e-Mamu (E-142) et à des roches intrusives de faible extension dans les vallées NE (347) et SE (E-369) de Ravanj. Les teneurs en quartz normatif varient de 12 à 18 %, contre environ 23 % pour le faciès interne du massif du Kuh-e-Mamu (tableau 58). Les teneurs en alcalins sont plus ou moins comparables; cependant, par rapport au faciès interne de Mamu, on note une faible diminution des alcalins dans son faciès marginal et une légère augmentation dans ses satellites. Ces derniers sont surtout plus riches en K₂O (E-347 et 369). Ces roches sont également plus riches en Fe total, MgO et CaO que le faciès interne de Mamu, ce qui correspond à une augmentation générale de la quantité de hornblende et à la présence de plagioclases plus calciques.

Dans le diagramme alcalins/silice (KUNO, 1959), ces roches se placent dans la série subalcaline (E-142 et E-347) comme celles du faciès interne de Mamu, ou bien dans la série calco-alcaline (E-369). Sur le diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), elles se trouvent dans les andésites pauvres en K (E-142) (domaine des séries tholéitiques) et dans les andésites (E-347 et E-369). (domaine des séries calco-alcalines).

2.2.2. Syénites sodiques

Ces roches, peu abondantes, s'observent surtout dans l'intrusion allongée du Nord de Qaleh Cham, mais aussi en filons à l'Est de Naragh et au Sud de Khaveh.

Ce sont des roches leucocrates à hololeucocrates (faciès filoniens), de texture grenue à microgrenue (faciès de bordure et filoniens) et de couleur blanchâtre à verdâtre clair. Parfois des enclaves de l'encaissant s'observent dans les faciès de bordure.

Au microscope, la structure de la roche est grenue à microgrenue-felsitique (dans les roches filoniennes) avec la composition minéralogique suivante:

Plagioclase - Cristaux subautomorphes d'andésine sodique (An₃₂) et d'oligoclase (An₂₈), plus ou moins kaolinisés et séricitisés. Les bords sont corrodés dans les faciès filoniens, avec parfois une lisière d'albite.

Amphibole - Elle s'observe dans les roches intrusives du Nord de Qaleh Cham. Il s'agit de cristaux subautomorphes de hornblende verte de 1 à 1,2 mm, $Z \wedge C = 20-23^\circ$, plus ou moins transformés en épidote, calcite, chlorite et oxydes opaques, ou parfois en actinote à faciès aciculaire.

Feldspath alcalin - Cristaux xénomorphes interstitiels, essentiellement sodiques (coloration sélective), parfois kaolinisés formant l'essentiel de l'assemblage felsitique-microgrenue des roches filoniennes.

Quartz - Xénomorphe, en faible quantité ($< 5\%$).

Minéraux opaques - Magnétite fréquente.

Minéraux secondaires et accessoires - Epidote, calcite, séricite, chlorite, hématite, sphène et apatite.

Composition chimique

Le tableau (61) montre la composition chimique d'un faciès filonien environ 15 km à l'Est de Naragh (E-23), et celle de l'intrusion du Nord de Qaleh Cham (E-33). Ces roches, du point de vue des compositions minéralogique et chimique, sont plus ou moins comparables aux syénites sodiques de White Creek (Coalinga District, Californie; in ARNOLD et ANDERSON, 1910). Les syénites de notre région sont relativement plus riches en Na_2O et plus pauvres en K_2O que celles de White Creek. Cette dernière est également plus riche en minéraux ferromagnésiens normatifs. La richesse de nos roches en Na_2O permet aussi l'apparition de métasilicate de Na et d'aégyrine dans la norme.

La composition normative montre que ces roches varient d'un terme faiblement sursaturé ($Q < 5\%$) à un terme légèrement sous-saturé.

Dans le diagramme $Na_2O + K_2O / SiO_2$ (KUNO, 1959), ces faciès hypersodiques se trouvent évidemment dans le domaine de la série alcaline. Cela est en accord avec la classification de MIDDLEMOST (1980) où ces roches sont l'équivalent de trachytes sodiques. Mais leur pauvreté en potassium les place, dans le diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), dans les andésites pauvres en K (E-23) et dans les dacites pauvres en K (E-33).

Syénites sodiques							
Oxydes	E-23	E-33	≠	Norme			
				CIPW	E-23	E-33	≠
SiO ₂	62.40	64.03	60.00	Q	0.43	-	-
Al ₂ O ₃	15.22	17.09	16.88	Or	0.11	0.47	5.56
Fe ₂ O ₃	0.00	0.94	1.83	Ab	78.17	80.32	69.04
FeO	0.02	1.10	3.02	An	-	-	1.67
MnO	0.02	0.04	0.12	Neph	-	3.86	5.40
MgO	0.32	1.77	1.40	Aegy	-	2.71	-
CaO	6.14	2.30	3.16	Merasi-			
				Na	3.17	2.00	-
Na ₂ O	10.85	11.72	9.31	Wo	9.62	-	-
K ₂ O	0.02	0.08	0.94	Diop	1.71	7.36	11.04
TiO ₂	0.92	0.94	0.42	Ol	-	1.04	1.28
P ₂ O ₅	0.11	0.20	0.14	Mag	-	-	2.55
CO ₂	0.71	0.12	0.59	Ilm	0.08	1.78	0.76
H ₂ O+	3.94	0.50	1.53	Sph	2.14	-	-
H ₂ O-	-	-	0.43	Ap	0.26	0.47	0.34
ZrO ₂	-	-	0.03	Cc	1.61	0.27	-
SrO	-	-	0.02	Eau	3.94	0.50	1.96
BaO	-	-	0.06				
Total	100.67	100.83	99.88	Total	101.24	100.83	99.60
		76-E-23	(I) II, 5, (2) 3, 5				
CIPW-LACROIX		76-E-33	(I) II, 5, '2, 5				
		≠ Syénite sodique de WHITE CREEK 'II, '5, 2, 5					

Tableau 61

2.2.3. Diorites à amphibole

Ce faciès est caractéristique des stocks dioritiques isolés de l'Ouest de Chahak. Ce sont des roches grisâtres à aspect porphyrique dont les plagioclases et les amphiboles s'observent macroscopiquement.

Au microscope, la structure est porphyrique et les phénocristaux forment environ 30 % du volume. Il s'agit de cristaux automorphes (souvent) à subautomorphes d'oligoclase B.T. An 25 (dét. R.X.) et d'andésine (An 40), d'une taille de 1,5 à 2 mm plus ou moins transformés en séricite, calcite, chlorite et albite.

Les cristaux de hornblende verte (édénitique, dét. R.X.) sont automorphes à subautomorphes, atteignant 2,5 à 3 mm, maclés, plus ou moins transformés en chlorite et oxydes opaques. La matrice est formée essentiellement de baguettes de plagioclase, d'amphibole, avec des granules d'oxydes Fe-Ti, de calcite, de feldspath alcalin limpide, de chlorite, d'apatite et de sphène.

Composition chimique

La composition chimique des diorites amphiboliques de l'Ouest de Chahak montre une faible sous-saturation en silice marquée par la présence de néphéline (< 5 %) et d'olivine virtuelles. Ces roches montrent également une tendance hypersodique, ce qui est dû en partie à une métasomatose sodique des minéraux alumineux de la roche (par exemple, albitisation des plagioclases). Grâce à cette richesse en Na₂O, ce faciès, dans la classification alcalins/silice de MIDDLEMOST (1980), est l'équivalent des benmoréites.

Diorite amphibolique (76-E-18)			
Oxydes		Norme CIPW	
SiO ₂	54.49	Or	5.79
Al ₂ O ₃	16.70	Ab	54.69
Fe ₂ O ₃	4.24	An	8.96
FeO	3.17	Neph	4.79
MnO	0.14	Diop	9.95
MgO	3.69	Heden	0.57
CaO	4.93	Forst	3.20
Na ₂ O	7.51	Fayal	0.23
K ₂ O	0.98	Mag	6.14
TiO ₂	1.19	Ilm	2.26
P ₂ O ₅	0.16	Ap	0.37
CO ₂	0.16	Cc	0.36
H ₂ O+	1.73	Eau	1.73
H ₂ O-	-		
Total	99.09	Total	99.09
CIPW-LACROIX II, '5,(2) 3, '5 Diorite			

Dans le diagramme Na₂O + K₂O/SiO₂ (KUNO, 1959), ces roches tombent dans la série alcaline. Dans le diagramme K₂O/SiO₂ de PECCERILLO et TAYLOR (1976), elles se trouvent dans le clan des andésites basaltiques du domaine II (séries calco-alcalines).

Tableau 62

2.2.4. Gabbrodiorites

Il s'agit des roches intrusives basiques de la région Naragh-Nashalj. Ce sont des massifs stratoïdes, probablement synchronématiques, en forme de sills ou de lentilles concordantes avec les assises tuffacées de l'Eocène (E-5); comme nous l'avons dit (cf. p. 274), leur épaisseur augmente vers les charnières des plis.

Ces roches, de teinte grisâtre à verdâtre, ont une texture grenue au sein de l'intrusion, mais à grain fin dans les bordures figées. Au contact, les roches encaissantes présentent la paragenèse suivante: chlorite, épidote, actinote, quartz, etc., caractéristique du faciès schistes verts (WINKLER, 1979). En général, sauf certains sills ou lentilles relativement épais (quelques dizaines de mètres), les roches à grain fin sont dominantes et montrent que le transfert thermique a été relativement rapide, ce qui se traduit également par un métamorphisme faible au voisinage de ces intrusions basiques. Cela semble correspondre surtout à une mise en place dans les niveaux superficiels.

L'étude microscopique de ces roches intrusives montre que dans, un même feuillet intrusif, les changements latéraux ne sont pas considérables, mais les variations verticales peuvent être notables. Au SE de Naragh, un échantillonnage systématique de trois niveaux principaux montre les caractères suivants:

- Niveau supérieur - La structure intergranulaire fine à la bordure devient intergranulaire-intersertale grossière vers le centre de l'intrusion. Dans les bordures, les roches sont formées de plagioclase (oligoclase-andésine), d'amphibole verte (édenite, dét. R.X.), de plages d'ilménite, de magnétite et hématite, de feldspath alcalin (dans les interstices), de sphène et d'apatite. Vers le centre, c'est la même composition minéralogique, mais il y a aussi du clinopyroxène plus ou moins transformé en ouralite, des oxydes opaques, du sphène, de l'épidote, de la chlorite et de la calcite. Le quartz peut s'associer au feldspath alcalin en micropegmatite, ou fournir quelques cristaux interstitiels. Les minéraux secondaires sont abondants: les plagioclases sont souvent séricitisés, chloritisés et kaolinisés, parfois zéolitisés,

prehnitisés et épidoritisés; les amphiboles sont transformées en chlorite, épidote, calcite et oxydes opaques; les ilménites transformées en leucoxène et hématite; les feldspaths alcalins plus ou moins kaolinisés. En général, l'altération des zones internes est plus poussée que dans les bordures.

- Niveau moyen - La structure des bordures est porphyrique, avec une matrice intersertale. Le clinopyroxène (augite), parfois en agrégat glomérocrystallin, est plus abondant et plus frais que dans les roches précédentes; les phénocristaux de plagioclase sont plus calciques (An 62); leur coeur est souvent damouritisé. Il y a souvent des phénocristaux arrondis et entièrement pseudomorphosés en chlorite, serpentine et oxydes opaques (olivine ?). L'amphibole verte à faciès parfois fibreux, n'existe que dans la matrice, dans les interstices des baguettes d'andésine (An 48). Les autres caractères minéralogiques sont plus ou moins comparables à ceux du niveau supérieur. Ici, la zone centrale présente la même composition minéralogique, mais la structure est plus grossière. Les aiguilles de rutile, abondantes, sont caractéristiques de la matrice de cette zone.

- Niveau inférieur - Les roches de ce niveau sont surtout comparables à celles du niveau moyen. Généralement, les phénocristaux de labrador (An 62-70) sont plus abondants (35-40 % du volume), parfois corrodés par la matrice, (surtout leur coeur). Dans la bordure de l'intrusion, les plagioclases zonés existent aussi. Le clinopyroxène (augite) se présente en cristaux automorphes, cristallisés avant le plagioclase (parfois en inclusions dans le plagioclase), mais aussi syncristallisés avec ce dernier, montrant des lames interdigitées pyroxène-plagioclase. Ces dernières formes sont surtout caractéristiques de la matrice, comme dans les faciès de bordure. On observe aussi des cristaux entièrement pseudomorphosés d'olivine (?), d'amphibole verte, une association micropegmatitique (surtout dans les zones internes) quelques paillettes de biotite verte (par transformation de l'amphibole, essentiellement dans les faciès internes). Les roches de bordure sont porphyriques, avec une tendance gloméroporphyrique; leur matrice fine montre un aspect de faciès volcanique.

En général, on s'aperçoit que la cristallisation des plagioclases calciques, des clinopyroxènes (en partie) et des olivines(?) a apparemment commencé dans la chambre magmatique (phénocristaux automorphes de la matrice des bordures figées). Les conditions de pression élevée et le régime hydraté, peuvent être caractéristiques de la cristallisation du plagioclase calcique et de l'olivine forstéritique (YODER, 1969). Les cristaux d'amphibole, présents surtout dans la matrice, témoignent d'une pression d'eau relativement élevée; de même l'apparition remarquable d'oxydes opaques (surtout dans les roches du niveau supérieur) peut correspondre à une fugacité relativement forte de l'oxygène (OSBORN, 1959 et 1962) au cours d'évolution de la cristallisation orthomagmatique. Les travaux expérimentaux d'EGGLER (1972) montrent, que dans les conditions de saturation en eau, l'ordre d'apparition des phases minérales, en fonction de la chute de la température, peut être le suivant: olivine et/ou orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase, hornblende et magnétite (fig. 74). Tandis que dans des conditions de sous-saturation en eau (< 2%), c'est le plagioclase qui peut apparaître au liquidus.

Dans ces roches intrusives, la présence d'amphibole n'est pas compatible avec des conditions de sous-saturation en eau. D'autre part, comme nous l'avons dit, ce n'est pas le plagioclase qui s'est produit en premier au liquidus. L'ensemble des caractères minéralogiques suggère l'ordre des phases minérales suivant: olivine, clinopyroxène, plagioclase calcique. Ensuite, avec la cristallisation du clinopyroxène et du plagioclase calcique le rapport Ca/Na semble diminuer et, aux températures moins élevées, les plagioclases plus sodiques, ainsi que l'amphibole à tendance sodique (édénitique) se sont produits. Les oxydes opaques sont souvent associés aux amphiboles. Dans les roches surtout amphiboliques du niveau supérieur, les oxydes Fe-Ti en plages phénocristallines-microphénocristallines représentent des valeurs assez élevées (environ 10-12 %); il semble ici qu'une fugacité d'oxygène plus élevée soit liée à des pressions d'eau plus importantes. En effet, une forte pression d'eau est susceptible de provoquer une élévation de fO_2 (MAURY et al. 1978).

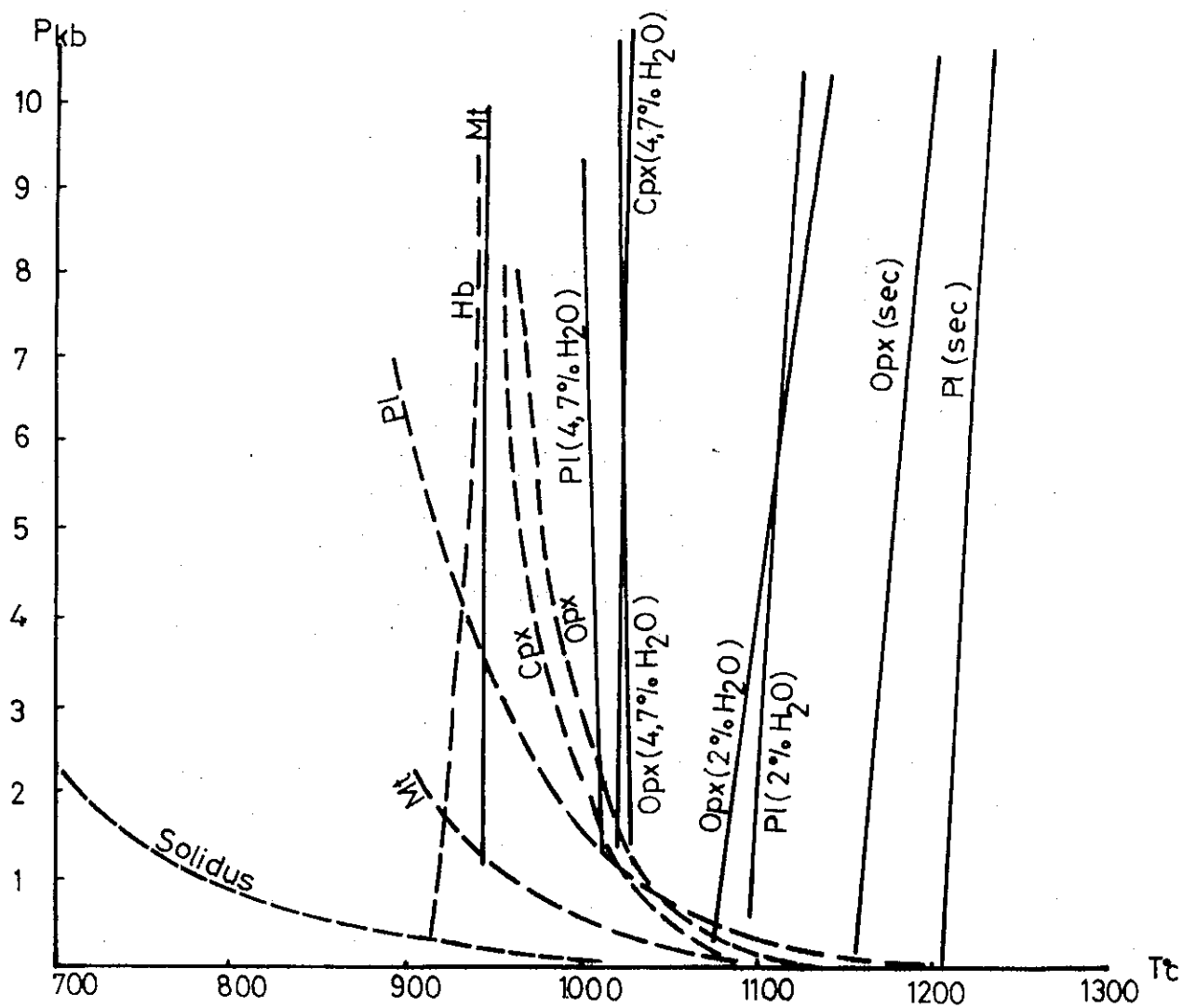


Fig. 74 - Diagramme P - T des courbes d'équilibres minéralogiques d'une lave du Paricutin (EGGLER, 1972) dans des conditions : de saturation en eau (lignes en tireté); à sec; à 2% H₂O; à 4,7% H₂O.

Enfin, il y a syncristallisation d'un mélange eutectique de quartz et de feldspath alcalin (assemblage micropegmatitique): c'est le jus résiduaire de ce fractionnement magmatique qui s'observe dans les interstices des minéraux décrits.

Vers l'Est, les roches intrusives basiques du N de Nashalj sont complètement dépourvues de clinopyroxène et présentent un faciès amphibolique. Ici, la structure à tendance ophitique est formée essentiellement de plagioclase, de hornblende verte, d'oxydes Fe - Ti et de minéraux secondaires et accessoires (épidote, chlorite, séricite, calcite et apatite). Le phénomène d'exsolution s'observe ici dans les plages d'oxydes Fe - Ti (avec des flocs et des golfes de plagioclase et d'amphibole) démontrant un refroidissement assez lent (WILLIAMS et al. 1955) pour les roches de cette région.

De plus, nous avons trié et analysé les cristaux d'amphibole de l'intrusion basique du Nord de Nashalj; leur composition chimique et leur formule structurale sont présentées dans le tableau (63):

Analyse d'amphibole de l'intrusion basique du N de Nashalj					
SiO ₂	48,66	Si	7,33] Z = 8	
Al ₂ O ₃	5,07	Al _{IV}	0,67		
Fe ₂ O ₃	-	Al _{VI}	0,23] X + Y = 7,15	
FeO	15,99	Ti	0,09		
MnO	0,26	Fe	2,01		
MgO	12,77	Mg	2,87		
CaO	11,53	Mn	0,03		
Na ₂ O	0,14	Na	0,04		
K ₂ O	0,08	K	0,02		
TiO ₂	0,79	Ca	1,86		
P ₂ O ₅	0,06				
H ₂ O ⁺	1,80				
H ₂ O ⁻	-				
Formule structurale basée sur 23 oxygènes					

Tableau 63

Dans les diagrammes $[Al]^{IV} / (Na + K)$ et $[Al]^{IV} / ([Al]^{VI} + Fe^{+3} + Ti)$ (in DEER et al., 1966), cette amphibole se place dans le groupe des hornblendes. Il s'agit aussi d'une hornblende actinolitique dans la classification de LEAKE (1968).

Composition chimique

Gabbrodiorites									
Oxydes	E-21	E-293	E-22	E-505	Norme	E-21	E-293	E-22	E-505
					CIPW				
SiO ₂	51.79	51.86	51.76	50.35	Q	-	-	5.59	1.16
Al ₂ O ₃	15.20	15.93	17.67	18.05	Or	4.25	10.04	5.31	6.79
Fe ₂ O ₃	7.15	4.27	2.75	3.98	Ab	53.93	38.33	24.28	27.07
FeO	4.64	5.21	6.88	5.97	An	8.46	18.11	32.67	31.49
MnO	0.10	0.22	0.16	0.14	Neph	2.32	-	-	-
MgO	3.76	4.79	4.10	5.17	Diop	10.86	9.68	5.29	5.64
CaO	5.13	7.17	9.52	8.66	Heden	-	2.78	3.47	2.30
Na ₂ O	6.88	4.53	2.87	3.20	Ens	-	4.46	7.75	10.25
K ₂ O	0.72	1.70	0.90	1.15	Ferros	-	1.47	5.82	4.79
TiO ₂	2.09	1.52	1.81	1.16	Forst	3.03	2.08	-	-
P ₂ O ₅	0.27	0.29	0.30	0.25	Fayal	-	0.75	-	-
CO ₂	0.20	-	0.30	-	Mag	9.22	6.19	3.98	5.77
H ₂ O+	1.60	2.41	0.89	2.46	Hem	0.78	-	-	-
H ₂ O-	-	-	-	-	Ilm	3.96	2.88	3.43	2.20
					Ap	0.63	0.68	0.71	0.59
					Cc	0.45	-	0.68	-
					Eau	1.60	2.41	0.88	2.46
Total	99.53	99.90	99.91	100.54	Total	99.54	99.90	99.91	100.54
CIPW-LACROIX	76-E-21	II, 5, '3, '5			Diorite				
	76-E-293	II', 5, 3', 4			Diorite				
	76-E-22	II', '5, 4, 4'			Diorite				
	77-E-505	II', 5, 4, 4			Diorite				

Tableau 64

Le tableau (64) présente la composition des roches intrusives du niveau supérieur (E-21), du niveau moyen (E-293) et du niveau inférieur (E-22) de la région de Naragh, ainsi que celles de la région de Nashalj (E-505).

Il s'agit, dans la classification CIPW-LACROIX, de diorites, tandis que dans celle de MIDDLEMOST (1980) ce sont des équivalents de basaltes. Ces roches basiques varient dans une gamme faiblement sursaturée (E-22 & 505) à légèrement sous-saturée (E-21); ce qui les place respectivement, dans le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), dans les tholéïtes, les tholéïtes à olivine et les basaltes alcalins.

Dans les roches intrusives de la région de Naragh, les teneurs en Na_2O augmentent du niveau inférieur vers le niveau supérieur, tandis que CaO et Al_2O_3 diminuent régulièrement. Cela correspond surtout à la présence de plagioclases calciques dans les niveaux inférieur-moyen et de plagioclases sodiques dans le niveau supérieur. Les oxydes Fe-Ti montrent aussi des valeurs plus élevées dans le niveau supérieur, ce qui, avec la présence de phénocristaux d'oxydes opaques, confirme l'oxydation plus importante de ces roches au cours de la cristallisation.

Dans le diagramme alcalins/silice (KUNO, 1959), ces roches appartiennent au domaine de la série alcaline, sauf (E-22) qui s'écarte vers le domaine des roches calco-alcalines. Quant au diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), toutes ces roches s'y trouvent dans le champ des basaltes.

2.2.5. Gabbros à clinopyroxène

Il s'agit des petits massifs subvolcaniques du Nord de Mehrzamin (secteur d'Indes Ravand), intrusifs dans la séquence de l'Eocène supérieur.

Les roches ont une texture grenue à microgrenue porphyrique; les phénocristaux de plagioclase (atteignant 1 cm) et de pyroxène sont liés par un fond assez fin.

Au microscope, les phénocristaux forment environ 55 à 60 % du volume. Il s'agit de plagioclases calciques (labrador-bytownite) automorphes à subautomorphes, avec transformation parfois poussée en damourite (surtout), chlorite, calcite, épidote, zéolite, prehnite et albite. Le clinopyroxène s'observe parfois en inclusion dans le plagioclase. Il y a aussi des phénocristaux automorphes-subautomorphes de clinopyroxène, avec $Z \wedge C = 42^\circ$ et $2V^* = 55-60^\circ$, présentant une transformation parfois poussée en chlorite (pennine), serpentine, hématite, calcite, leucoxène.

La matrice est formée surtout de baguettes de plagioclase (0,2 - 0,5 mm), avec une structure à tendance intersertale où chlorite, serpentine, oxydes de fer, leucoxène et parfois zéolite fibro-sphérolitique occupent les interstices des plagioclases. Le clinopyroxène se présente parfois dans la matrice avec de l'apatite accessoire.

Composition chimique

Dans la classification CIPW-LACROIX, ces roches par leur indice de coloration $P = \text{II}$, se placent dans le groupe des diorites, tandis que la présence de plagioclase essentiellement calcique (labrador), et la faiblesse en SiO_2 leur donnent un aspect plus basique. D'ailleurs dans la classification de MIDDLEMOST (1980), elles sont l'équivalent des basaltes. Nous les appelons donc gabbros.

Gabbros à clinopyroxène					
Oxydes	E-73	JH-340	Norme CIPW	E-73	JH-340
SiO ₂	46.72	47.13	Or	3.95	3.72
Al ₂ O ₃	20.06	20.89	Ab	28.91	22.46
Fe ₂ O ₃	2.70	0.69	An	34.21	42.93
FeO	7.31	7.74	Neph	3.26	0.29
MnO	0.20	0.14	Diop	4.42	5.80
MgO	2.95	2.66	Heden	5.11	9.38
CaO	9.66	12.45	Forst	3.71	2.75
Na ₂ O	4.13	2.72	Fayal	5.42	5.63
K ₂ O	0.67	0.63	Mag	3.91	1.00
TiO ₂	1.10	0.98	Ilm	2.08	1.86
P ₂ O ₅	0.35	0.13	Ap	0.82	0.30
CO ₂	-	-	Eau	4.48	3.45
H ₂ O+	4.49	3.40			
H ₂ O-	-	0.05			
Total	100.34	99.61	Total	100.34	99.61
CIPW-LACROIX 77-E-73			II, 5, 4 (4) 5	Diorite	
JH-340			II, 5, 4', 4 (5)	Diorite	

Tableau 65

Ces roches montrent de fortes teneurs en Al₂O₃ et CaO, ce qui correspond à leur teneur élevée en plagioclase calcique modal. De plus, l'abondance de clinopyroxène dans ces roches explique aussi en partie les teneurs remarquables en CaO et FeO. Cela apparaît dans la norme par des valeurs assez notables en hédénbergite, ce qui semble compatible avec leurs teneurs relativement faibles en MgO.

Ces roches sont faiblement sous-saturées ($Ne < 5\%$) et, par leur composition normative, se classent dans les basaltes alcalins du tétraèdre de YODER et TILLEY (1962). Cela est confirmé dans le diagramme alcalins-silice de KUNO (1959) où elles se placent dans la série alcaline. Dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR), ces roches sont les équivalents des basaltes.

3 CONCLUSION

Les nombreux massifs intrusifs du Tertiaire se sont mis en place surtout dans la sous-zone centrale (en Iran central) qui a été alors le siège d'un volcanisme relativement intense. Un bon nombre de ces massifs circonscrits sont de nature épizonale à subvolcanique. Parfois même une transition entre un faciès granitique et un faciès rhyolitique peut être mise en évidence (massif NW du Siah Kuh).

Gabbros à clinopyroxène					
Oxydes	E-73	JH-340	Norme CIPW	E-73	JH-340
SiO ₂	46.72	47.13	Or	3.95	3.72
Al ₂ O ₃	20.06	20.89	Ab	28.91	22.46
Fe ₂ O ₃	2.70	0.69	An	34.21	42.93
FeO	7.31	7.74	Neph	3.26	0.29
MnO	0.20	0.14	Diop	4.42	5.80
MgO	2.95	2.66	Heden	5.11	9.38
CaO	9.66	12.45	Forst	3.71	2.75
Na ₂ O	4.13	2.72	Fayal	5.42	5.63
K ₂ O	0.67	0.63	Mag	3.91	1.00
TiO ₂	1.10	0.98	Ilm	2.08	1.86
P ₂ O ₅	0.35	0.13	Ap	0.82	0.30
CO ₂	-	-	Eau	4.48	3.45
H ₂ O+	4.49	3.40			
H ₂ O-	-	0.05			
Total	100.34	99.61	Total	100.34	99.61
CIPW-LACROIX 77-E-73			II, 5, 4 (4) 5	Diorite	
JH-340			II, 5, 4', 4 (5)	Diorite	

Tableau 65

Ces roches montrent de fortes teneurs en Al₂O₃ et CaO, ce qui correspond à leur teneur élevée en plagioclase calcique modal. De plus, l'abondance de clinopyroxène dans ces roches explique aussi en partie les teneurs remarquables en CaO et FeO. Cela apparaît dans la norme par des valeurs assez notables en hédénbergite, ce qui semble compatible avec leurs teneurs relativement faibles en MgO.

Ces roches sont faiblement sous-saturées ($Ne < 5\%$) et, par leur composition normative, se classent dans les basaltes alcalins du tétraèdre de YODER et TILLEY (1962). Cela est confirmé dans le diagramme alcalins-silice de KUNO (1959) où elles se placent dans la série alcaline. Dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR), ces roches sont les équivalents des basaltes.

3 CONCLUSION

Les nombreux massifs intrusifs du Tertiaire se sont mis en place surtout dans la sous-zone centrale (en Iran central) qui a été alors le siège d'un volcanisme relativement intense. Un bon nombre de ces massifs circonscrits sont de nature épizonale à subvolcanique. Parfois même une transition entre un faciès granitique et un faciès rhyolitique peut être mise en évidence (massif NW du Siah Kuh).

Le rôle des fractures dans la mise en place de ces plutons et la montée relativement rapide du magma vers des niveaux peu profonds est important, comme le montre la présence de nombreux massifs subvolcaniques à aspect porphyrique dans les zones accidentées. Une perturbation dans les structures géologiques et le redressement des couches encaissantes sont aussi liés à la mise en place probablement diapirique de quelques-uns de ces massifs.

Pétrographiquement, les intrusions granitoïdes forment plus de 90 % de nos roches intrusives et constituent les massifs les plus étendus de la région étudiée. Ces massifs sont assez homogènes, mais on note quelques changements minéralogiques et chimiques transitionnels. Quant aux intrusions basiques à intermédiaires, elles apparaissent en massifs stratoïdes ou en petits massifs isolés.

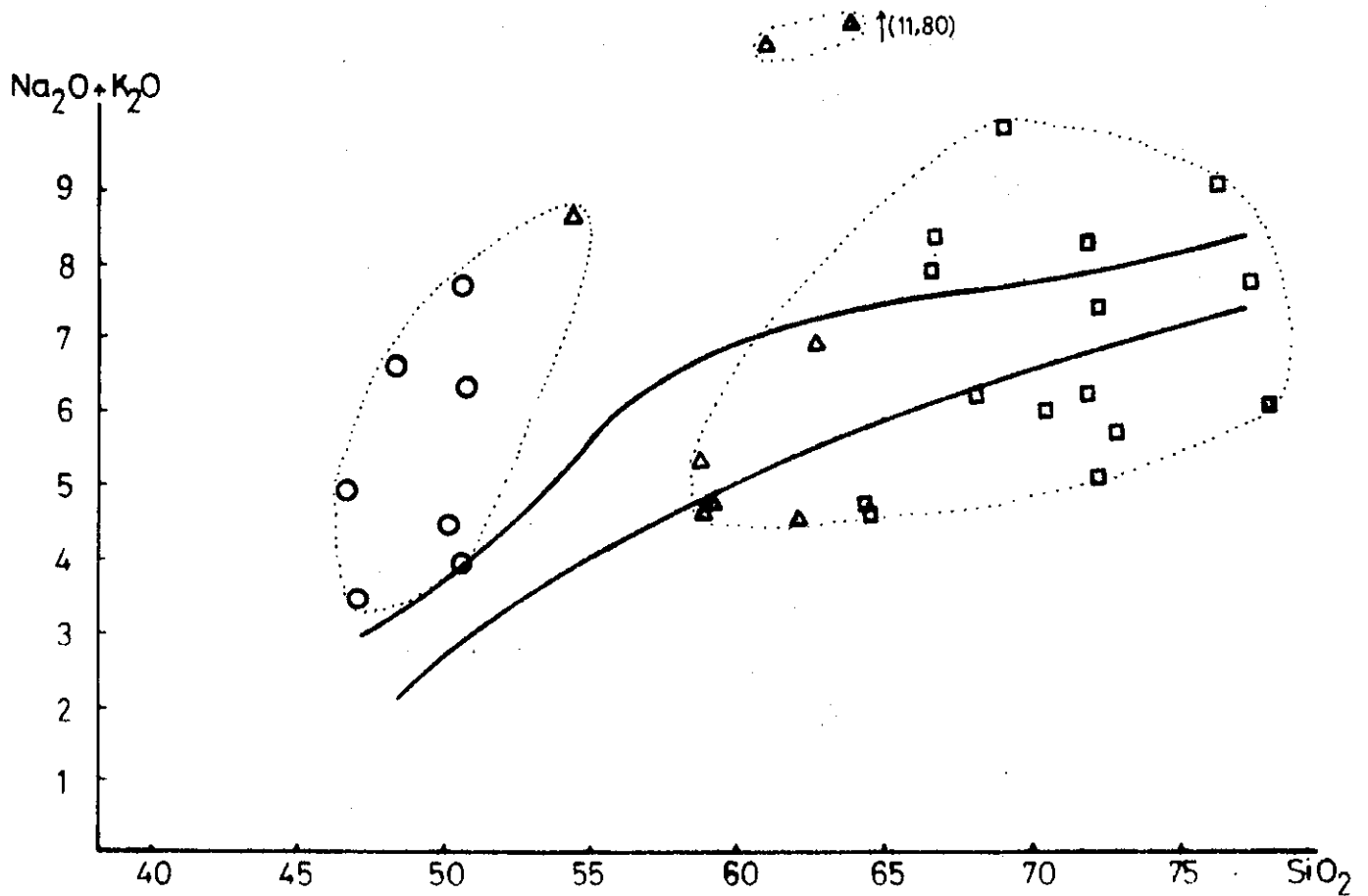


Fig. 75 - Diagramme alcalins/ silice (KUNO, 1959), des roches intrusives acides (◻), intermédiaires (▲), et basiques (○).

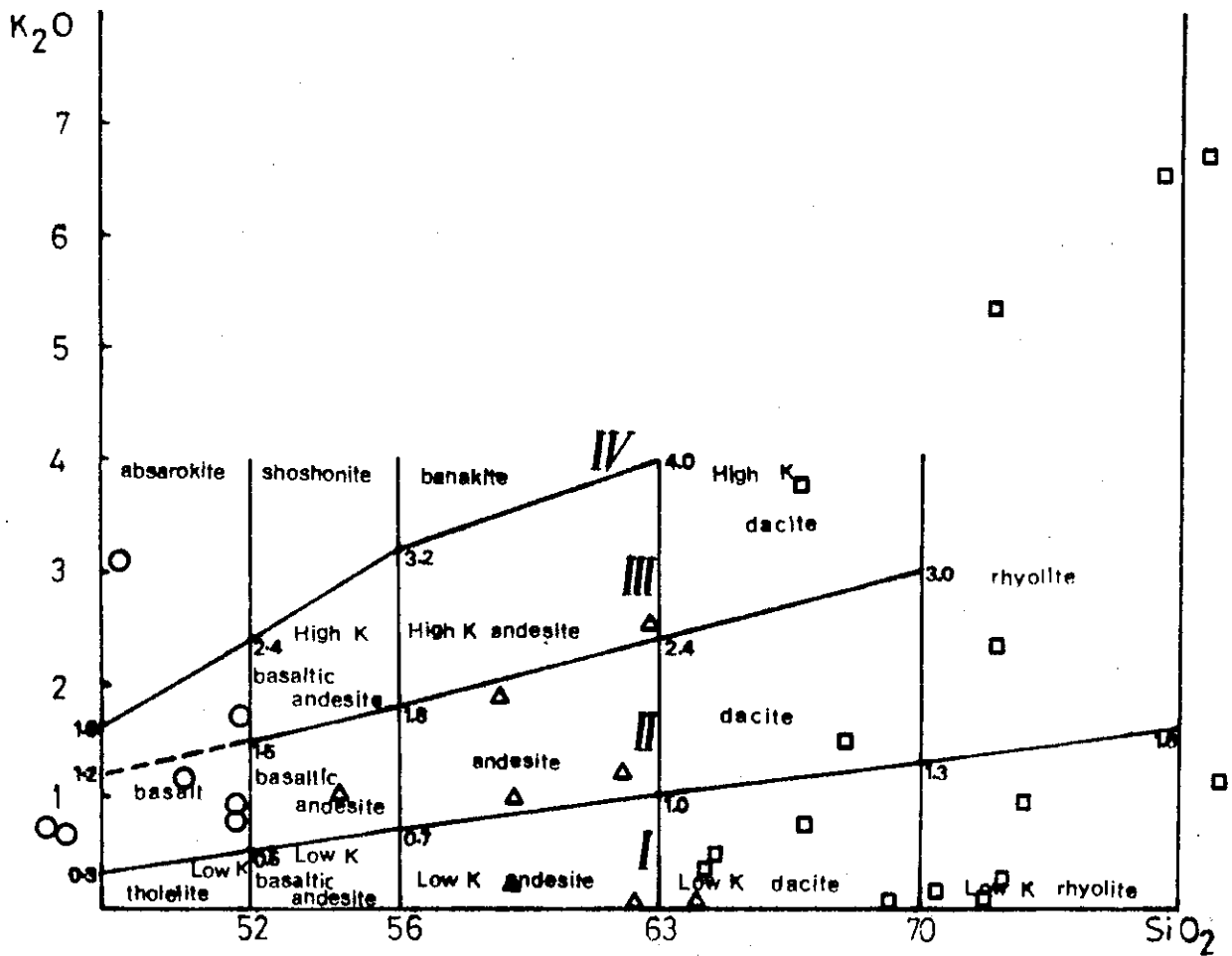


Fig. 76 - Diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) des roches intrusives de la région étudiée (mêmes symboles que fig.75).

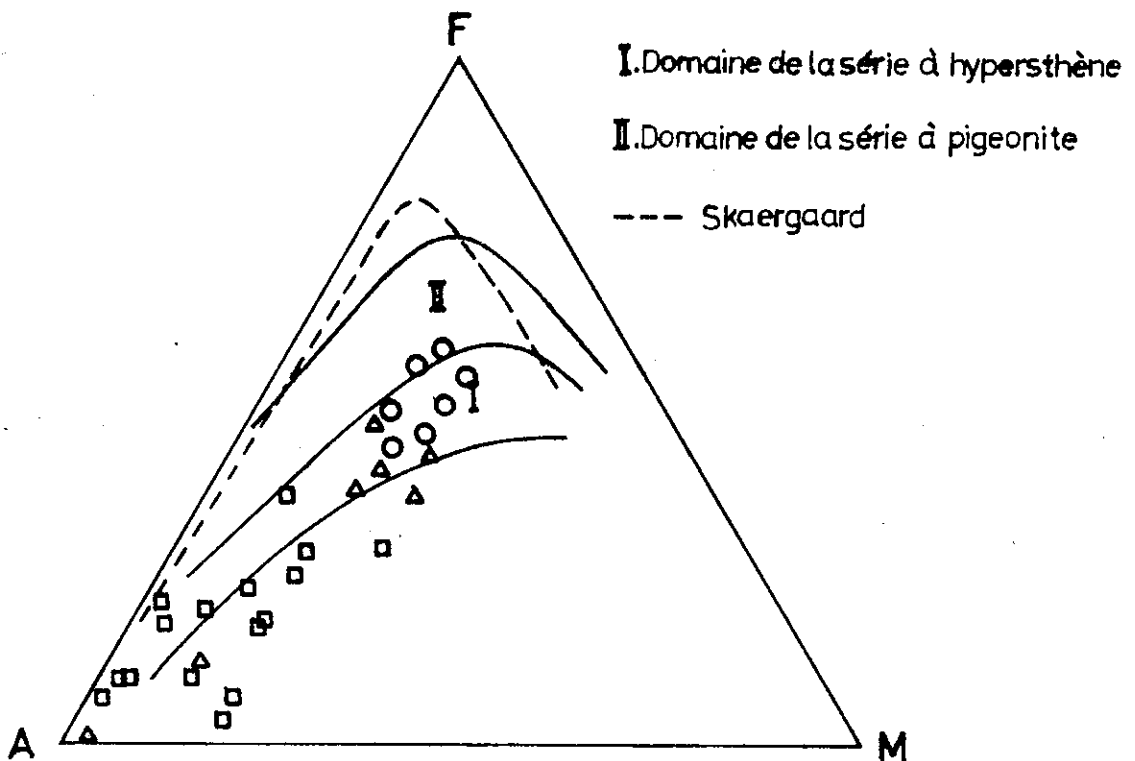


Fig. 77 - Diagramme AFM des roches intrusives de la région étudiée (mêmes symboles que fig. 75).

tel-005099888, version 11/17 Aug 2010

Chimiquement, les intrusions gabbrodioritiques sont bien groupées dans le domaine de la série alcaline du diagramme alcalins/silice (KUNO, 1959) (fig. 75), ce qui est également la tendance dominante des termes volcaniques basiques de la région étudiée. Ces faciès intrusifs basiques, par leur composition minéralogique normative, varient dans une gamme de roches faiblement sursaturées, saturées et légèrement sous-saturées. Les granitoïdes sont, par contre, dispersés dans le diagramme alcalins/silice et s'observent dans les domaines subalcalins, calco-alcalins et alcalins. Cette dispersion affecte parfois un même pluton; par exemple, les intrusions granophyriques granitiques-rhyolitiques de la région de Doudhak-Ravanj, caractérisées par la présence de phénocristaux de quartz et plagioclase, appartiennent à un même épisode magmatique, montrant des tendances variables: les alcalins (surtout K_2O) ont tendance à augmenter dans les termes subvolcaniques presque superficiels (à texture rhyolitique) et les filons associés. Cet enrichissement est dû probablement au transfert gazeux, intervenu dans le réservoir magmatique. BARTH (1961, in KOGARKO, 1974) indique que certaines laves alcalines peuvent être formées au cours d'une différenciation (par diffusion) d'un magma tholéiitique: les alcalins et les volatils migrent vers les parties supérieures d'une chambre magmatique ayant une grande extension verticale. Ainsi, le magma enrichi en alcalins et volatils, donc relativement moins visqueux et plus mobile, a son ascension facilitée à travers les fractures et présente dans notre région des termes à tendance calco-alcaline ou même alcaline, issus d'un terme granitique subalcalin.

Sur le diagramme K_2O/SiO_2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1976), les points représentatifs des granitoïdes sont dispersés entre un pôle sodique et presque dépourvu de K_2O et un pôle potassique, avec plus de 6 % K_2O . Les termes intrusifs basiques alcalins de la sous-zone centrale (en Iran central) montrent une tendance sodique, mais le faciès basique de la zone de Sanandaj-Sirjan est assez riche en K_2O et se place dans le champ des absarokites.

Dans le diagramme AFM, les roches intrusives de la région étudiée sont essentiellement localisées dans le domaine de la série hypersthénique de KUNO, et plutôt dans le domaine inférieur de cette série. Elles ne montrent aucun enrichissement en fer, mais leur enrichissement en alcalins est caractéristique.

=====

tel:005000999 version 1 17 Aug 2010

II - METAMORPHISMES ET ALTERATIONS HYDROTHERMALES

1. METAMORPHISME ET DEFORMATION DANS LA ZONE DE SANANDAJ-SIRJAN

La zone de Sanandaj-Sirjan comprend, dans notre région, un faciès quartzitique peu étendu, d'âge jurassique, et une séquence calcaro-pélimitique épaisse et étendue, d'âge crétacé inférieur (cf. chapitre stratigraphie).

Certains auteurs, dont BERBERIAN (1973), BERTHIER et al. (1974), BOLOURCHI (1975), ont signalé les phénomènes de métamorphisme et de déformation du Crétacé supérieur - Paléocène (phase laramienne) dans la partie NW de la zone de Sanandaj-Sirjan (Sanandaj, Hamadan, Borujerd, Shahr-e-Kord), qui comprend aussi notre région. BERBERIAN (1973) a démontré qu'au cours de la phase orogénique laramienne les sédiments pré-paléocènes de cette partie de la zone de Sanandaj-Sirjan ont été plissés, déformés et métamorphisés (faciès schistes verts). L'axe B_1 , correspondant à l'activité tectonique et au métamorphisme de la phase laramienne, est essentiellement N 145° E, avec L_2 (linéation B_1) et B_2 (axe des plis) indiquant une direction du maximum de déformation compressive voisine de N 145° E, l'orientation de la contrainte principale (perpendiculaire à L_2 et B_2) étant N 55° E.

Dans la région étudiée, la séquence du Crétacé présente les deux principales paragenèses suivantes :

- calcaires dolomitiques et gréseux: ils sont recristallisés, déformés (plissement et schistosité) et constitués essentiellement de calcite, de dolomite et de quartz. Des fantômes recristallisés d'orbitolines et d'autres organismes sont parfois visibles;
- schistes et schistes calcaires: ils montrent des plans de schistosité où l'on observe souvent des taches d'oxydes de fer, formés par oxydation de cristaux cubiques de pyrite. Ces roches sont formées de calcite, quartz, albite, chlorite, séricite, hématite (par transformation de la pyrite) et minéraux argileux. Ces derniers ont été l'objet d'une étude par diffraction des R.X. après gonflement à l'éthylène glycol et chauffage. La méthode utilisée est celle mise au point par KUBLER (1968); elle consiste à mesurer la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å de l'illite ou des micas. Cette valeur montre l'indice de cristallinité de l'illite (I.C.), mais elle dépend aussi des conditions expérimentales de l'analyse⁺. Dans les conditions utilisées, les limites obtenues sont les suivantes (d'après J. APRAHAMIAN):

+ Les conditions expérimentales de l'appareillage de l'Institut Dolomieu (Grenoble) sont les suivantes:

- . Diffractomètre Phillips; .
 - . 54 KV; 30 mA; $CuK\alpha$; filtre Ni;
 - . vitesse 800 mm/h;
 - . sensibilité 2, 10³; inertie 2 s; fentes 1 - 1 A.R.
- (collimateur)

- limite diagenèse - anchizone: I. C. = 5, 1;
- limite anchizone - épizone : I. C. = 2, 8.

Les valeurs obtenues pour ces faciès schisteux sont de l'ordre de 2, 6 et 2, 7, ce qui les place dans l'épizone.

2. METAMORPHISME DANS LA ZONE D'IRAN CENTRAL

Dans cette partie de l'Iran, les volcanites, surtout celles du Paléogène, présentent certaines transformations ayant produit des paragenèses secondaires; l'intensité ainsi que la nature des processus peuvent être variables.

M. AMIDI (1975) pense qu'un métamorphisme régional de caractère statique, et sans traces de déformation, a affecté toutes les formations pré-Miocène moyen de la région Natanz-Nafn-Surk. Toutefois, aucune zonalité métamorphique n'est observable dans cette région. Dans la région de Mianeh (en Azerbaïdjan), LESCUYER et RIOU (1976) indiquent un métamorphisme hydrothermal, ainsi qu'un métamorphisme thermique d'âge éocène terminal à caractère régional et statique (sans schistosité, ni plissement). Ce dernier est attribué à un flux thermique contemporain des émissions volcaniques de l'Ensemble moyen ou supérieur de l'Eocène et/ou précurseur du magmatisme acide oligocène.

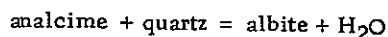
Dans notre région, avant d'examiner les conditions thermodynamiques et la nature des processus liés à l'apparition des paragenèses secondaires, on peut souligner que l'ensemble de ces phénomènes n'a modifié ni la stratification, ni les textures ou les structures originelles des roches intéressées.

En dehors des paragenèses de métamorphisme de contact produit par les plutons intrusifs, les dykes, les sills et quelques masses dômes, que nous étudierons plus loin, les minéraux produits par métamorphisme des différents termes éruptifs sont les suivants:

2.1. Minéralogie des paragenèses secondaires

Plagioclase - Il s'agit surtout d'albite, sous la forme de taches, de veinules, et parfois en auréole autour du plagioclase; moins fréquemment de feldspath potassique.

Ce minéral, à très basse pression (12 bars) et à une température de 190°C, selon CAMPBELL et FYFE (1965), dérive de la réaction d'équilibre suivante:



A pression plus élevée, les déterminations expérimentales de LIOU (1971a), pour cette réaction, sont de l'ordre de 200°C à 2 kb, 196 ± 5°C à 3 kb, et 183 ± 5°C à 5 kb.

Chlorite - Elle est très abondante dans les roches volcaniques ou plutoniques, et dérive de la transformation de divers minéraux ferromagnésiens (surtout amphibole et biotite) et des plagioclases. Il s'agit souvent de ripidolite et de pennine (dét. aux R. X.). Ces chlorites s'observent en plages (pseudomorphoses de minéraux), en faciès fibro-radiés (surtout dans les vésicules et cavités des roches) et en filonnets.

Le champ de stabilité de la chlorite est vaste. Elle peut être stable aussi bien dans les conditions de diagenèse que de métamorphisme (WINKLER, 1979). Sa limite supérieure serait autour de 800° C et à des pressions élevées (VELDE et al. 1973).

Micas blancs - Ils sont souvent représentés par des paillettes de séricite et parfois des plages de muscovite (muscovite $2M_1$, dét. aux R. X.), pseudomorphosant des plagioclases (parfois la quasi totalité des cristaux, comme dans certaines laves porphyriques basiques de l'Eocène supérieur et du Lutétien inférieur). Les micas blancs sont souvent associés avec la chlorite, dénotant un métamorphisme de degré faible ou très faible, car cette association disparaît dans les roches métamorphiques de degré moyen, sous réserve que la chlorite ne soit pas très riche en Mg (WINKLER, 1979).

Epidotes - Il s'agit souvent de pistachite, mais la zoïsite/clinozoïsite et, plus rarement, l'allanite sont présentes. Les épidotes dérivent surtout de la déstabilisation de plagioclases calciques, mais aussi de minéraux ferromagnésiens, tels que le clinopyroxène et la hornblende. L'épidote existe également dans certaines vésicules des laves basiques à intermédiaires, surtout celles de l'Eocène supérieur.

Le domaine de stabilité de l'épidote est vaste, allant du stade très faible jusqu'au stade moyen du métamorphisme. Elle montre une sensibilité à la fugacité de CO_2 et de O_2 . Cette dernière augmente sa teneur en Fe_3 , sa composition évoluant vers le terme pistachite. Ainsi, le champ de stabilité de l'épidote ferrifère augmente-t-il dans le domaine des faibles températures (LIOU, 1973). Selon, le même auteur, la limite supérieure de stabilité de l'épidote est d'environ 630°C à 2 kb, et la limite inférieure autour de $220^\circ \pm 50^\circ C$ pour P totale de 1 à 6 kb. Pour J. BOCQUET également (1974), le domaine de stabilité de l'épidote dépasse 600° C. Enfin, dans le métamorphisme de stade faible et le faciès schistes verts, la présence de zoïsite/clinozoïsite est caractéristique (WINKLER, 1979).

Calcite - C'est un minéral banal de la majorité de nos paragenèses secondaires. Elle pseudomorphose souvent des minéraux ferromagnésiens et des plagioclases; elle est présente également dans les vésicules et les cavités, ainsi qu'en filonnets. Elle subsiste dans les stades très faibles et faibles du métamorphisme; l'assemblage calcite + quartz persiste même aux stades plus élevés (WINKLER, 1979).

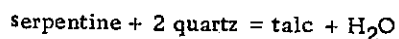
Amphiboles - On observe différentes variétés d'amphibole dans les roches éruptives métamorphisées. Une hornblende vert-brunâtre remplace les cristaux de clinopyroxène aussi bien dans certains termes de l'Eocène (par exemple E_4) que dans ceux du Néogène (NgV_1 , faciès doméens, etc.). Une amphibole verdâtre édénitique (dét. aux R. X.) s'observe dans la matrice d'un faciès porphyrique de l'Eocène supérieur (E_6), mais aussi dans certains termes intrusifs

(cf. chapitre pétrographie) de notre région. L'actinote à faciès fibreux ou aciculaire est assez fréquente; elle dérive de la transformation du clinopyroxène ou remplace parfois les cristaux de hornblende verte; dans ce dernier cas, elle est plus ou moins associée avec l'épidote.

L'actinote est un minéral du faciès schistes verts, mais comme la chlorite, le mica blanc et l'épidote ferrifère, elle peut se présenter dès le stade très faible. WINKLER (1979) estime que le passage de l'actinote à la hornblende se fait aux environs de 500° C, température qui augmente légèrement avec l'élévation de pression.

Biotite - Il existe deux types de biotite. L'un est la biotite verte qui remplace les clinopyroxènes dans quelques faciès diabasiques de l'Eocène (E₂), et parfois dans les intrusions basiques de la région de Naragh. L'autre est la biotite brune à brun foncé (surtout dans quelques faciès subvolcaniques et dôméens) qui se forme par transformation de la hornblende, et plus rarement du clinopyroxène (cf. laves basiques de l'Oligocène). Elle persiste dans beaucoup de roches métamorphiques, l'assemblage stilpnomélane + biotite pouvant se produire dès le stade très faible (WINKLER, 1979).

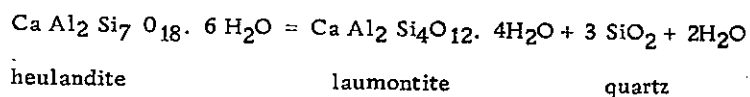
Serpentine - Elle provient essentiellement de la transformation de l'olivine et du pyroxène des termes basiques (par exemple, les diabases E₂). Dans les conditions métamorphiques du stade très faible, la serpentine en présence de quartz donne la réaction suivante:



Cette réaction est très près de la limite des métamorphismes de degré très faible et faible (WINKLER, 1979).

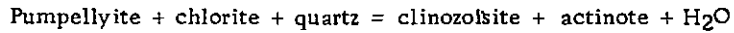
Zéolites - Elles se présentent souvent en faciès fibro-radié dans les vésicules et cavités, surtout dans les roches basiques à intermédiaires des séquences volcaniques subaquatiques de l'Eocène. Elles pseudomorphosent aussi des minéraux comme les plagioclases.

La laumontite est le seul minéral métamorphique du groupe des zéolites, et il caractérise le métamorphisme de stade très faible, dans le domaine des basses pressions (WINKLER, 1979). Selon ZWART et al. (1967, in WINKLER, 1979), le métamorphisme commence par l'assemblage laumontite + quartz. La température à laquelle la laumontite se produit (début du métamorphisme) est légèrement inférieure à 200° C, selon la réaction suivante:



Pumpellyite - Sa présence douteuse, avec un faciès aciculaire minuscule et verdâtre, s'observe plutôt dans certains termes basiques (par exemple, laves basiques E₆ du NE d'Aran, etc.); elle se développe souvent sur les phénocristaux de plagioclase, mais aussi dans la mésostase. Elle est plus ou moins associée avec calcite, chlorite, hématite, prehnite, épidote, albite, leucoxène, etc.

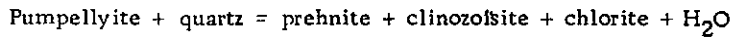
Ce minéral est caractéristique d'un métamorphisme de stade très faible, et disparaît à la limite du degré faible ou faciès schistes verts, selon la réaction suivante:



D'après NITSCH (1971), cet équilibre se situerait au-dessus de $2,5 \pm 1,0$ kb P H₂O, avec les stades suivants:

2,5 kb/ 345° \pm 20° C; 4 kb/350° \pm 20° C et 7 kb/ 370° \pm 20° C.

Au-dessous de 2,5 Kb, on aurait d'après NITSCH:



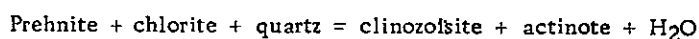
réaction se produisant très probablement vers 340° \pm 20°C à 1 kb de P H₂O (WINKLER, 1979).

Prehnite - Elle s'observe en plages ou en faciès fibro-radié et elle pseudomorphose surtout des plagioclases calciques dans certaines de nos roches éruptives basiques. Elle existe également en agrégats fibreux ou fibro-sphérolitiques, plus ou moins associés avec calcite et silice, dans les cavités des laves (par exemple, laves porphyriques de l'Eocène supérieur du Kuh-e-Golestan). Sa présence est confirmée par l'étude aux R.X., ainsi que par l'analyse chimique suivante:

Analyse de prehnite des laves éocènes (E ₆) du Kuh-e-Golestan			
SiO ₂	43.79	Si	6.08
Al ₂ O ₃	23.94	Al	3.92
Fe ₂ O ₃	0.90	Fe ⁺³	0.09
FeO	0.00	Fe ⁺²	0.00
MnO	0.08	Mg	0.00
MgO	0.00	Ti	0.00
CaO	25.36	Mn	0.01
Na ₂ O	0.00	Na	0.00
K ₂ O	0.00	K	0.00
TiO ₂	0.02	Ca	3.77
P ₂ O ₅	0.13		
H ₂ O ⁺	4.73		
H ₂ O ⁻	0.00		
		Formule structurale basée sur 22 oxygènes	

Tableau 66

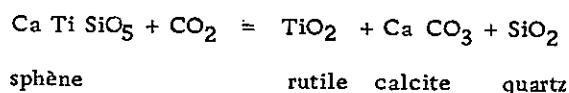
La prehnite, comme la pumpellyite, appartient au métamorphisme de stade très faible, et donne la réaction suivante vers 340° C \pm 20° C / 1 kb P H₂O (in WINKLER, 1979):



tel-00500988 version 1 - 17 Aug 2010

Dans les conditions où la pression fluide est égale à la pression totale, la stabilité de la prehnite, aux températures les plus élevées, serait de l'ordre de 403° C à 3 kb et de 393° C à 5 kb (LIOU, 1971).

Leucoxène et sphène - Ils s'observent en plages plus ou moins idiomorphes (sphène) ou en granules (leucoxène) dans beaucoup de nos roches éruptives. Le leucoxène dérive souvent par altération de la titanomagnétite et de l'ilménite, parfois de minéraux comme la hornblende et le clinopyroxène. ERNST (1972b, in WINKLER, 1979) indique que le sphène coexiste mieux avec quartz et calcite qu'avec le rutile. En effet, le sphène est sensible à la présence de CO₂ et aux températures compatibles avec le faciès pumpellyite - prehnite, la stabilité du sphène correspond à X_{CO₂} (fraction molaire de CO₂, présente dans les fluides) inférieure à 0,04 (HUNT et KERRICK, 1977). De plus, l'augmentation de pression diminue cette fraction, et favorise la stabilité du sphène:



Le tableau (67) montre la répartition de ces minéraux dans les différentes roches volcaniques et intrusives de la région étudiée. On observe que les phénomènes de transformation en chlorite, micas blancs, calcite et leucoxène sont banals; ces minéraux sont donc ubiquistes dans toutes les séquences. Par contre, les autres minéraux peuvent être absents de certaines phases; par exemple, les transformations en serpentine et prehnite ne sont pas observées dans les intrusions acides et les volcanites du Lutétien supérieur (E₃, E₄, E₅) à prédominance de matériaux acides, ou bien les zéolites s'observent plutôt dans les volcanites de la région étudiée. En outre, ce tableau montre la fréquence relative des phénomènes de transformation dans ces phases volcaniques ou plutoniques; par exemple, on voit que dans les volcanites de l'Eocène supérieur la transformation en chlorite est plus répandue que l'épidotisation, alors que cette dernière est plus fréquente que l'albitisation dans la séquence volcanique à subvolcanique de NgV₂, etc.

2.2. Paragenèses minérales

Nous avons vu que certains minéraux de nos paragenèses secondaires ont une stabilité assez étendue, pouvant s'observer dans les différents domaines du métamorphisme; ainsi, ils sont ubiquistes. Mais en général, en accord avec WINKLER (1979), nous avons constaté les regroupements suivants:

Phases Minéraux	Volcanites E2	Volcanites E3·E4·E5	Volcanites E6	Volcanites Olig·Mio·	NgV1	NgV2	Intrusions acides	Intrusions bas-interm.
Albite								
Chlorite								
Micas blancs								
Epidote								
Clino- zoïsite								
Calcite								
Hornblende								
Actinote								
Biotite								
Serpentine								
Prehnite								
Zéolites								
Pumpellyite								
Leucoxène Sphène								

Tableau 67 - Répartition des minéraux des paragenèses secondaires dans les différentes roches volcaniques et intrusives de la région étudiée.

tel-00509888 - version 1 - 17 Aug 2010

2. 2. 1. Stade très faible (faciès zéolite)

- Prehnite + pumpellyite (?) + chlorite + albite + ...
- Prehnite + chlorite + mica blanc + ...
- Chlorite + serpentine + pumpellyite (?) + calcite + ...
- Zéolites + chlorite + mica blanc + calcite + ...
- Zéolites + épidote + calcite + chlorite + ...

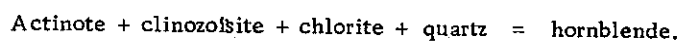
Certaines autres paragenèses minérales peuvent subsister dans ce domaine. En outre, l'absence de minéraux de pressions assez élevées, comme par exemple l'aragonite, la lawsonite, le glaucophane et la jadéite, dans nos paragenèses est caractéristique et montre qu'elles se sont produites à des pressions relativement basses (fig. 78).

2. 2. 2. Stade faible (faciès schistes verts)

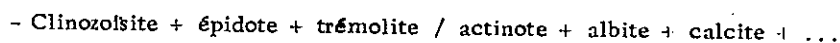
Dans ce stade, la présence de clinozoisite/zoisite est caractéristique dans les associations suivantes:

- Zoisite + épidote + actinote + ...
- Clinozoisite + épidote + chlorite + calcite + actinote + mica blanc + ...
- Epidote + actinote + biotite + chlorite + mica blanc + calcite + albite + ...

Ce dernier assemblage (dôme intrusif du Kuh-e-Aleh) coexiste dans certains cas avec une hornblende brunâtre, ce qui montre apparemment une température plus élevée pour cette paragenèse. On a déjà dit que l'actinote se transforme probablement en hornblende autour de 500° C:



Mais à cause des compositions complexes des minéraux en réaction, une certaine gamme doit être attendue dans les conditions de pression et de température (WINKLER, 1979). Cela pourrait expliquer pourquoi l'actinote persiste parfois avec la hornblende néoformée, jusqu'à ce que la température atteigne un degré plus élevé. C'est pourquoi dans le diagramme du métamorphisme de stade faible de WINKLER (fig. 78), la réaction d'isograde, pour les roches mafiques, est désignée comme hornblende⁺ et non comme actinote⁻ / hornblende⁺. Dans notre cas, il semble que la hornblende s'est produite d'abord par transformation du clinopyroxène, avec ensuite un changement partiel de la hornblende en actinote:



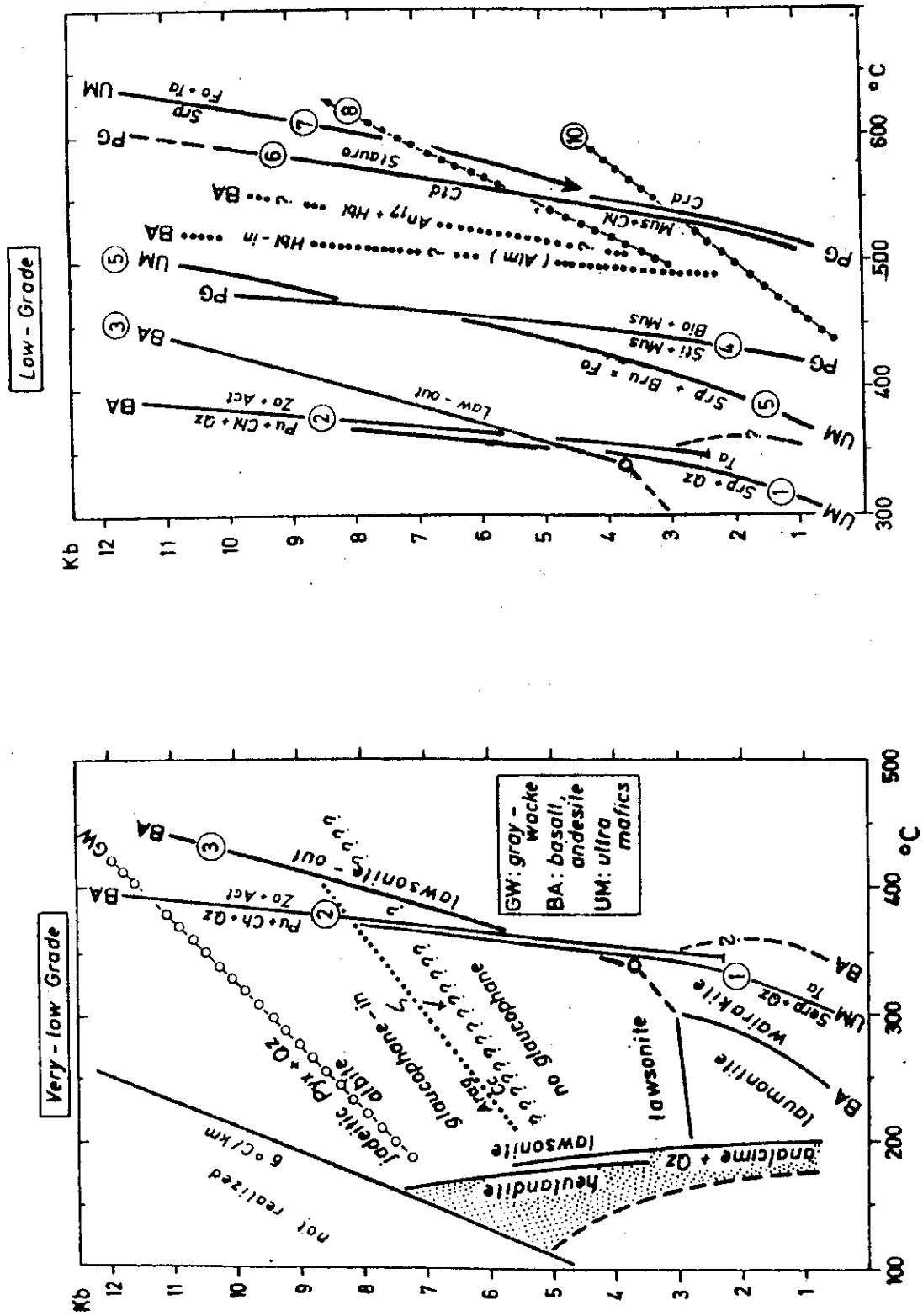


Fig. 78 - Domaines du métamorphisme de stades faible et très faible (in WINKLER, 1979).
 GW = grauwackes; BA = basaltes et andésites; UM = roches ultramafiques; PG = pélites et grauwackes.

Et dans certaines paragenèses à tendance vers le faciès amphibolite, on a :

- hornblende édenitique + chlorite + muscovite + albite + ...

Mais cette paragenèse est encore dans le domaine des faciès schistes verts, car selon certains auteurs dont WENK et KELLER (1969), WINKLER (1979), etc., le début du faciès amphibolite correspond à un changement brutal de l'albite en oligoclase (An 17). En outre, l'assemblage de muscovite + chlorite va disparaître dans le métamorphisme de stade moyen (si la chlorite n'est pas très riche en Mg) (WINKLER, 1979).

On peut citer encore plusieurs paragenèses secondaires, caractéristiques du stade faible. Dans ce domaine et dans celui du stade très faible, leucoxène et sphène ainsi que quartz, hématite, etc. peuvent accompagner plus ou moins les paragenèses secondaires.

2.3. Conditions thermodynamiques

2.3.1. Pression lithostatique

Dans la région étudiée la série éocène a une épaisseur de 3 000 à 3 500 m, ce qui ne dépasse pas un kilobar. De plus, les transformations décrites ne sont pas limitées aux séquences éocènes. Les paragenèses de stade faible ou très faible s'observent aussi bien dans certaines volcanites de l'Eocène que par exemple dans la séquence volcanique à subvolcanique NgV2 (Pliocène). C'est pourquoi aucune zonalité métamorphique ne peut être régionalement envisagée. En outre, le substratum sédimentaire des volcanites de l'Eocène, ainsi que les intercalations sédimentaires (par exemple, calcaires micritiques de l'Eocène, etc.) et volcano-sédimentaires ne montrent aucune trace d'un métamorphisme quelconque. Par exemple, l'étude des minéraux argileux des tufs verts de l'Eocène par diffractométrie des R.X. dans la région voisine de Saveh (CAILLAT et al. 1978), où les séquences éocènes sont, du point de vue de la succession et de l'épaisseur, comparables à notre région, révèle qu'ils appartiennent au domaine de la diagenèse. Ailleurs, comme dans l'Alborz où IWAO et HUSHMAND ZADEH (1971) ont décrit un métamorphisme d'enfouissement de degré très faible (faciès zéolite) pour les volcanites de l'Eocène (Formation de Karadj), il semble que l'épaisseur et une subsidence plus importante, ainsi peut-être qu'un gradient géothermique plus élevé, soient responsables des transformations. En tout cas, ces constatations montrent que le rôle de la pression lithostatique ne peut pas être essentiel, dans les transformations, équivalentes du métamorphisme de stades faible et très faible, des roches éruptives intéressées.

2.3.2. Pressions dirigées

Ce facteur a été utilisé, par exemple pour les faciès du Franciscan de Californie (BLAKE et al., 1967) ou les métamorphites à glaucophane d'Esfandagheh en Iran (SABZEHEI, 1974), pour expliquer un métamorphisme de haute pression et basse température. Dans ce modèle, les pressions dirigées, produites par exemple par le chevauchement de masses ultrabasiqes, qui jouent le rôle de "barrière imperméable" aux fluides, provoquent des surpressions fluides, dues à la concentration et à la mise en pression de ces fluides dans les formations sous-jacentes. Or, dans notre région, comme nous l'avons dit, les minéraux caractéristiques de pressions élevées comme la jadéite, le glaucophane, l'aragonite, la lawsonite, etc. n'existent pas. Mais il faut souligner le rôle de la fracturation et du diaclasage qui favorisent la circulation des fluides. En outre, la percolation de ces fluides dans les matériaux fissurés permet la mise en solution de certains de leurs éléments, tels que Na, Ca, Mg, etc., d'où la concentration et la cristallisation de ces éléments sous la forme de calcite, d'albite, de chlorite, etc. dans les zones de moindre énergie, comme les fentes d'extension.

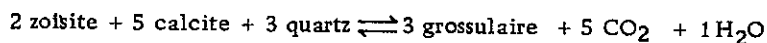
2.3.3. Pression de fluides

Le rôle des fluides a été sans doute important. Les minéraux de transformation sont essentiellement hydroxylés. Ces fluides, en liaison avec la température, déstabilisent les minéraux originels et provoquent la cristallisation des minéraux néoformés, stables dans les conditions de pression et de température correspondantes. Ces minéraux de transformation pseudomorphosent les minéraux primaires, occupent les vésicules ou recourent les roches en filonnets. Ces fluides ont en partie une origine deutérique, car ce type de transformations s'observe surtout dans les masses intrusives vers la fin de leur cristallisation et avant leur refroidissement complet.

D'autre part, les constatations de terrain et au microscope montrent que les coulées de laves et les hyaloclastites, émises dans un milieu sous-marin, présentent des transformations beaucoup plus poussées que leurs équivalents éventuels du milieu continental. Cela souligne le rôle du milieu aqueux, mais également des processus de transformation qui sont intervenus pendant la mise en place des laves en milieu sous-marin, produisant une paragenèse chlorite + calcite + quartz + zéolite, etc., l'équivalent du faciès zéolite (MIYASHIRO, 1973).

Une troisième remarque s'impose aussi au sujet du métamorphisme des roches encaissantes par les masses intrusives, et plus particulièrement par les matériaux basiques relativement pauvres en fluides. Par exemple, les filons basiques de la région étudiée, ayant métamorphisé les faciès calcaro-marneux, montrent une transformation assez développée. Cela pourrait s'expliquer par le fait que, lors du métamorphisme thermique de ces matériaux sédimentaires, des quantités assez remarquables de fluides, surtout H₂O et CO₂, sont libérées par les différentes réactions. Par exemple,

la formation de grossulaire dans les marnes métamorphisées, se fait selon la réaction suivante :



provoquant une libération de CO_2 et H_2O , qui peuvent engendrer (en liaison avec la température du filon) des transformations telles que la calcitisation, la chloritisation, etc. dans le filon.

2.3.4. Température

Ce facteur, en liaison avec la pression de fluides, joue le rôle essentiel dans les processus de transformation. Les paragenèses secondaires de nos roches éruptives, comme nous l'avons déjà vu, peuvent se classer dans les deux stades faible et très faible du métamorphisme, ce qui suggère respectivement, selon WINKLER, des températures d'environ $400-560^\circ \text{C}$ et $200-400^\circ \text{C}$. Les processus de transformation se sont produits essentiellement lors de la mise en place des matériaux magmatiques, où il y avait encore des températures suffisantes pour les réactions de transformation. Cela peut expliquer l'existence de volcanites et/ou de faciès subvolcaniques à transformation plus ou moins avancée, intercalés dans des sédiments indemnes de métamorphisme. On peut donc considérer que ces volcanites présentent un autométamorphisme de caractère thermique sous l'influence de la pression de fluides. En outre, les processus postérieurs (altérations hydrothermales, lessivages, etc.) n'ont eu qu'un rôle rétrograde.

2.4. Conclusion

Les transformations présentées par nos roches éruptives sont l'équivalent d'un métamorphisme de stade faible et très faible, s'étant produites à des températures d'environ 200 à 560°C , et sous pression de fluides. L'absence de minéraux de pressions assez élevées, comme la lawsonite, suggère des pressions inférieures à 3 kb (THOMPSON, 1970; WINKLER, 1979). Ces transformations se sont produites pendant la mise en place des volcanites et des intrusions. Généralement, les transformations de stade faible s'observent plutôt dans ces dernières. Enfin, le rôle des processus postérieurs d'altération a été plutôt local et rétrograde.

3. METAMORPHISME DE CONTACT

Les massifs intrusifs recoupent les différentes formations sédimentaires ou volcaniques et y engendrent une auréole de métamorphisme thermique, généralement peu développée. Les faciès affectés par ce métamorphisme se classent en deux catégories.

3. 1. Métavolcanites

Elles ont une couleur verdâtre et un aspect induré. Au microscope, la structure originelle de la roche est souvent conservée, et il y a une plus ou moins grande néoformation de minéraux tels que chlorite, biotite, actinote, épidote, clinozoisite, leucoxène, hématite, etc., aux dépens des minéraux primaires. De beaux nids d'épidote sont parfois caractéristiques de ces métavolcanites (fig. 79).

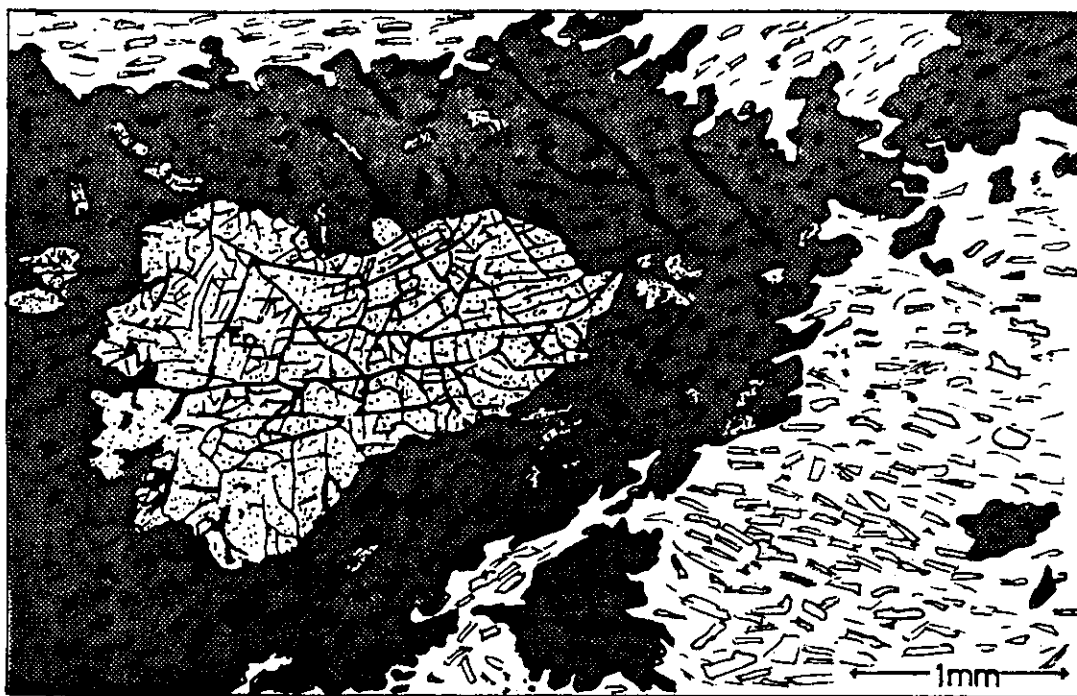


Fig. 79 - Nids d'épidote (Ep) dans les métavolcanites de l'Eocène.

3. 2. Métasédiments

Dans cette catégorie, on peut constater, en relation avec la composition des roches originelles, mais aussi avec le degré de ce thermométamorphisme, plusieurs paragenèses:

3. 2. 1. Séquence calcaro-pélimitique

Les sédiments marneux impurs, au contact de massifs intrusifs, de dykes, de sills ou de dômes ont été métamorphisés en cornéennes indurées à grain fin et de teinte verdâtre, due surtout à la présence d'épidote, de chlorite, etc. Ces roches métamorphiques s'observent surtout autour de différents massifs intrusifs et parfois extrusifs (dômes) du secteur d'Ashtian-Naragh, et sont développées essentiellement dans les faciès marneux de la Formation rouge supérieure. En outre, ce type d'auréole existe aussi au contact des sills et dykes basiques à intermédiaires du secteur de Tafresh, dans les marnes du Crétacé supérieur, au contact du massif du Kuh-e-Mamu avec la Formation de Qom, etc. Les différentes paragenèses présentes dans ces auréoles sont les suivantes:

- Calcite + quartz + épidote + clinozoisite + chlorite + plagioclase
- Calcite + quartz + grossulaire + plagioclase + épidote + clinozoisite + scapolite (?) + ...

Dans cette dernière paragenèse, le grenat calcique est souvent automorphe, avec des plages anormalement biréfringentes. Dans le dôme intrusif du Kuh-e-Aleh, le grenat apparaît dans la zone interne de l'auréole métamorphique et disparaît vers la zone externe; par contre, l'épidote augmente vers la zone externe. La stabilité du grossulaire en présence de quartz pourrait correspondre à des températures de 400° à 600° C et à une pression de 2 kb (Pf), ainsi qu'à des compositions de fluide à X_{CO_2} (fraction molaire de CO_2) basse. En outre, nous avons vu (cf. p. 310) que le grossulaire peut se produire aux dépens de l'épidote, de la calcite et du quartz, ce qui pourrait expliquer la quantité moins importante d'épidote dans nos paragenèses à grenat.

- Calcite + grossulaire + vésuvianite (idocrase) + épidote (peu) + tré molite/actinote + apatite

Dans cette paragenèse, observable dans le chapeau métamorphique du Kuh-e-Honda, l'idocrase apparaît en cristaux automorphes à réfringence forte et à biréfringence anormale (bleu ou brunâtre). Ce minéral possède un champ de stabilité très vaste, étant signalé (par différents auteurs, in WINKLER, 1979) dans le faciès schistes verts, le faciès amphibolite et dans le métamorphisme de contact de degré élevé.

- Quartz + biotite + chlorite + plagioclase + apatite + épidote et clinozoisite

Cette paragenèse correspond aux matériaux argilo-marneux de la Formation rouge supérieure, métamorphisés et arrachés au socle par la phase volcanique terminale.

3. 2. 2. Séquence carbonatée

Il s'agit surtout des calcaires de la Formation de Qom, qui au contact des intrusions acides du Kuh-e-Mamu et Doudhak, ont été marmorisés. Outre la calcite dominante, on y voit parfois épidote, clinozoisite, hématite, plagioclase.



tel-00509888, version 1, 17 Aug 2016

QUATRIEME PARTIE

GEOCHIMIE, MAGMATOGENESE ET CADRE STRUCTURAL

Chapitre IX - GEOCHIMIE ET MAGMATOGENESE

Chapitre X - TECTONIQUE

tel 00500989 version 4 17 Aug 2010

CHAPITRE IX - GEOCHIMIE ET MAGMA TOGENESE

Les caractères pétrographiques des roches volcaniques et intrusives de la région étudiée ont fait l'objet des chapitres précédents. On a examiné également certains caractères chimiques de ces roches, uniquement en ce qui concerne les éléments majeurs. Quant aux éléments-traces, nous avons effectué 130 analyses pour Rb, Sr et Ba et 88 analyses pour V.

Dans les pages suivantes, nous allons étudier, au moyen de différents diagrammes géochimiques, les caractéristiques des différentes phases volcaniques, ainsi que celles des roches intrusives. De plus, à titre de comparaison, nous avons porté les points représentatifs des roches volcaniques de l'Eocène de la région voisine de Saveh sur quelques diagrammes géochimiques.

En ce qui concerne les éléments majeurs, quelques diagrammes classiques (alcalin/silice, K_2O/SiO_2 et AFM) déjà examinés dans les chapitres précédents ne seront pas présentés ici, tandis que la variation de ces éléments en fonction de l'indice de différenciation (THORNTON et TUTTLE, 1960) sera envisagée dans ce chapitre, pour les séquences volcaniques et intrusives. Mais, on peut d'abord examiner l'ensemble de nos roches éruptives à l'aide de quelques diagrammes et résumer leurs caractères généraux, avant l'étude plus détaillée de chaque phase volcanique ou intrusive.

Dans les diagrammes $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ en fonction de la teneur en SiO_2 (KUNO, 1960 et 1968), (fig. 80) ; l'ensemble des faciès basiques ($SiO_2 \leq 55\%$) de notre région révèle les caractères suivants :

- L'ensemble de nos faciès basiques s'observe essentiellement dans le domaine des basaltes alcalins à olivine et accessoirement dans le domaine des basaltes riches en Al_2O_3 . Ce dernier existe plutôt pour les roches de notre région dont les teneurs en silice sont supérieures à 50 % (faciès basiques à tendance intermédiaire).

- Dans la phase volcanique du Lutétien inférieur (E_2), toutes les roches basiques sont alcalines, sauf deux termes qui appartiennent aux volcanites ultimes de cette phase et représentent la fin basique de l'épisode volcanique intermédiaire et essentiellement calco-alcalin de cette époque (cf. p.142).

- Les termes basiques de l'Eocène supérieur (sauf un échantillon), ainsi que les pôles basiques de l'Oligocène (Anté-Qom) et de la phase volcanique terminale, appartiennent au domaine des basaltes alcalins à Olivine.

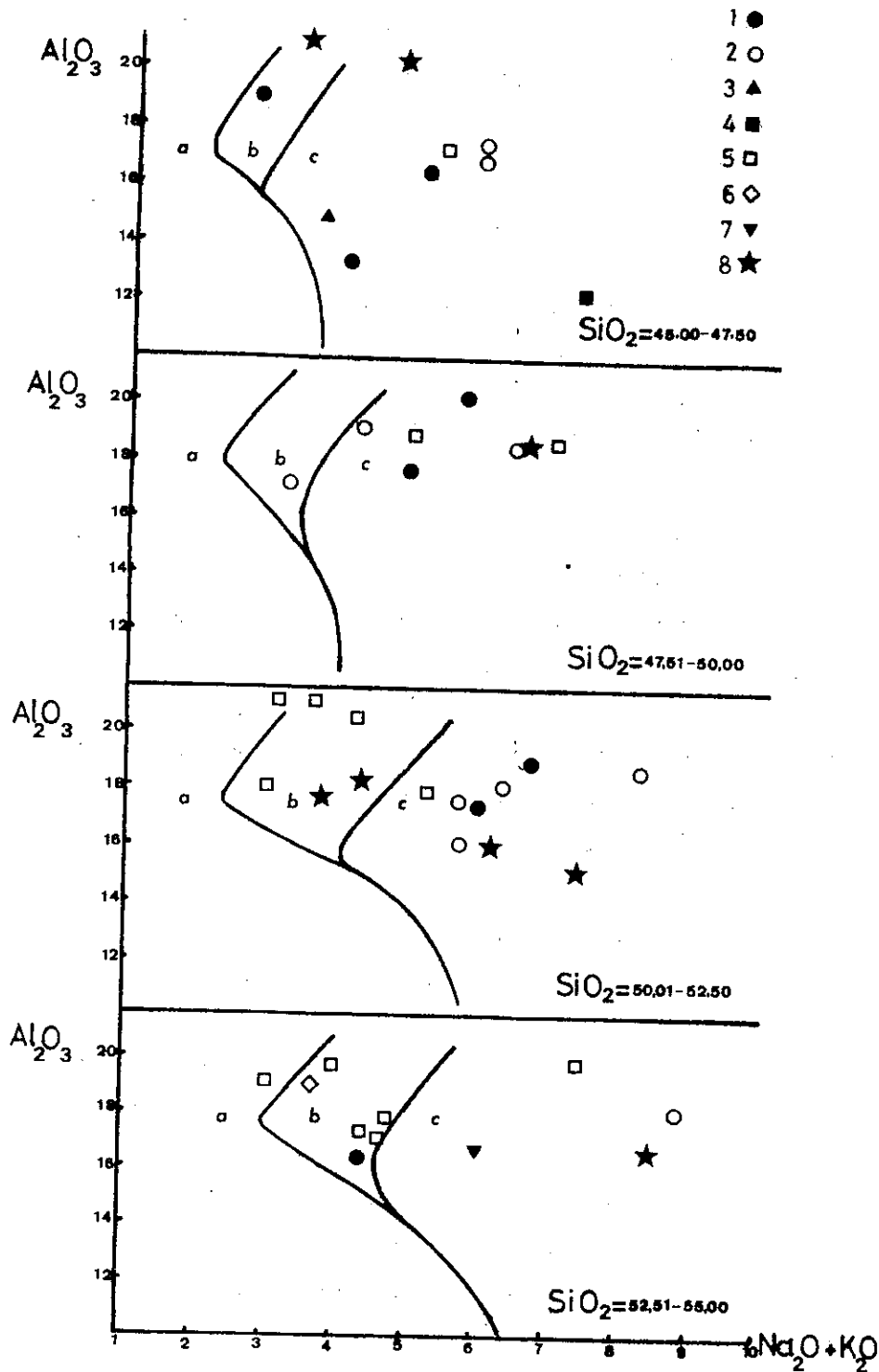


Fig. 80 - Diagrammes $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$ en fonction de la teneur en SiO_2 (KUNO, 1960, 1968) pour les faciès basiques ($SiO_2 \leq 55\%$) de la région étudiée.

1 (phase volcanique du Lutétien inférieur, E2); 2 (phase volcanique de l'Eocène supérieur, E6);
 3 (phase volcanique de l'Oligocène); 4 (Phase volcanique oligo-miocène); 5 et 6 (Volcanites du Néogène, respectivement NgV1 et NgV2); 7 (phase volcanique terminale); 8 (roches intrusives).
 a) domaine tholéiitique; b) domaine des basaltes riches en Al_2O_3 ; c) domaine des basaltes alcalins à olivine.

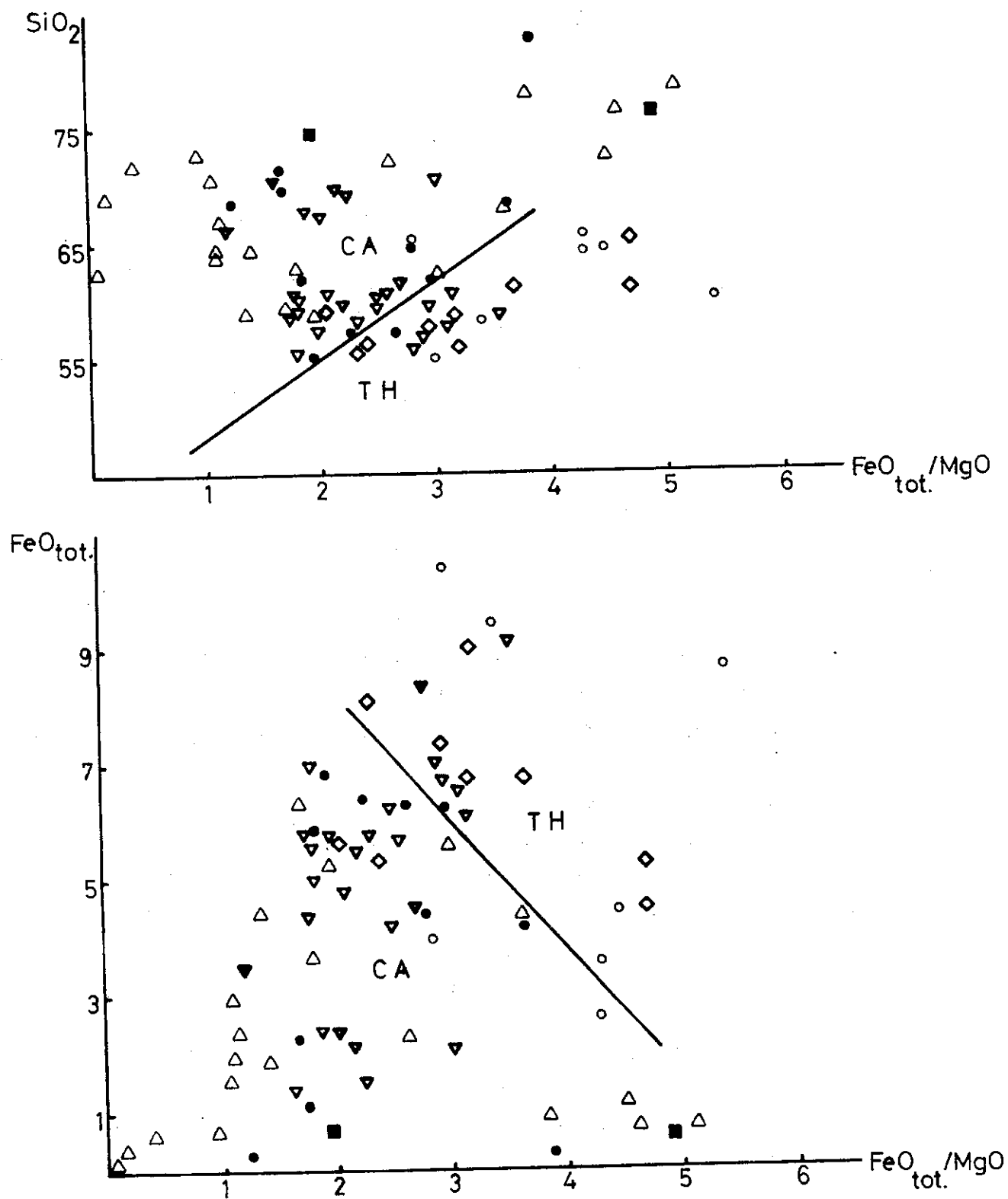


Fig. 81 - Diagrammes $\text{SiO}_2 / \frac{\text{FeO tot.}}{\text{MgO}}$ et $\text{FeO tot.} / \frac{\text{FeO tot.}}{\text{MgO}}$ (MIYASHIRO, 1974) des faciès

intermédiaires et acides ($\text{SiO}_2 > 55\%$) de la région étudiée (mêmes symboles que la figure 82)
 CA = domaine des séries calco-alcalines; TH = domaine des séries tholéïtiques

- Les volcanites de NgV_1 et NgV_2 , ainsi que les roches intrusives basiques de notre région, se partagent surtout dans les deux domaines des basaltes alcalins et des basaltes riches en Al_2O_3 ; deux termes basiques de NgV_1 s'écartent vers le domaine tholéiitique.

Quant aux faciès intermédiaires et acides ($SiO_2 > 55\%$), nous avons porté leurs points représentatifs sur les diagrammes $SiO_2 / \frac{FeO \text{ tot.}}{MgO}$ et $FeO \text{ tot.} / \frac{FeO \text{ tot.}}{MgO}$ (MIYASHIRO, 1974); les remarques suivantes sont à noter (fig. 81) :

- L'ensemble des roches intermédiaires et acides de notre région montre essentiellement un rapport $FeO \text{ tot.} / MgO$ compris entre 1 et 5 avec une concentration pour les rapports compris entre 1 et 3,75.

- La majorité de nos faciès intermédiaires et acides se place dans le champ des séries calco-alcalines de MIYASHIRO (domaine CA). Pourtant un bon nombre de ces termes s'observent dans le champ des séries tholéiitiques. Or, dans les diagrammes alcalins/silice et AFM, nous avons déjà vu que cette tendance tholéiitique n'est pas fréquente, surtout en ce qui concerne les roches intermédiaires. Ici (diagrammes de MIYASHIRO), tout d'abord certains points appartiennent aux roches à tendance alcaline, comme les faciès dacitoïdiques de l'Eocène supérieur qui sont dispersés dans les deux domaines (CA et TH). Ensuite, la valeur relativement élevée du rapport $\frac{FeO \text{ tot.}}{MgO}$ est due en partie à la faiblesse des teneurs en MgO de certaines de nos roches et cela pour les raisons suivantes :

1) l'absence ou la rareté des minéraux ferro-magnésiens tels qu'olivine et clinopyroxène, etc., due probablement à un fractionnement dans la chambre magmatique,

2) altération et pseudomorphose de certains minéraux par les oxydes de fer.

Dans le diagramme $\frac{K_2O}{Na_2O} / SiO_2$ (fig. 82) nous avons présenté l'ensemble des faciès basiques, intermédiaires et acides de notre région. La ligne tiretée, correspondant au rapport $\frac{K_2O}{Na_2O} = 1$, sépare les roches à tendance potassique ($\frac{K_2O}{Na_2O} > 1$) de celles à tendance sodique ($\frac{K_2O}{Na_2O} < 1$). Comme on l'observe, les valeurs de ce rapport varient dans une gamme assez étendue, surtout en ce qui concerne les termes acides ($SiO_2 > 70\%$) où il va de peu près 0 à environ 30. Cela montre bien les deux extrêmes sodique et potassique de ces roches acides. De plus, dans ce diagramme on peut faire les remarques suivantes:

- Les roches volcaniques tertiaires, ainsi que les roches intrusives montrent essentiellement (> 85 % des roches présentées) une tendance sodique avec $\frac{K_2O}{Na_2O} < 1$.

- Certaines roches dacitiques et rhyolitiques du Lutétien ($E_2, E_3-E_4-E_5$) (surtout celles du domaine NE d'Aran (Siakh Kuh, Narreh Khar Kuh, etc.), montrent une tendance potassique, tandis que les roches basaltiques et andésitiques de cette époque sont à caractère sodique.

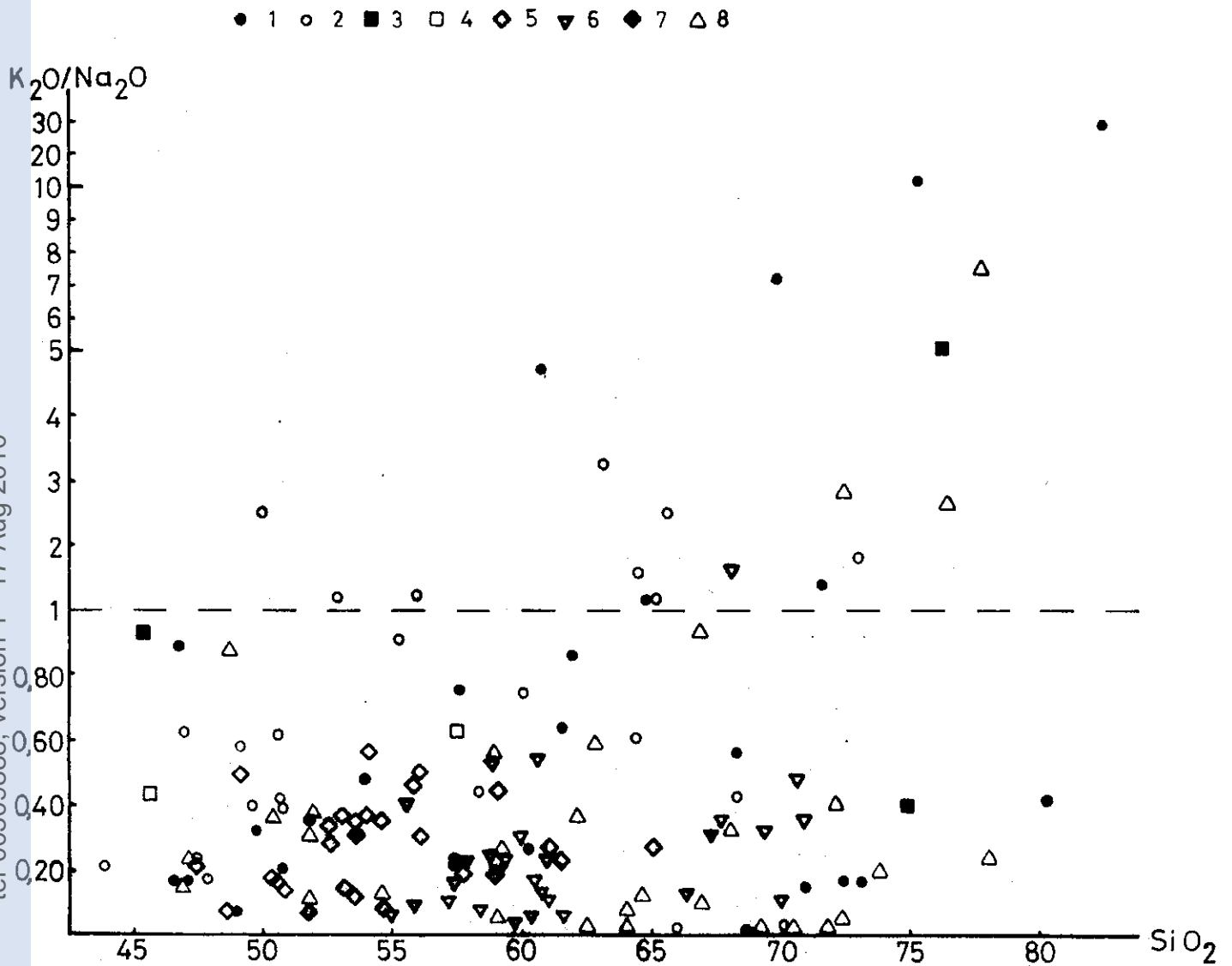


Fig. 82 - Diagramme $\frac{K_2O}{Na_2O} / SiO_2$ de l'ensemble des faciès volcaniques et intrusifs de la région étudiée:

- 1 (Volcanites du Lutétien, E₂ et E₃ + E₄ + E₅) ; 2 (Volcanites de l'Eocène supérieur, E₆) ; 3 (Volcanites de l'Oligocène) ;
 4 (Volcanites de l'Oligo-Miocène) ; 5 et 6 (Volcanites du Néogène, respectivement NgV₁ et NgV₂) ;
 7 (phase volcanique terminale) ; 8 (roches intrusives).

- Une tendance potassique se manifeste à l'Eocène supérieur (E₆) qui comprend des termes basiques à acides. L'association shoshonitique du NE d'Aran correspond aussi à cette tendance.

- Dans la phase volcanique de l'Oligocène (Anté-Qom), le terme basique montre un rapport voisin de 1, la rhyolite à grenat se situant aussi dans le champ des roches à tendance potassique. Probablement, l'influence de la tendance potassique de l'Eocène terminal s'est poursuivie jusqu'au début de l'Oligocène (Formation rouge inférieure).

- La phase volcanique de l'Oligo-Miocène (Intra-Qom) est caractérisée par l'existence d'un terme basique alcalin sodique à analcime et d'un terme intermédiaire calco-alcalin à tendance sodique.

- La phase volcanique du Néogène (Post-Qom), avec les deux séquences volcaniques NgV₁ et NgV₂, montre une tendance entièrement sodique pour les volcanites de NgV₁. Cette tendance s'observe également dans la séquence NgV₂, sauf pour une rhyolite avec un rapport $\frac{K_2O}{Na_2O}$ d'environ 1,60.

- Le terme basique alcalin de la phase volcanique terminale (Plio-Pleistocène) a également un caractère sodique.

- A l'exception de quelques termes acides subvolcaniques et filoniens, les roches intrusives de la région étudiée montrent une tendance sodique.

1. ENSEMBLE DU LUTETIEN (E₂ et E₃ + E₄ + E₅)

Dans cet ensemble, 25 analyses ont été présentées ; les moyennes de chaque type pétrographique et l'écart-type sont indiqués dans le tableau ci-dessous (coupures d'après les teneurs en SiO₂, selon la classification de PECCERILLO et TAYLOR, 1976).

Oxydes	Moyenne de basaltes n = 7	Andés. basaltique n=1	Moyenne d'andésites n = 7	Moyenne de dacites du SW n = 3	Dacite du NE n = 1	Moyenne de rhyolites du SW n = 4	Moyenne de rhyolites du NE n = 2
SiO ₂	48.83 (1.88)	53.83	59.53 (1.88)	67.17 (1.75)	69.76	74.62 (4.78)	78.82 (3.53)
Al ₂ O ₃	17.43 (1.97)	16.33	14.76 (1.99)	12.91 (2.05)	14.33	12.97 (1.84)	10.96 (1.68)
Fe ₂ O ₃	5.13 (0.73)	5.18	4.22 (1.30)	2.41 (1.68)	1.11	2.12 (1.61)	0.56 (0.30)
FeO	5.14 (1.97)	2.44	1.53 (0.89)	0.79 (0.78)	0.10	0.16 (0.17)	0.03 (0.02)
MnO	0.18 (0.06)	0.13	0.12 (0.03)	0.08 (0.01)	0.03	0.01 (0.01)	0.01 (0.01)
MgO	4.61 (1.99)	3.72	2.04 (1.26)	0.98 (0.57)	0.65	0.40 (0.56)	0.02 (0.00)
CaO	7.17 (1.76)	8.51	4.91 (2.48)	4.46 (2.72)	1.76	0.68 (0.14)	0.71 (0.28)
Na ₂ O	4.02 (1.15)	2.95	4.46 (1.83)	4.59 (1.05)	1.09	4.56 (1.73)	0.42 (0.24)
K ₂ O	1.03 (0.46)	1.42	2.90 (2.04)	2.18 (1.55)	7.83	1.85 (1.21)	6.84 (1.30)
TiO ₂	1.20 (0.43)	1.38	0.75 (0.12)	0.70 (0.37)	0.20	0.62 (0.34)	0.13 (0.70)
P ₂ O ₅	0.16 (0.08)	0.18	0.17 (0.05)	0.12 (0.02)	0.05	0.06 (0.04)	0.02 (0.00)
CO ₂	-	0.85	-	-	-	-	-
H ₂ O+	4.56 (1.90)	2.50	3.87 (1.80)	3.86 (2.41)	3.07	1.94 (0.55)	2.02 (0.62)
H ₂ O-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99.65 (0.50)	99.42	99.80 (0.74)	100.45 (0.50)	99.80	100.14 (0.69)	100.57 (0.22)

Tableau 68 : Moyennes des différents types pétrographiques du Lutétien (n = nombre d'analyses; écart-type = chiffres entre parenthèses).

1.1. Eléments majeurs

Nous rappelons qu'au cours du Lutétien il y a eu un volcanisme à la fois basique et acide vers le début du Lutétien inférieur, suivi par un épisode volcanique intermédiaire et enfin une prédominance du volcanisme acide pendant le Lutétien supérieur. Les caractères suivants sont à noter :

1.1.1. Caractères généraux et géochimie comparée.

Pour comparer les caractères généraux des éléments majeurs de nos roches, nous avons présenté les moyennes de quelques roches volcaniques mondiales dans le tableau (69) :

SiO₂ - Les teneurs en silice des roches du Lutétien varient de 46,77 à 82,80 %. La moyenne de nos basaltes s'approche de celle des basaltes mondiaux (LEMAITRE, 1976). Quant aux andésites, dacites et rhyolites, les teneurs moyennes sont comparables ou relativement supérieures (surtout les dacites) à celles indiquées dans le tableau (69).

Al₂O₃ - Elles varient de 9,28 % pour une rhyolite hyper-siliceuse de la région NE d'Aran (Siah Kuh, Narreh Khar Kuh) à 19,95 % pour un faciès basique riche en plagioclases calciques, dans la phase volcanique du Lutétien inférieur (E₂). La teneur moyenne de nos basaltes en Al₂O₃ est nettement supérieure à celles des différents types basaltiques. Cela est dû au fait que nos faciès basiques sont relativement évolués, étant souvent riches en phénocristaux de plagioclase ; mais par contre, ils sont moins riches en minéraux ferromagnésiens, à cause d'un fractionnement de ces derniers (voir phase volcanique du Lutétien inférieur). A l'inverse, les types intermédiaires et acides de notre région montrent des moyennes plus faibles par rapport aux autres types mondiaux. Ce caractère correspond peut-être en partie à la tendance acide des termes intermédiaires (où les teneurs en quartz et feldspath alcalin sont parfois assez remarquables) et donc à une diminution des teneurs en plagioclase calcique.

FeO total - Les teneurs en fer total des basaltes et d'une andésite basaltique de la région étudiée sont comparables aux teneurs moyennes mondiales; tandis que nos andésites et dacites montrent des moyennes plus faibles. Par exemple, la moyenne de nos andésites, avec une teneur en silice moins élevée que celle des 43 andésites calco-alcalines du Pérou (LEFEVRE, 1979), est plus faible en fer total que cette dernière. Le rapport FeO tot./MgO de la moyenne de nos andésites est pourtant supérieur à 2, ce qui est comparable aux roches calco-alcalines des marges continentales (JAKES et WHITE, 1972). Quant à la valeur moyenne de nos rhyolites, elle est plus ou moins comparable aux autres rhyolites mondiales.

Tableau 69 : Teneurs moyennes des éléments majeurs de quelques roches volcaniques mondiales

	Rhyolites			Dacites			Trachyte			Andésites			Andésites basaltiques			Shoshonites			Basaltes		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19		
SiO ₂	72.82	70.37	75.93	71.37	65.01	64.07	65.10	61.21	58.17	58.68	60.14	55.58	54.54	54.16	53.74	50.64	49.20	44.30	49.58		
Al ₂ O ₃	13.27	15.06	13.47	13.59	15.91	16.11	16.50	16.96	17.26	17.29	16.60	16.93	16.26	15.07	15.84	16.28	15.74	14.70	14.79		
Fe ₂ O ₃	1.48	1.89	0.77	1.89	2.43	2.85	3.20	2.99	3.07	2.97	3.69	3.55	2.31	5.28	3.25	3.92	3.79	3.94	3.38		
FeO	1.11	0.37	0.91	2.94	2.30	1.44	0.98	2.29	4.17	3.96	2.25	3.18	5.40	3.23	4.85	4.57	7.13	7.50	8.03		
MnO	0.06	0.04	0.10	0.18	0.09	0.07	0.07	0.15	-	0.12	0.09	0.11	0.12	0.13	0.11	0.14	0.20	0.16	0.18		
MgO	0.39	0.32	0.41	0.66	1.78	1.75	1.48	0.93	3.23	3.14	2.84	3.93	6.97	4.93	6.36	5.85	6.73	8.54	7.30		
CaO	1.14	1.76	1.90	3.44	4.32	3.86	4.75	2.34	6.93	7.13	5.31	6.64	7.50	6.43	7.90	10.55	9.47	10.19	10.36		
Na ₂ O	3.55	3.88	3.92	3.84	3.79	4.13	4.60	5.47	3.21	3.24	3.93	4.07	3.64	3.65	2.38	2.84	2.91	3.55	2.37		
K ₂ O	4.30	4.85	2.31	1.42	2.17	3.36	2.05	4.98	1.61	1.27	2.77	2.37	1.49	3.08	2.57	2.74	1.10	1.96	0.43		
TiO ₂	0.28	0.31	0.18	0.48	0.58	0.62	0.51	0.70	0.80	0.81	0.82	1.29	1.13	1.99	1.05	1.01	1.84	2.51	1.98		
P ₂ O ₅	0.07	0.16	0.12	0.19	0.15	0.28	-	0.21	0.20	0.17	0.31	0.47	0.23	0.82	0.54	0.68	0.35	0.74	0.24		
CO ₂	0.08	-	-	-	0.06	-	-	0.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	0.18	0.03	
H ₂ O+	1.10	0.98	-	-	0.91	1.01	0.40	1.15	1.24	1.20	0.82	1.76	0.81	0.94	1.09	-	0.95	1.20	0.91		
H ₂ O-	0.31	0.12	-	-	0.28	0.12	-	0.47	-	-	0.17	0.55	-	0.32	-	-	0.43	0.42	0.50		
Total	99.96	100.11	100.02	100.00	99.78	99.67	99.64	99.94	99.89	99.98	99.74	100.43	100.40	100.03	99.68	99.22	99.95	99.89	100.08		

2- moyenne de deux rhyolites calco-alkalines du Pérou sud (LEFEVRE, 1979), 3 et 4 - respectivement moyenne de 10 et 8 rhyolites calco-alkalines et subalkalines du Japon (KUNO, 1968);

b) dacites: 5 - moyenne de 80 dacites mondiales (LEMAITRE, 1976); 6 - moyenne de 16 dacites calco-alkalines du Pérou sud (LEFEVRE, 1979) 7-dacite calco-alkaline de Bougainville (TAYLOR et al., 1969). c) trachyte : 8 -moyenne de 100 trachytes mondiaux (LEMAITRE, 1976). d) andésites: 9- moyenne de 1 775 andésites cénozoïques (CHAYES, 1969);

10 - moyenne de 89 andésites d'arcs insulaires (Mc BIRNEY, 1969); 11 - moyenne de 43 andésites calco-alkalines du Pérou sud (LEFEVRE, 1969); e) andésites basaltiques: 12-moyenne de 6 andésites basiques calco-alkalines du Pérou central (LEFEVRE, 1979); 13- andésite basique d'arc insulaire (JAKES et WHITE, 1972); f) shoshonites: 14-moyenne de 7 shoshonites du Pérou (LEFEVRE, 1979); 15 - shoshonite d'arc insulaire (JAKES et WHITE, 1972); g) basaltes: 16 - moyenne de 31 basaltes shoshonitiques des îles éoliennes (BARBIERI et al., 1974); 17-18 et 19 respectivement moyennes de 330 basaltes mondiaux, 40 basanites mondiales et 31 tholéites mondiales (LEMAITRE, 1976).

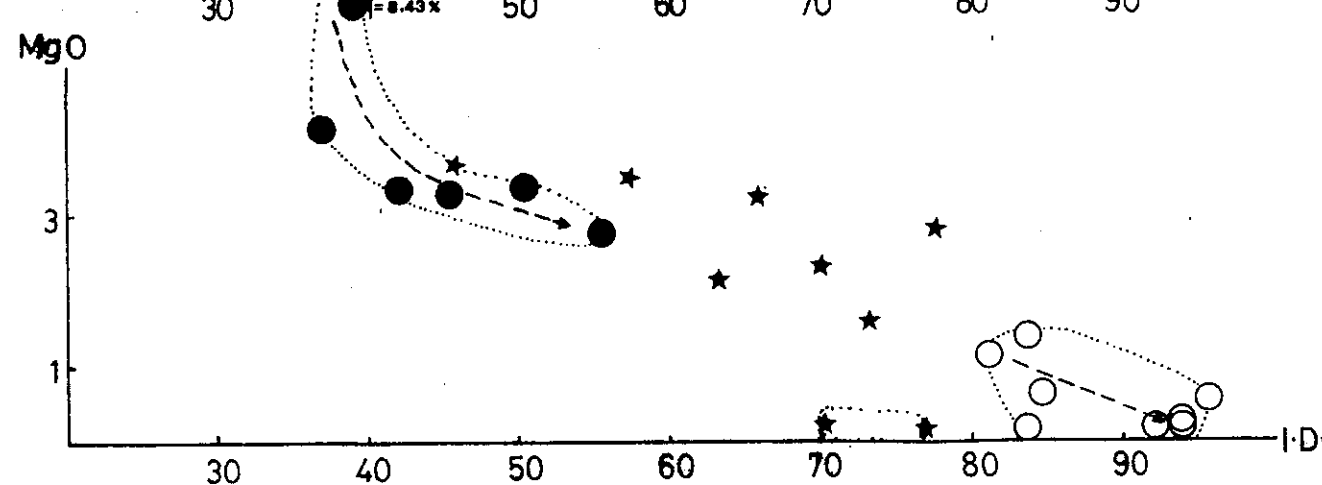
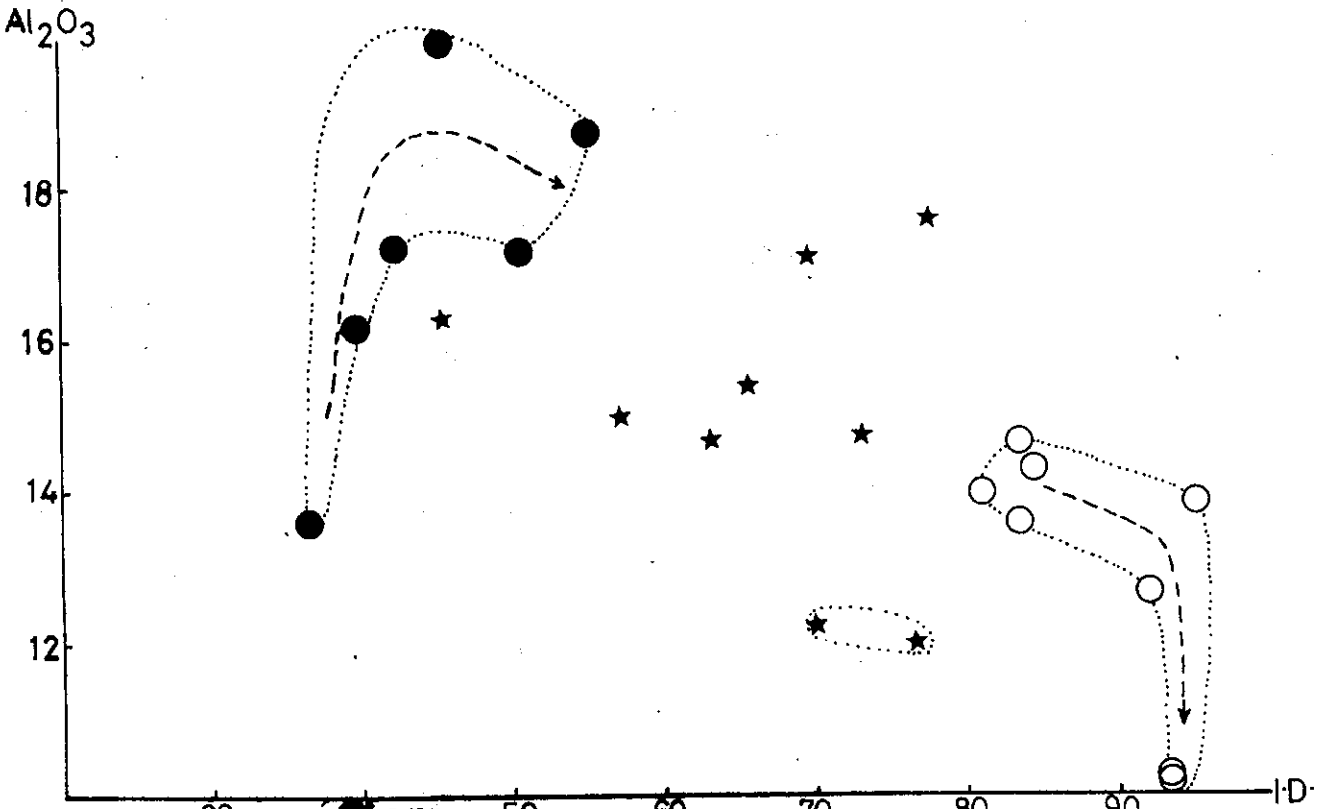
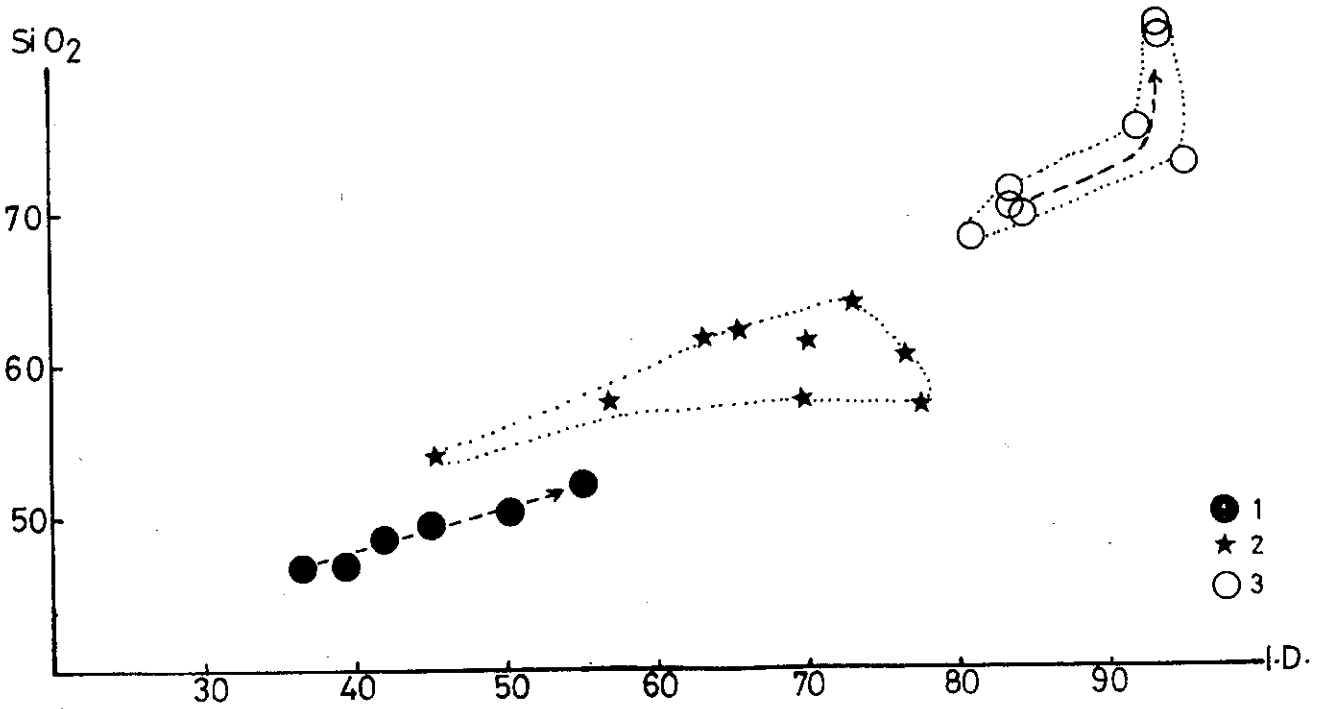


Fig. 83 Légende p. 322

2010 Aug 20 10:00

MgO - Elles varient de termes presque dépourvus de MgO (rhyolites du NE d'Aran) à un faciès basique avec 8.43 % en MgO (terme inférieur du Sill de Kaburan, E₂). Mais en général, par rapport aux basaltes mondiaux, la moyenne de nos basaltes est plus faible en MgO, ce qui est à l'inverse de leurs teneurs en Al_2O_3 et confirme le fractionnement des minéraux comme l'Olivine (cf. Phase volcanique du Lutétien inférieur). Cette faiblesse en MgO s'observe pour les autres termes, sauf les rhyolites du SW de notre région (Sous-Zone centrale) qui montrent une moyenne analogue à celle des rhyolites mondiales.

CaO - Elles sont comprises entre 0,43 et 10,73 %.

Alcalins - La teneur moyenne de nos basaltes est très nettement plus élevée que les moyennes des tholéiites et basaltes mondiaux (LEMAITRE, 1976) et s'approche de la moyenne des basanites mondiales, ce qui justifie leur caractère alcalin. De plus leur tendance est sodique avec un rapport moyen $Na_2O/K_2O = 3.90$. Mais dans les termes rhyolitiques, nous avons deux tendances nettes : sodique et potassique. Quant aux termes intermédiaires, comme nous allons le voir (diagrammes des éléments majeurs/indice de différenciation), ils se partagent entre l'une de l'autre tendance. Les teneurs moyennes de nos andésites et dacites sont assez élevées et plutôt comparables aux roches andésitiques et dacitiques du Pérou.

TiO₂ - Elles sont comprises entre 0.06 (pour une rhyolite du NE) à 2.19 % (pour un faciès basique à teneur remarquable en oxydes Fe-Ti) La variation des teneurs en TiO_2 est essentiellement liée à celle des teneurs en fer.

1.1.2. Variations des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation (I.D.)

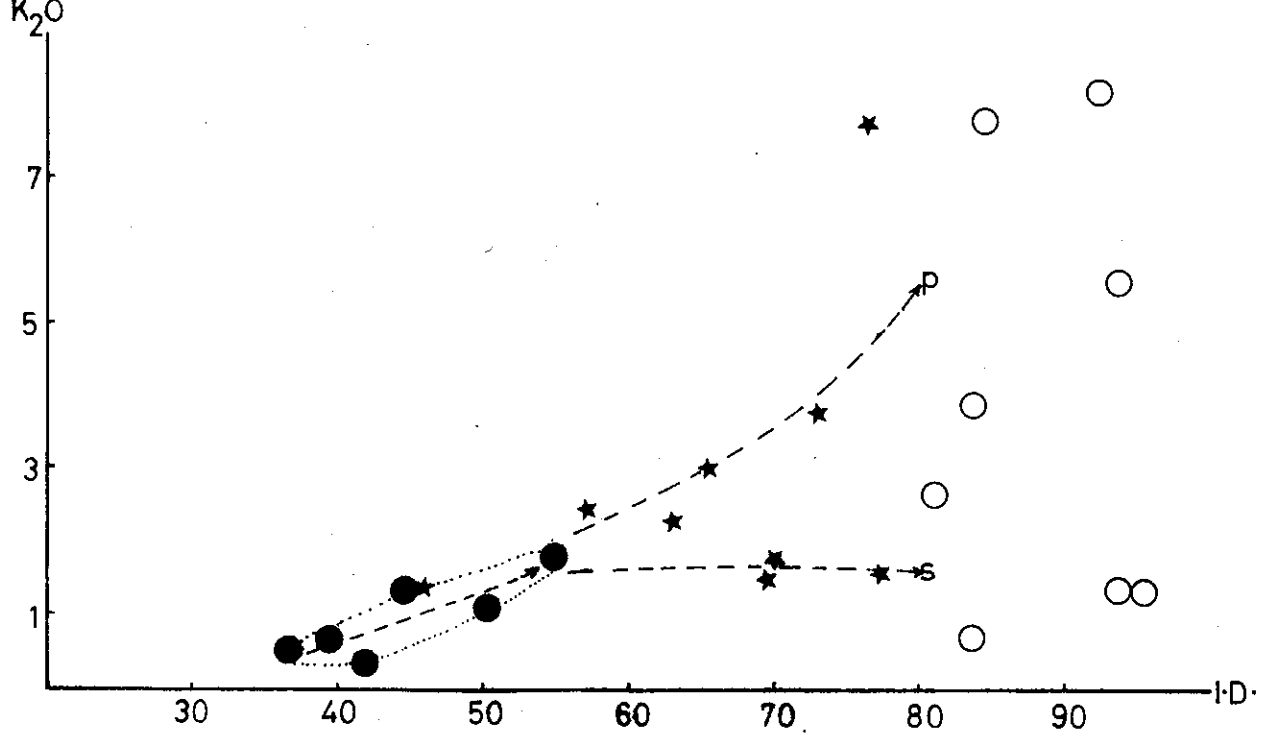
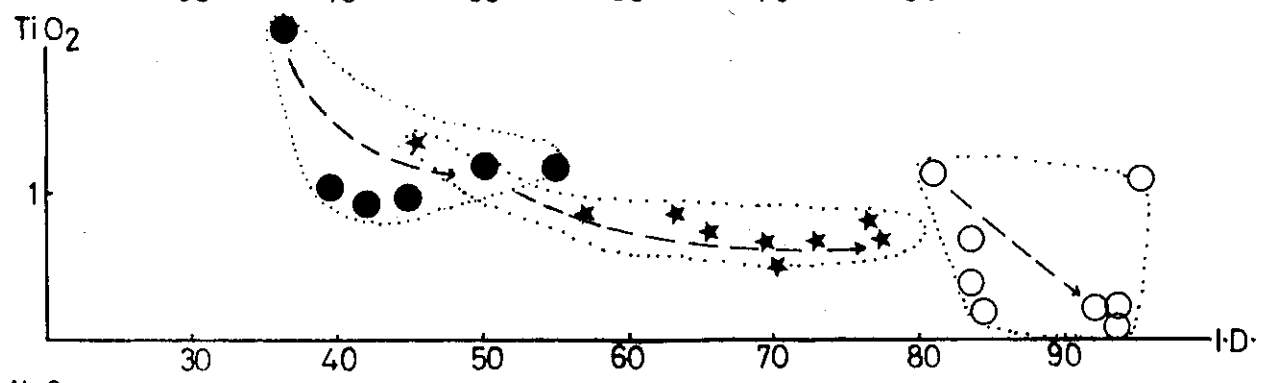
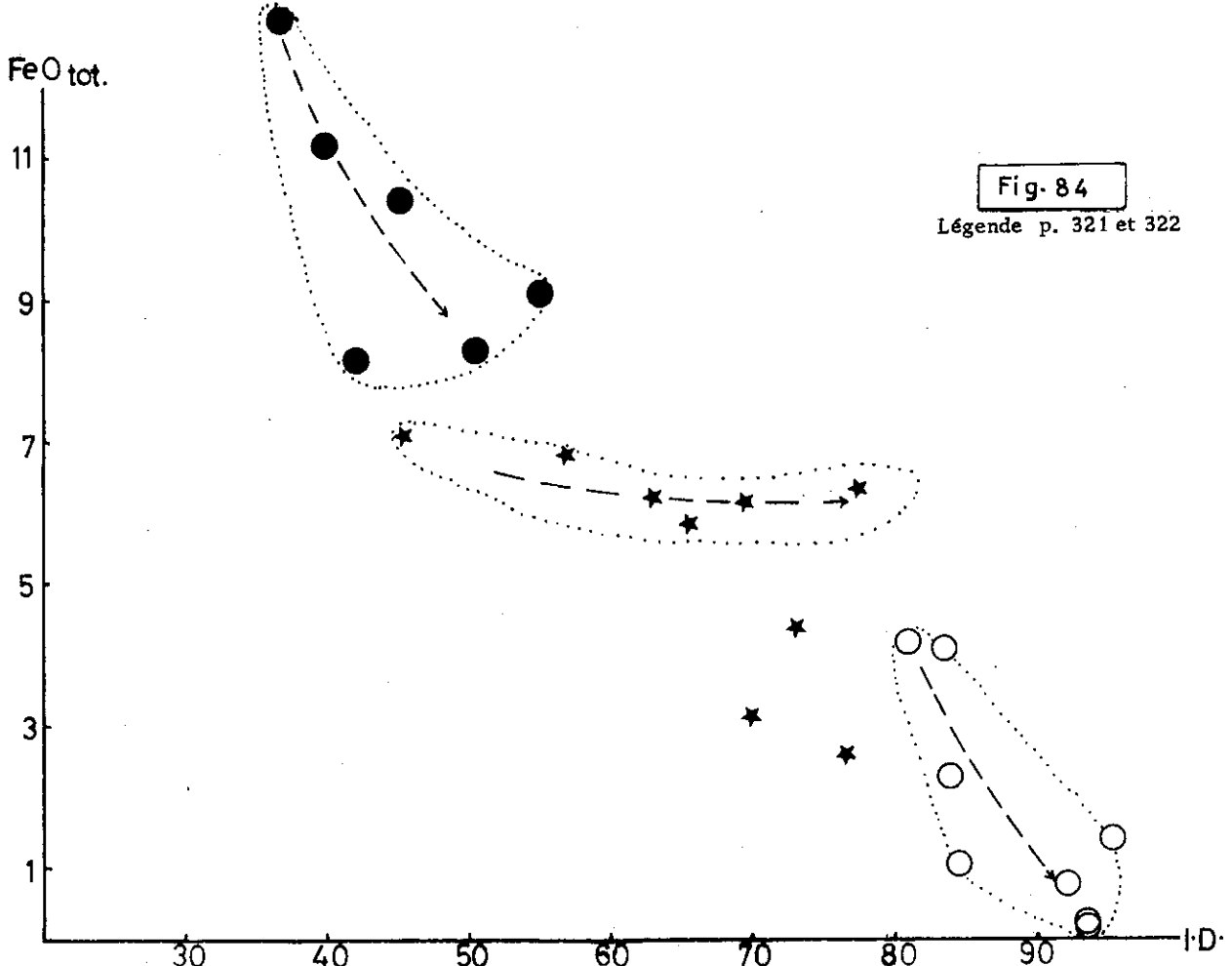
Les variations des teneurs en oxydes des volcanites du Lutétien en fonction de l'indice de différenciation (albite + orthose + quartz (ou néphéline) normatifs, THORNTON et TUTTLE, 1960) suggèrent les remarques suivantes (fig. 83, 84 et 85) :

SiO₂/I.D. - Les teneurs en silice augmentent généralement en fonction de l'indice de différenciation. On voit également un très bon alignement positif pour les termes basiques (1), et deux nuages pour les termes intermédiaires (2) et acides (3) dans lesquels les points représentatifs peuvent fluctuer. Dans les termes acides, une augmentation rapide en silice correspond à deux rhyolites à phénocristaux de quartz.

Al₂O₃/I.D. - Il y a une grande dispersion des points représentatifs, ce qui correspond en partie au caractère plus ou moins porphyrique de nos roches et aux quantités assez variables de phénocristaux de plagioclase (voir phases volcaniques du Lutétien). Pour les termes basiques, on note, avec l'augmentation de

Fig. 84

Légende p. 321 et 322



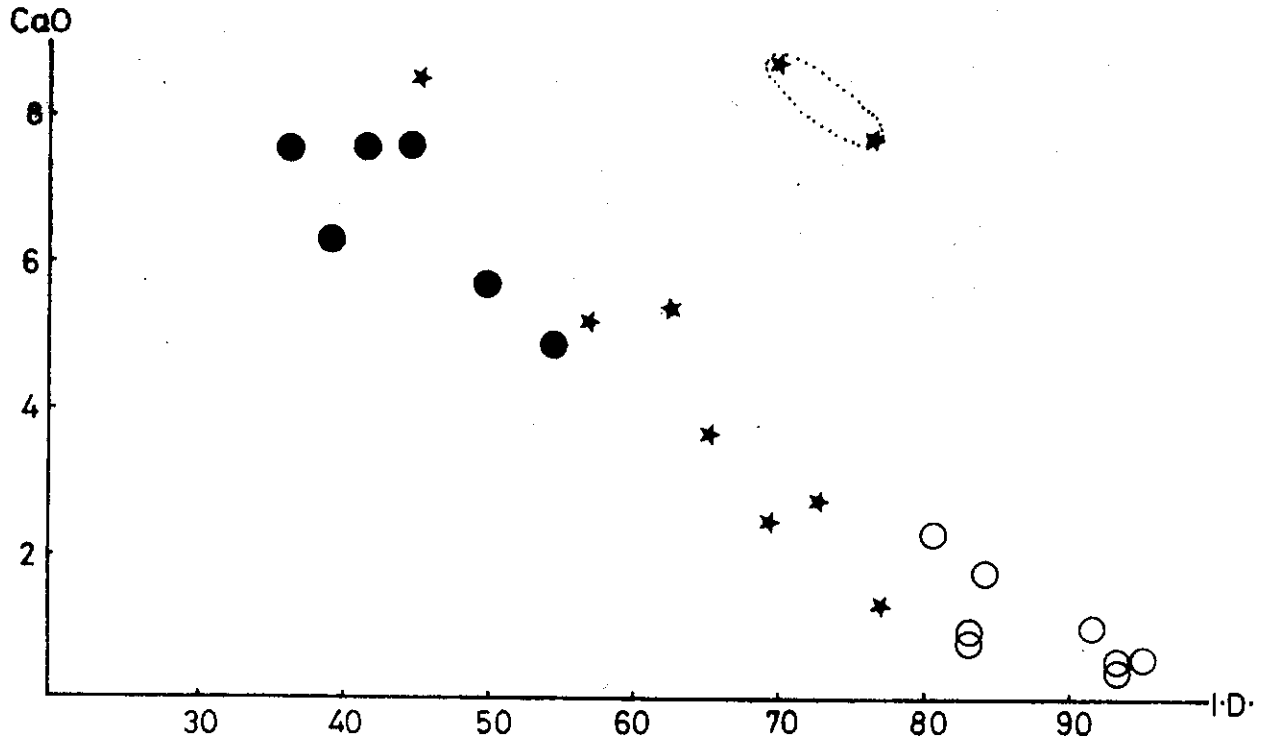
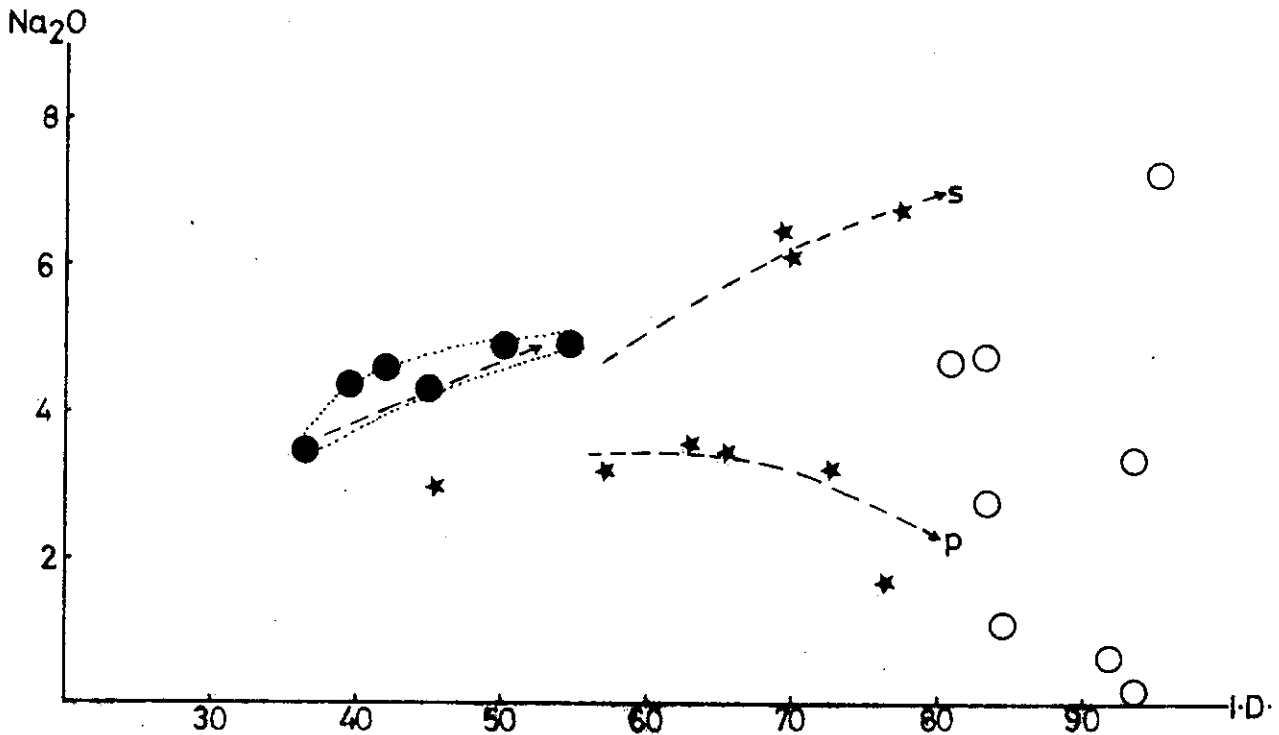


Fig.85 Légende p. 321 et 322

tel:00509888, version 17 Aug 2010

l'indice de différenciation, d'abord une élévation, puis une diminution des teneurs en Al_2O_3 . Cela, comme nous l'avons déjà précisé (Phase volcanique du Lutétien inférieur), est dû à une différenciation par gravité des minéraux ferromagnésiens tels que l'olivine et le clinopyroxène (par exemple, sill de Kaburan), ces faciès étant relativement moins riches en minéraux leucocrates comme le plagioclase. Par contre, ce dernier augmente dans les faciès porphyriques à phénocristaux abondants de plagioclase. La séparation de ce dernier minéral provoque ensuite une diminution des teneurs en Al_2O_3 .

Dans les termes intermédiaires, la dispersion est plus nette et donne un nuage assez étendu où deux faciès particuliers (une ignimbrite et une perlite) sont surtout décalés. Dans les rhyolites, la chute rapide en Al_2O_3 , comme nous l'avons indiqué pour le diagramme précédent, est liée au faciès à phénocristaux de quartz.

MgO/I.D. - Les teneurs en MgO diminuent avec l'augmentation de l'indice de différenciation. La chute rapide de MgO vers le début de l'évolution des termes basiques, comme nous venons de le décrire, est liée à la séparation de l'olivine.

FeO total/I.D. - Une décroissance assez régulière du pôle basaltique au pôle rhyolitique est à noter. Pourtant l'évolution est relativement différente dans chaque groupe. Dans les termes basiques, la décroissance des teneurs en fer est rapide tandis que, dans les termes intermédiaires, ce phénomène s'amortit avec une stabilité relative en fer. Ici, cette stabilité pourrait être interprétée par une séparation des minéraux Fe-Mg (voir MgO/I.D.), mais parallèlement à une concentration des oxydes opaques, due à une élévation progressive de la fugacité d'oxygène dans le magma. Cette évolution se traduit également par un enrichissement rapide en quartz, albite et orthose (augmentation brutale de I.D. de 45 à 77,5) qui conduit aux matériaux rhyolitiques. Enfin dans ce diagramme une lacune apparaît entre les pôles basique et acide d'une part et les roches intermédiaires d'autre part. Ici les deux faciès ignimbritique et perlitique sont encore décalés. A nouveau le fractionnement des oxydes à l'intérieur du groupe acide est assez rapide.

TiO₂/I.D. - D'une façon générale les teneurs en TiO_2 diminuent en fonction de l'augmentation de l'indice de différenciation. Cependant les termes acides montrent une fluctuation, due à la quantité variable d'oxydes opaques. On observe aussi que l'évolution, dans chaque groupe basique, intermédiaire et acide, est analogue à celle du fer total, ce qui est en accord avec nos observations minéralogiques selon lesquelles TiO_2 participe essentiellement à la composition des oxydes Fe-Ti.

K₂O/I.D. - L'évolution des teneurs en K_2O dans les termes basiques en fonction de l'indice de différenciation est régulière et positive. Par contre les termes acides sont dispersés entre le

pôle potassique et le pôle pauvre en potassium (en fait sodique, voir le diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{I.D.}$). Quant aux termes intermédiaires, on voit qu'ils suivent deux lignées : potassique (P) et sodique (S). En effet, dans les roches intermédiaires, les observations minéralogiques nous montrent que le feldspath alcalin n'apparaît que dans la matrice. Donc, dans les faciès qui suivent la lignée sodique, la diminution des teneurs en K_2O ne correspond pas au fractionnement du feldspath alcalin. De plus, nous savons que le volcanisme acide du Lutétien inférieur a donné des émissions de volume considérable avant un volcanisme intermédiaire peu volumineux et qu'il ne peut normalement pas en être le terme le plus différencié (Voir : Chapitre Stratigraphie et Volcanisme du Lutétien inférieur). Dans les volcanites calco-alcalines du Sud péruvien, une grande dispersion des alcalins a été interprétée par LEFEVRE (1979) comme le résultat d'une contamination plus ou moins importante avec l'encaissant. Ici, comme nous le dirons encore plus loin, l'origine de ces tendances sodique et potassique est sous l'influence du magma acide et d'une contamination réciproque de ce dernier avec le magma basique.

$\text{Na}_2\text{O}/\text{I.D.}$ - Par comparaison avec le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{I.D.}$, les roches intermédiaires et acides pauvres en K_2O sont ici riches en sodium et vice-versa. Ainsi les deux lignées sodique (S) et potassique sont bien marquées. Les termes basiques sont groupés indépendamment et, comme dans les autres diagrammes, montrent une évolution régulière. Ici, comme dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{I.D.}$, les teneurs en Na_2O augmentent à partir des termes basiques en fonction de l'élévation de l'indice de différenciation et les termes intermédiaires ne proviennent donc pas d'une différenciation basique ; car les roches intermédiaires sodiques, dans ce diagramme, ne correspondent pas à la continuité basique dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{I.D.}$ et au contraire les termes intermédiaires potassiques, dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{I.D.}$, ne forment pas ici la suite des termes basiques.

$\text{CaO}/\text{I.D.}$ - Une bonne corrélation négative existe du pôle basique au pôle acide, sauf pour deux faciès particuliers du Lutétien supérieur (ignimbrite de E_4 riche en plages de calcite et perlite de E_5 à vésicules remplies de calcite) qui sont à l'écart. Dans les termes basiques, le caractère plus ou moins porphyrique et la quantité assez variable des phénocristaux de plagioclase et clinopyroxène peuvent être responsables d'une certaine fluctuation.

1.2. Eléments-traces

Dans le tableau (70) nous présentons les teneurs moyennes en Rb, Ba, Sr, et V des volcanites du Lutétien, les pourcentages moyens en SiO_2 et K, ainsi que le rapport K/Rb, afin de pouvoir comparer avec les autres moyennes mondiales (Tableau 71).

	Basaltes n = 6	Andésite- basaltique. n = 1	Andésites n = 6	Dacites SW n = 3	Dacites NE-n=1	Rhyolites SW n = 3	Rhyolites NE n = 2
SiO ₂ %	49,17 (1,82)	53,83	59,22 (1,85)	67,17 (1,75)	69,76	75,81 (4,99)	78,82 (3,53)
K %	0,82 (0,40)	1,17	2,49 (1,82)	1,81 (1,29)	6,50	1,84 (0,99)	5,68 (1,07)
Rb ppm	24 (16)	29	53 (33)	59 (42)	135	41 (34)	122 (5)
Sr "	465 (275)	246	210 (81)	130 (82)	32	28 (24)	28 (12)
Ba "	254 (180)	452	426 (212)	333 (247)	907	404 (208)	398 (14)
K/Rb	342	403	470	307	481	449	466
	* n = 5	n = 1	n = 2	n = 2		n = 1	n = 2
V ppm	336 (117)	208	152 (19)	62 (25)	-	23	14 (7)

Tableau 70 - Teneurs moyennes en éléments traces des volcanites du Lutétien de la région étudiée.

n = nombre d'analyses (* en bas: nombre d'analyses pour le vanadium);
chiffres entre parenthèses = écart type.

1.2.1. Caractères généraux et géochimie comparée

Pour comparer nos roches, nous avons présenté dans le tableau (71) les teneurs moyennes mondiales de quelques roches éruptives appartenant aux différentes séries volcaniques d'arcs insulaires, de marges continentales actives et des volcanites intraplaques.

Rb - Dans nos basaltes cet élément alcalin varie de 6 à 51 ppm, avec une moyenne de 24 ppm qui est comparable à la moyenne des roches basaltiques (TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961). Les andésites de notre région ont des teneurs comprises entre 22 à 120 ppm, avec une moyenne de 53 ppm et un rapport K/Rb = 470 comparable aux roches calco-alcalines d'arcs insulaires

	Basaltes										Andésites basaltiques					Andésites					Dacites					Syénite					Rhyolites				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25										
SiO ₂ %	52			49.28	49.99		50.27	56.50	54.16	54.3	58	59.5	60.14	58.6	64.25	63	63	64.25	60.13	60.13	70.37				74.36										
K %				0.83	2.36	1.35	0.82	1.81	1.62	2.56	0.83	1.33	2.30	2.30	2.66	4.16	4.02	2.69	4.02	4.16	4.02	2.69	3.24	4.20											
Rb ppm	5	10	75	30	67		92	33	59		6	31	100	72	88	15	45	120	80	170	161	108		170											
Sr ppm	200	330	700	465	1 212	939	324	343	808	1 114	500	200	385	850	661	367	90	460	850	628	170	320	125	200	100										
Ba ppm	75	115	1 000	330	662	453	265	1 212	849	1 529	200	100	270	850	973	363	175	520	900	1 160	1 018	1 087	700	840											
K/Rb	1 000	340	200	277	353		218	491	433		890	430	200			870	380	200	332	245	250			247											
V ppm	270	255	200	250	322		304	200	185	200	175	175	142	155	92	19	68		92	29	33			44											

Tableau 7) - Teneurs moyennes des éléments traces de quelques roches éruptives mondiales.

a) Basaltes: 1, 2, 3 - respectivement basaltes des séries tholéitiques, calco-alcalines et shoshonitiques des arcs insulaires (JAKES et WHITE, 1972); 4 - moyenne des roches basaltiques TUREKIAN et WEDEPHOL, 1961); 5 - moyenne de 8 basaltes shoshonitiques (GILL, 1970), 6 et 7 - respectivement moyenne de 72 basaltes alcalins du rift du Baïkal (région de Tuïka) et de 10 basaltes alcalins de Heimaey Island (GERASIMOVSKIY et CHERNOGOROVA, 1979); 8 - moyenne de 3 basaltes alcalins du complexe volcanique de Paresis, Afrique SW (SIEDNER, 1965), b) andésites basaltiques: 9 et 10 respectivement moyenne de 5 andésites basiques calco-alcalines et de 7 shoshonites (pour V, les teneurs moyennes sont respectivement pour 3 et 6 roches) du Pérou Sud (LEFEVRE, 1979); 11 - andésite basaltique du SW de Umnak Island (BYERS, 1961). c) andésites: 12 et 14 - respectivement moyennes des andésites des séries tholéitiques et shoshonitiques des arcs insulaires (JAKES et WHITE, 1972); 13 - moyenne des andésites calco-alcalines (TAYLOR et al., 1969); 15 - moyenne de 43 andésites calco-alcalines (pour V, moyenne de 24 andésites) du Pérou sud (LEFEVRE, 1979); 16 - moyenne d'andésites de Sardaigne (COULON, 1977); d) dacites: 17, 18 et 19 - moyennes des dacites des séries tholéitiques, calco-alcalines et shoshonitiques des arcs insulaires (JAKES et WHITE, 1972); 20 - moyenne de 12 dacites calco-alcalines du Pérou sud (LEFEVRE, 1979); e) Syénites: 21 - moyenne de 3 syénites (SIEDNER, 1965); f) rhyolites: 22 - moyenne de 2 rhyolites calco-alcalines (LEFEVRE, 1979), 23 - moyenne des roches rhyolitiques du centre de l'île Nord, Nouvelle Zélande (EWART et STIPP, 1968); 24 - dôme rhyolitique du SW de Umnak Island (BYERS, 1961), 25 - moyenne des roches granitiques pauvres en calcium (TUREKIAN et WEDEPHOL, 1961).

($K/Rb > 400$, JAKES et WHITE, 1972). La moyenne des dacites SW (Sous-Zone centrale) (53 ppm) est nettement moins élevée que la teneur des dacites NE (Narreh Khar Kuh - Siah Kuh) (130 ppm). En effet, dans la Sous-Zone centrale, une gamme assez grande s'observe des dacites sodiques ($Rb < 10$ ppm) aux dacites potassiques (jusqu' à 104 ppm). Les teneurs en Rb des rhyolites SW varient aussi de < 10 ppm (rhyolites sodiques) à 87 ppm (rhyolites potassiques), avec une moyenne de 41 ppm qui est nettement moins élevée que celle des roches granitiques mondiales (TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961). De même, les rhyolites potassiques NE ne sont pas également riches en Rb, étant plutôt comparables à la moyenne des rhyolites relativement pauvres en Rb d'EWART et STIPP (1968), d'où une origine par fusion partielle d'argilites-grauwackes envisagée pour le magma rhyolitique.

Sr - Les teneurs de cet élément alcalino-terreux dans nos basaltes alcalins varient entre 178 à 1018 ppm. Cela est analogue aux basaltes alcalins de la région de Vitim (rift du Baïkal, GERASIMOVSKIY et CHERNOGOROVA, 1979) avec une gamme comprise entre 140 ppm à 1200 ppm. La teneur moyenne de nos basaltes en Sr (465 ppm) est identique à la moyenne mondiale de TUREKIAN et WEDEPOHL (1961). Par contre, les teneurs moyennes de nos andésites (210 ppm), dacites (130 ppm) et rhyolites (28 ppm) sont nettement moins élevées par rapport aux autres roches volcaniques calco-alcalines, soit d'arcs insulaires, soit de marges continentales. Cette faiblesse peut être liée, comme nous l'avons déjà dit lors de l'étude des éléments majeurs (teneurs en Al_2O_3), à la faiblesse relative du plagioclase calcique surtout dans la composition minéralogique de la matrice.

Ba - Cet élément alcalino-terreux montre dans nos basaltes une teneur moyenne de 254 ppm qui, par rapport à la moyenne mondiale de TUREKIAN, est plus faible. Mais elle peut être comparée à celle des basaltes alcalins de l'île de Heimaey (in GERASIMOVSKIY et CHERNOGOROVA, 1979). Nos basaltes varient dans une gamme comprise entre 37 ppm à 564 ppm. La moyenne de nos andésites (426 ppm) se rapproche plutôt de celle des andésites de Sardaigne (COULON, 1977). Les dacites SW, analogues quant à leurs teneurs en Rb, montrent une teneur moyenne en Ba très nettement inférieure à la teneur des dacites NE, tandis que les rhyolites SW et NE ont des moyennes comparables. La teneur moyenne des dacites SW est nettement inférieure à des dacites d'arcs insulaires (JAKES et WHITE, 1972) et à celle du Pérou Sud (LEFEVRE, 1979). Nos rhyolites montrent aussi des teneurs moyennes beaucoup plus faibles que la moyenne mondiale de TUREKIAN et al. (1961).

En général, nos roches intermédiaires et acides montrent des teneurs moyennes relativement plus faibles, surtout en éléments alcalino-terreux.

V - La teneur moyenne de nos basaltes en cet élément de transition est de 336 ppm, ce qui, par rapport à la moyenne des roches basaltiques (TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961), est plus élevé. Elle est assez comparable à la moyenne des basaltes alcalins de SIEDNER (1965) et à celle des basaltes shoshonitiques de GILL (1970). Par contre, la moyenne de nos andésites (152 ppm) est surtout compa-

nable à celle des andésites du Pérou (LEFEVRE, 1979) et de Sardaigne (COULON, 1977). Nos dacites montrent aussi une moyenne (62 ppm) analogue à celle des dacites calco-alcalines de JAKES et WHITE (1972). Quant à nos rhyolites, leur moyenne est nettement plus faible que celle des roches granitiques mondiales de TUREKIAN ou que celle des rhyolites du Pérou Sud (LEFEVRE, 1979).

1.2.2. Variations des éléments-traces en fonction de l'indice de différenciation (I.D.)

Sauf le vanadium qui sera présenté avec l'ensemble volcanique de l'Eocène supérieur, les autres éléments montrent les caractères ci-dessous (fig. 86):

Rb/I.D. - Dans ce diagramme, analogue aux diagrammes des éléments majeurs/I.D., les termes basiques montrent une évolution régulière et positive vis-à-vis de l'indice de différenciation. Pour les termes intermédiaires, cette évolution est tout à fait différente: les roches intermédiaires de la lignée potassique (P) ont tendance à s'enrichir en Rb, tandis que celles de la lignée sodique (S) montrent plutôt un appauvrissement en Rb. Or, différents exemples de différenciation par cristallisation fractionnée, comme la séquence basalte transitionnel-pantellérite de Boina en Afar (Ethiopie, BARBERI et al., 1975) ou les séries calco-alcalines et shoshonitiques du Pérou Sud (LEFEVRE, 1979), etc. montrent bien un enrichissement en cet élément alcalin; ce phénomène a été signalé par plusieurs auteurs, dont AHRENS et al. (1952), GOLDSCHMIDT (1954), TAYLOR et al. (1956), etc. Ces constatations tendent à montrer que nos rhyolites pauvres en Rb ne semblent pas être les termes extrêmes de la cristallisation fractionnée du pôle basique, ce qui est confirmé par les observations de terrain (volume important du volcanisme rhyolitique et ignimbritique par rapport aux basaltes, et chronologie des événements volcaniques). Les termes acides fluctuent entre un pôle extrême pauvre en Rb (rhyolites sodiques) et un pôle assez riche en Rb (rhyolites potassiques). Les termes intermédiaires suivent aussi ces deux tendances sodique et potassique.

Sr/I.D. - Les teneurs en Sr des termes basiques fluctuent beaucoup ce qui est dû en partie à leur caractère porphyrique; les roches riches en minéraux ferromagnésiens et oxydes opaques, mais relativement pauvres en Sr, passent aux termes essentiellement plagioclasiques assez riches en Sr, puis, vers l'indice 45 (I.D.), le fractionnement du plagioclase pourrait expliquer, comme dans le diagramme $Al_2O_3/I.D.$, la diminution de leur teneur en Sr. Dans les termes intermédiaires, l'évolution est encore différente. Cette évolution est marquée plutôt par un enrichissement rapide en "matériaux rhyolitiques" (Q + Or + Ab) (voir aussi les diagrammes $FeO_{tot}/I.D.$ et $TiO_2/I.D.$) que par l'influence d'un fractionnement du plagioclase. En effet, dans ces termes intermédiaires, la séparation du plagioclase et par conséquent la diminution des teneurs en Sr n'aboutissent pas aux termes plus acides. Par contre, on observe une sorte de stabilisation des teneurs en Sr au cours de l'évolution des termes intermédiaires; dans ces roches, Sr, avec un rayon ionique intermédiaire entre Ca et K, a

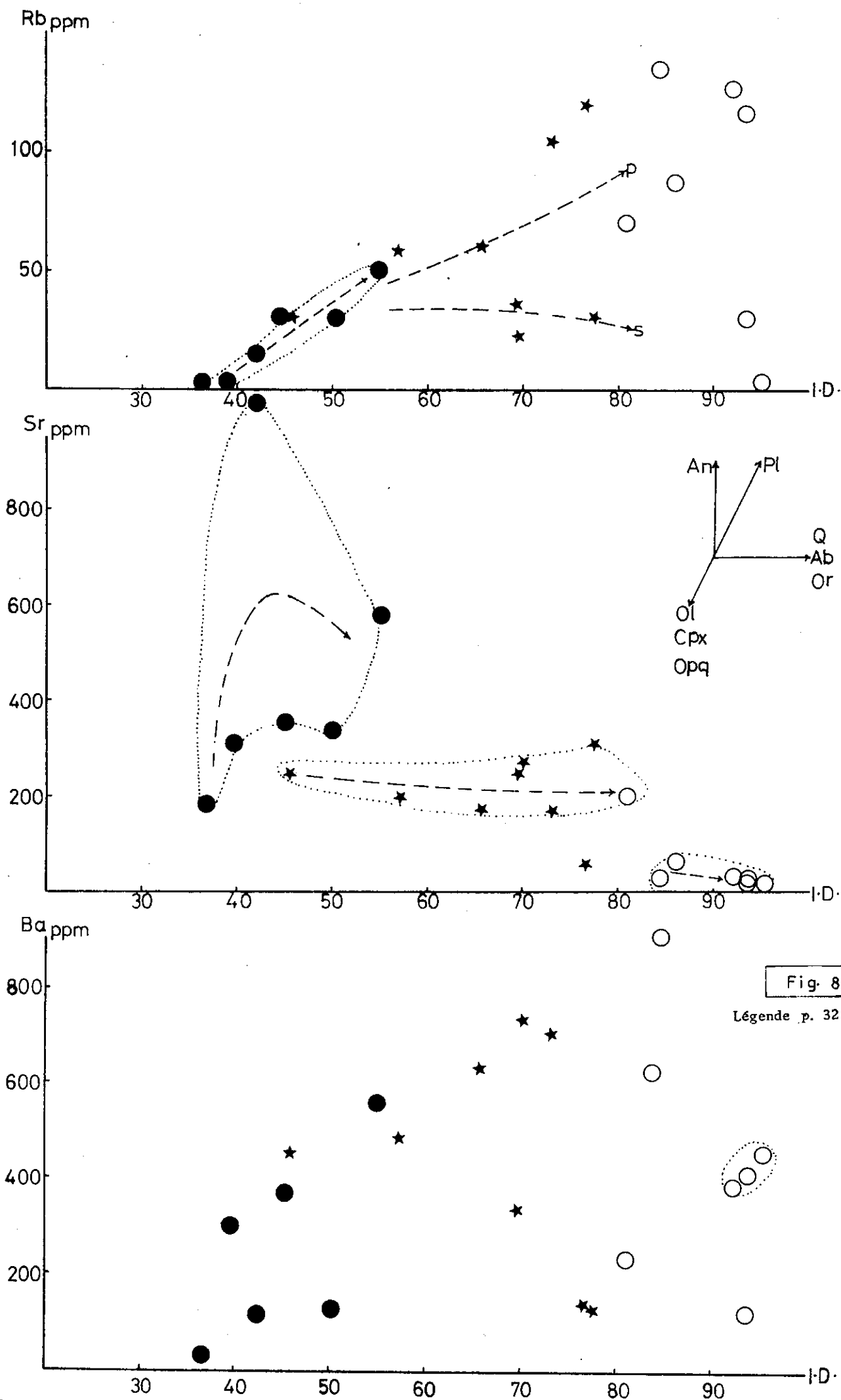
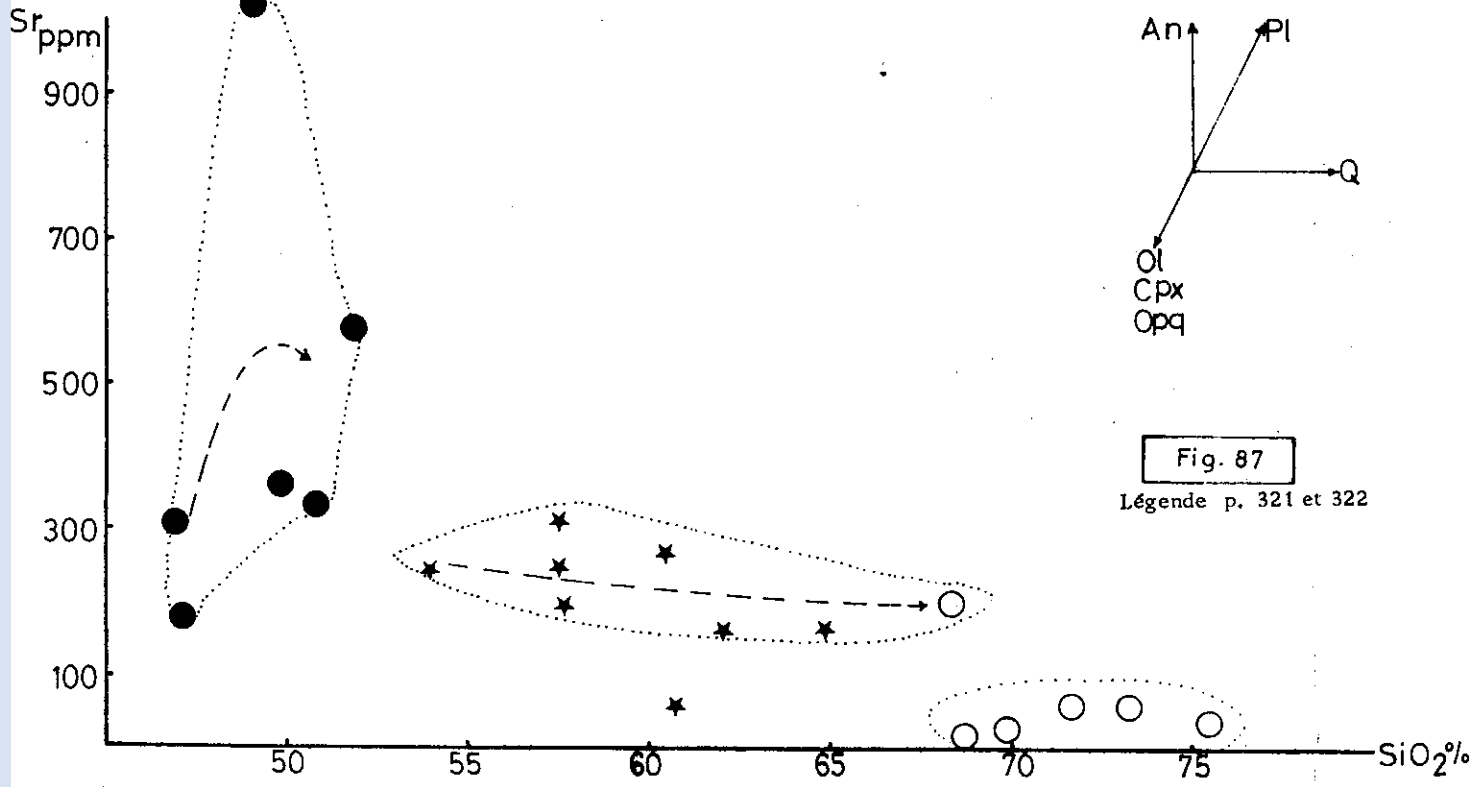
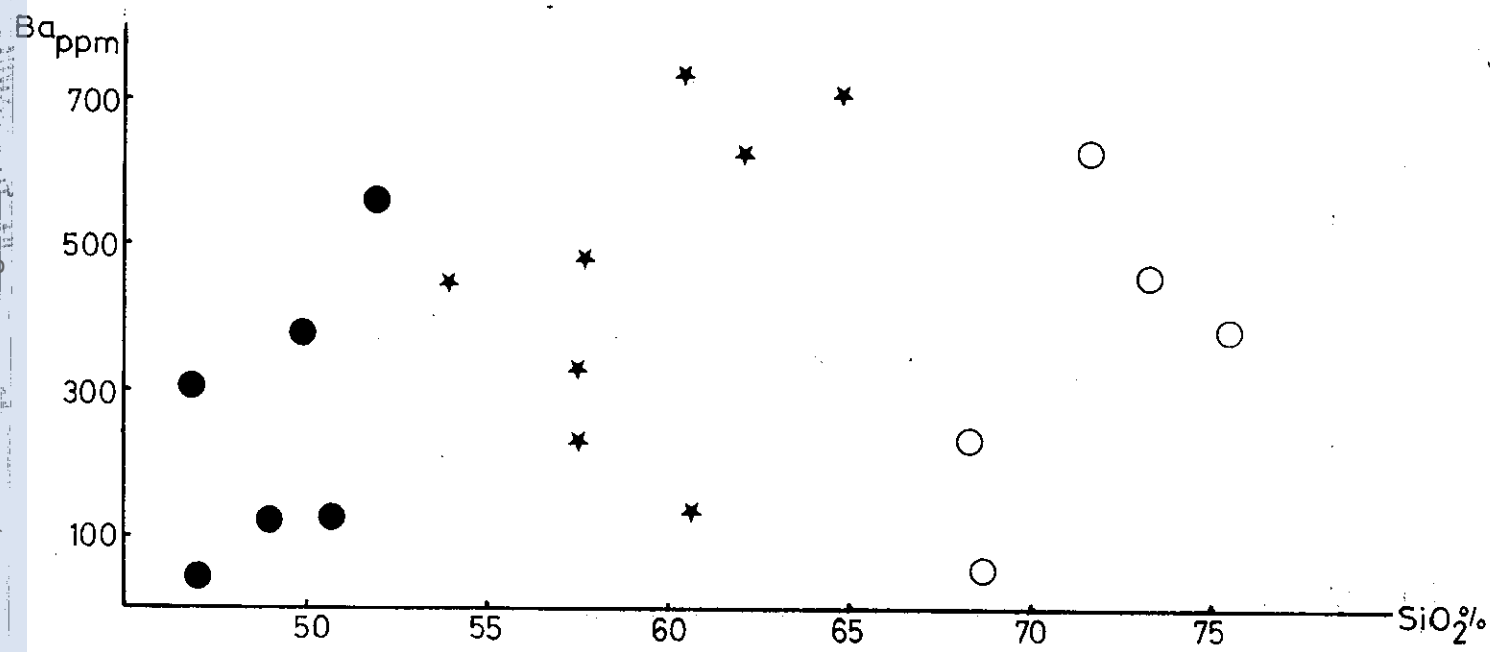
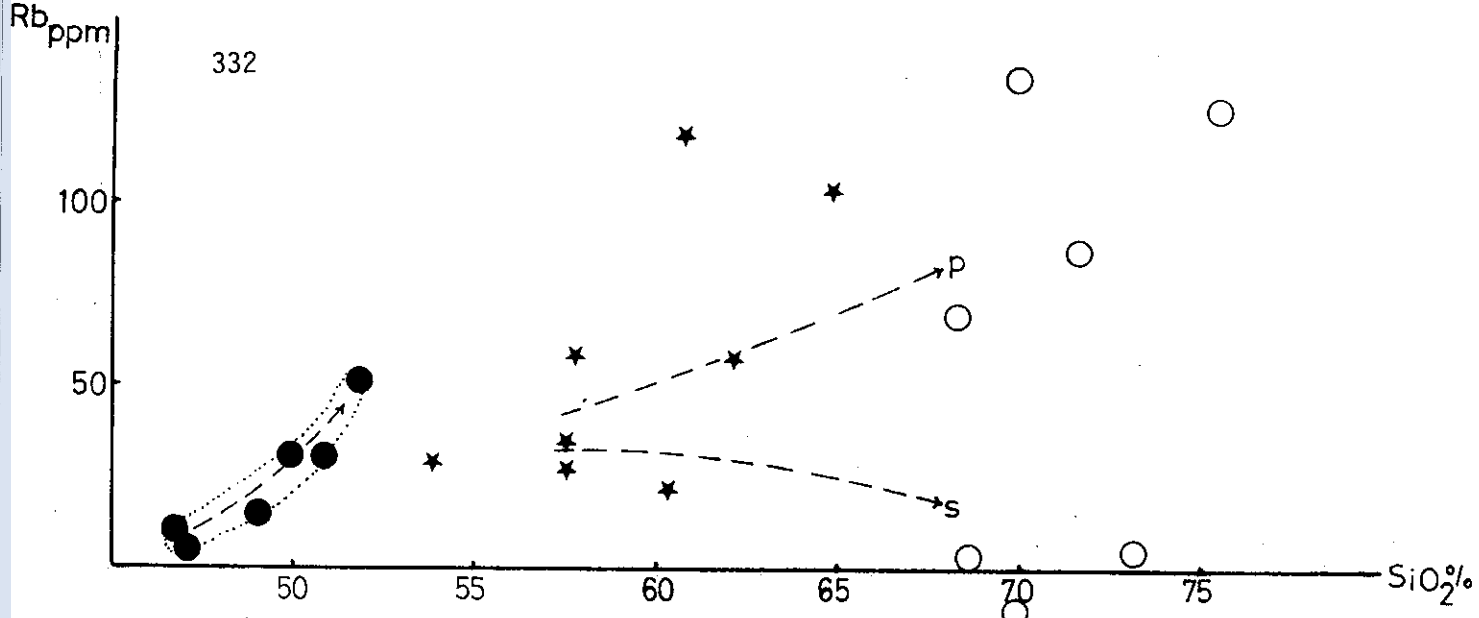


Fig. 86

Légende p. 321 et 322



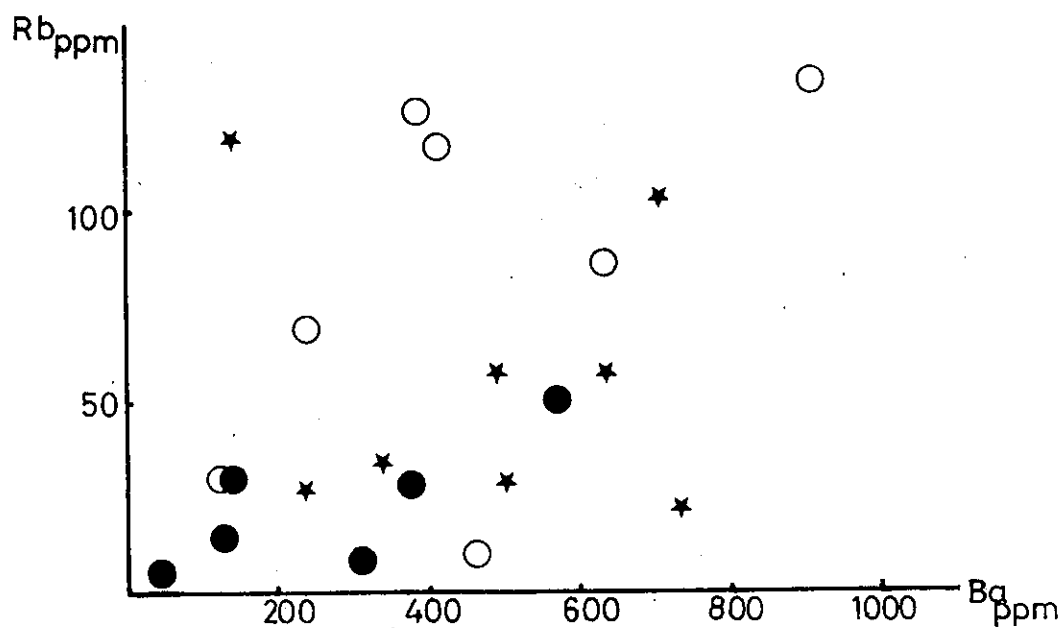
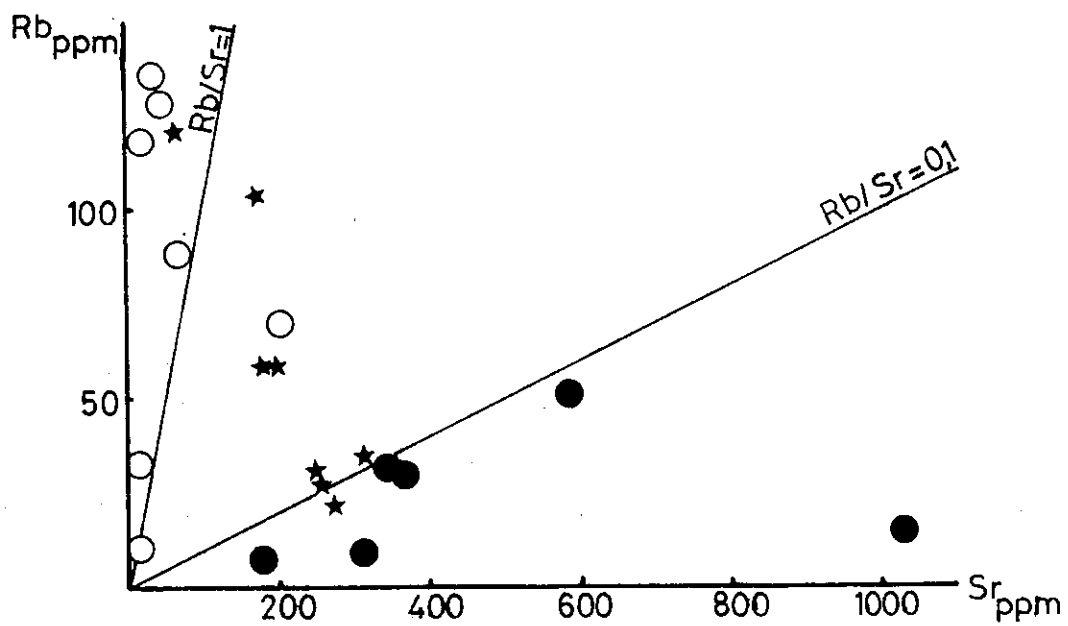


Fig. 88 Légende p. 321 et 322

joué probablement un rôle d'équilibrateur : le fractionnement du plagioclase a été parallèlement lié à la fixation de Sr dans le feldspath alcalin. Nos termes intermédiaires sont également caractérisés par la présence d'une lacune à la fois vers le pôle acide et vers le pôle basique.

Ba/I.D. - Les points représentatifs sont dispersés, mais en général on peut constater que les teneurs en Ba pour les termes basiques s'accroissent en fonction de l'augmentation de l'indice de différenciation. Les termes intermédiaires se partagent encore entre deux lignées sodique et potassique ; mais cet élément n'est pas comme Rb un élément décisif : il peut être concentré parfois aussi bien dans les termes sodiques que potassiques, malgré sa préférence pour les derniers ; c'est le cas des rhyolites sodiques et potassiques encerclées dans ce diagramme (fig. 86).

1.2.3. Variation des éléments-traces en fonction des teneurs en silice (fig. 87).

Rb/SiO₂ - Ce diagramme est assez comparable au diagramme Rb/I.D. ; il y a une corrélation positive entre Rb et SiO₂ pour les termes basiques, négative pour la lignée sodique et positive pour la lignée potassique des volcanites intermédiaires ; enfin on note une fluctuation des teneurs en Rb vis-à-vis de SiO₂ pour les roches rhyolitiques.

Ba/SiO₂ - Les teneurs en Ba sont dispersées vis-à-vis de SiO₂, mais là encore l'évolution dans chaque groupe basique, intermédiaire et acide est généralement la même que dans le diagramme Ba/I.D.

Sr/SiO₂ - Dans les termes basiques, on observe d'abord un accroissement très rapide des teneurs en Sr pour une faible augmentation de SiO₂ ; ensuite une diminution des teneurs en Sr pour les roches ayant plus de 50 % de SiO₂. Cette tendance est également analogue à Sr/I.D. Dans les termes intermédiaires, on voit une faible diminution des teneurs en Sr vis-à-vis de SiO₂ et ces roches ont donc subi un enrichissement rapide en silice ; les lacunes entre les termes intermédiaires d'une part et termes basiques et acides d'autre part, sont encore bien marquées. Les faciès rhyolitiques ont des teneurs faibles en Sr (< 63 ppm) et leur évolution est plutôt dans le sens d'un enrichissement très rapide en SiO₂.

1.2.4. Diagrammes Rb/Sr et Rb/Ba (fig. 88).

Dans ces diagrammes qui présentent les relations de ces éléments-traces pris deux à deux, on remarque les caractères suivants :

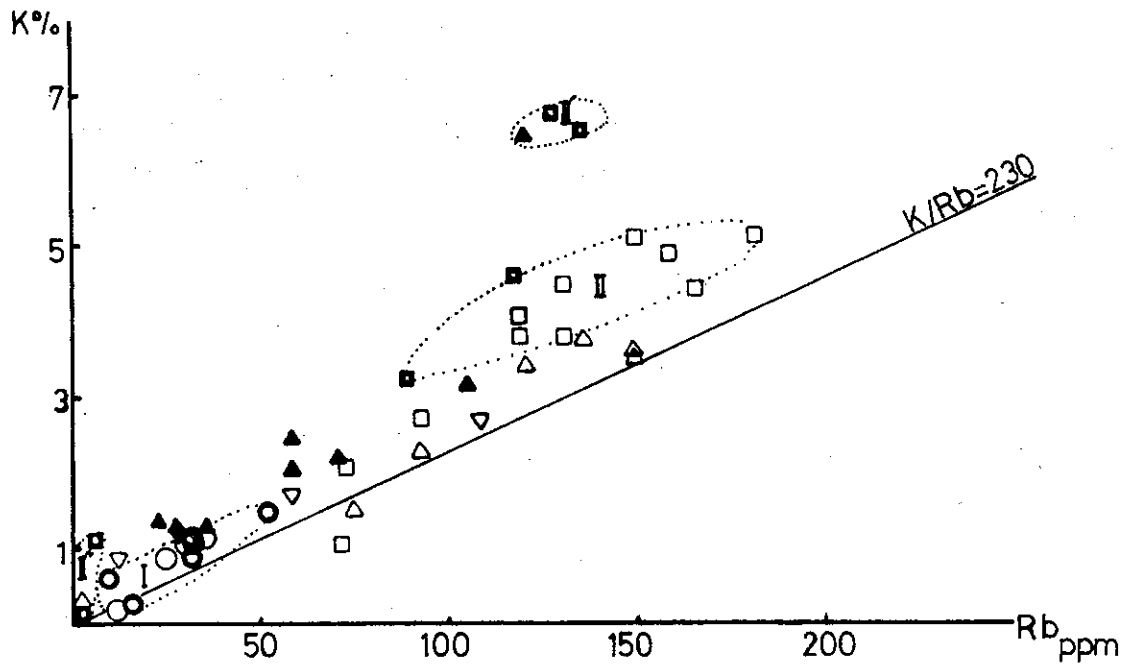
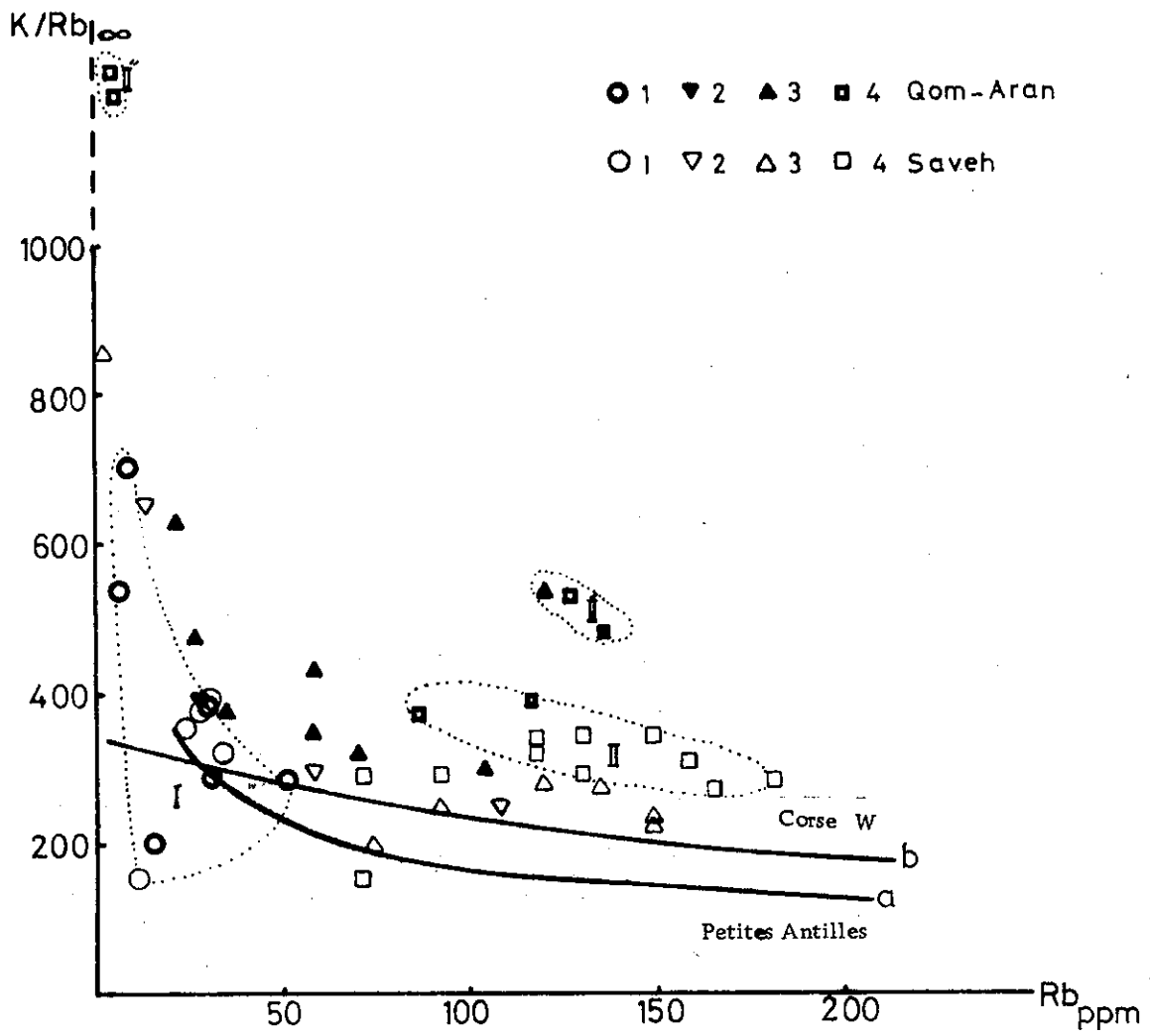


Fig. 89

Légende p. 336

tel: 005000000 - version 4 - 17-Ars-2010

Diagramme Rb/Sr - Toutes les roches basiques alcalines de notre région sont concentrées dans un domaine où le rapport Rb/Sr est ≤ 0.1 , ce qui est aussi le cas des termes basiques alcalins de l'Eocène et du Miocène de la région de Mianeh (Azerbaïdjan, Iran ; LESCUYER et al., 1976). De même, les rhyolites se placent dans un domaine où le rapport Rb/Sr est ≥ 1 , comme pour les rhyolites d'origine anatectique de l'Oligocène de la région de Mianeh. Quant aux volcanites intermédiaires, elles se trouvent essentiellement dans un champ intermédiaire entre les faciès basiques et acides ($0.1 < \text{Rb/Sr} < 1$). Un terme acide, placé dans ce domaine est en fait une ignimbrite dacitique (éch. 76-E-28) et deux faciès particuliers à composition globalement intermédiaire (ignimbrite et perlite du Lutétien supérieur) tombent dans le domaine basique et acide.

Diagramme Rb/Ba - Les points représentatifs des volcanites du Lutétien, sont relativement dispersés. D'après LEFEVRE (1979) la disparition de la corrélation entre ces deux éléments, est un des faits les plus marquants des andésites des marges continentales, tandis que Rb et Ba présentent une corrélation positive dans les arcs insulaires (DUPUY et LEFEVRE, 1974). En effet, dans les marges continentales, mis à part les phénomènes de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée, une contamination crustale peut influencer aussi le rubidium (LEFEVRE, 1979).

1.2.5. Diagrammes K/Rb - Rb et K/Rb (fig. 89) :

Dans ces diagrammes, nous avons représenté les volcanites basaltiques (1), les andésites basaltiques (2), les andésites et les dacites (3), les rhyolites (4) de notre région (Qom-Aran), et enfin les volcanites de l'ensemble inférieur et moyen de l'Eocène de la région de Saveh (CAILLAT et al., 1978). Ici, on note les caractères suivants :

Diagramme K/Rb-Rb : On observe que les termes basaltiques et rhyolitiques montrent des enveloppes individualisées. Dans ce diagramme, à titre de référence, deux courbes a et b, représentatives respectivement de la lignée de différenciation des Petites Antilles (in DUPUY, 1970) et celle des roches éruptives de Corse occidentale (CARRON et al., 1973), sont aussi présentées. Dans l'enveloppe basique (I), le rapport K/Rb diminue rapidement vers les termes plus évolués, ce qui confirme encore les remarques faites sur les diagrammes précédents qui indiquaient, à l'intérieur de ce groupe, une différenciation par cristallisation fractionnée. Mais l'évolution du groupe basique n'aboutit pas, dans son processus de cristallisation fractionnée, aux termes acides, comme par exemple on l'observe dans le passage des gabbro-diorites aux granodiorites

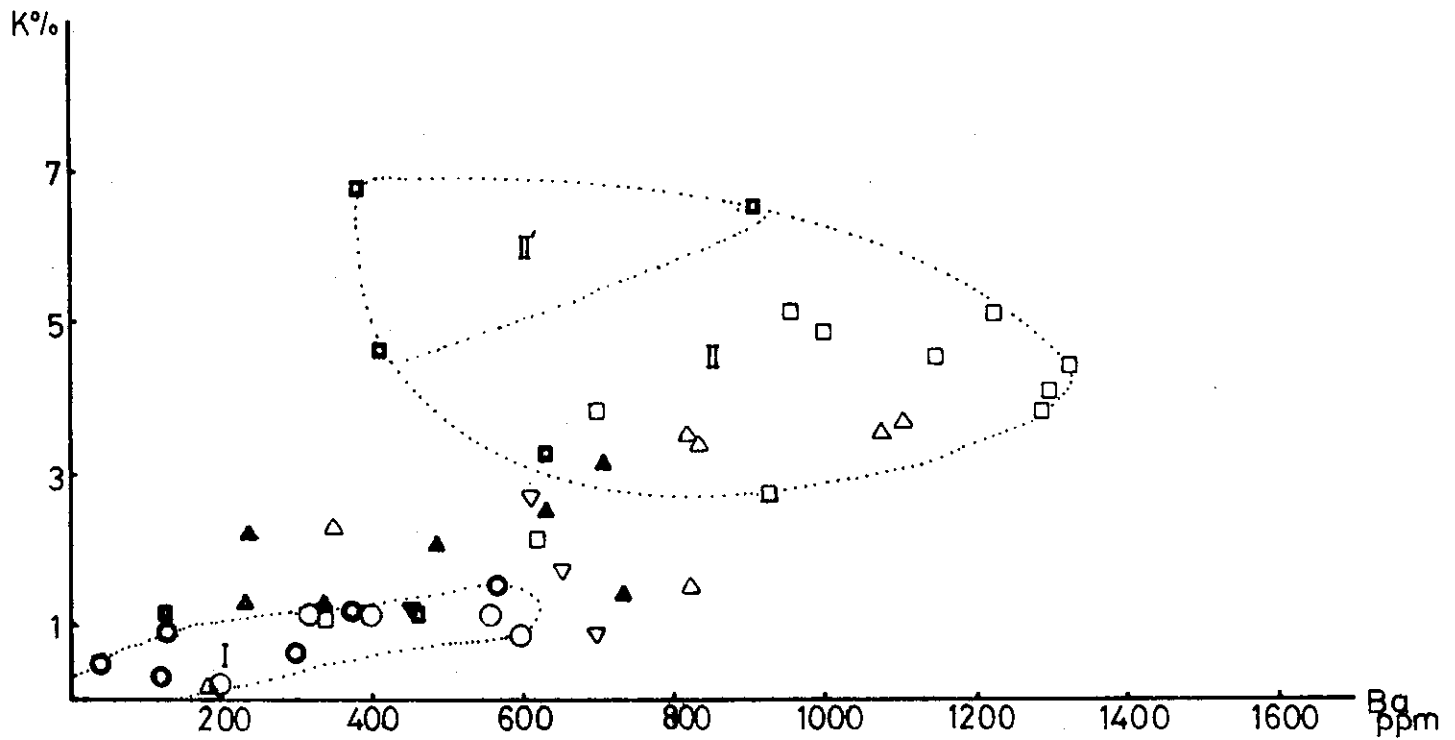
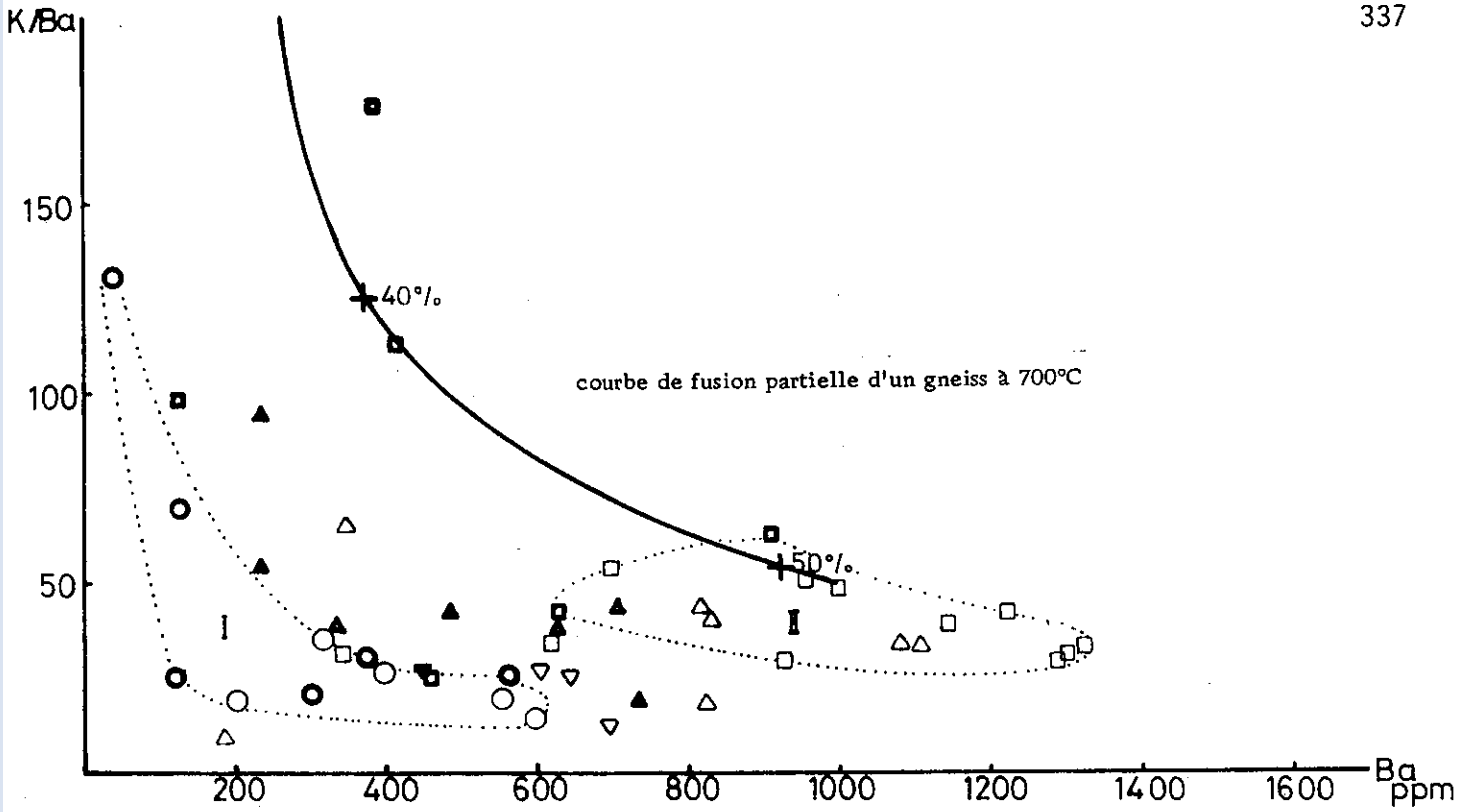


Fig. 90 Légende p. 335 et 336

et granites monzonitiques de la série hercynienne de Corse occidentale (CARRON et al. , 1973). En effet les rhyolites de notre région, ainsi que la majorité des rhyolites de la région de Saveh, ont un rapport K/Rb supérieur à celui des termes basiques évolués. Cette indépendance du volcanisme rhyolitique vis-à-vis du pôle basique est en accord avec les observations de terrain, c'est-à-dire leurs volumes respectifs et la chronologie des événements volcaniques. Les rhyolites elles-mêmes, par leur rapport K/Rb, peuvent être divisées en trois catégories:

- Rhyolites (II). Il s'agit de la majorité des rhyolites, présentant un rapport K/Rb entre 250 à 400 ;
- Rhyolites (II'). Ce sont les rhyolites hyperpotassiques de NE d'Aran, caractérisées par $450 < K/Rb < 550$;
- Rhyolites sodiques (II''), très pauvres en Rb (< 10 ppm) et pauvres en K, avec un rapport K/Rb élevé.

Quant aux termes intermédiaires, ils sont pour la plupart dispersés dans un espace limité entre le domaine basique et acide, et apparemment ne montrent pas un lien évolutif simple (par exemple cristallisation fractionnée) avec l'un ou l'autre. La variation du rapport K/Rb dans ces faciès intermédiaires n'est pas régulière ; ainsi certaines roches andésitiques basiques de Saveh présentent un rapport moins élevé que quelques roches andésitiques ou dacitiques.

Diagramme K/Rb - Les roches volcaniques du Lutétien de notre région et de celle de Saveh montrent une bonne corrélation positive entre K et Rb. Ces volcanites sont essentiellement dans un domaine caractérisé par un rapport $K/Rb > 230$. D'après JAKES et WHITE (1972) les roches calco-alcalines des marges continentales ont généralement un rapport K/Rb inférieur à 230. Dans ce diagramme les rhyolites hyperpotassiques (II') sont assez décalées par rapport à cette droite.

1.2.6. Diagrammes K/Ba-Ba et K/Ba (fig. 90).

Dans ces deux diagrammes sont présentées les mêmes volcanites de la région de Qom-Aran et Saveh.

Diagramme K/Ba-Ba - Ce diagramme permet encore d'individualiser les deux ensembles basique (I) et acide (II). La majorité des rhyolites et quelques dacites sont étalées dans

une enveloppe dans laquelle passe la courbe de fusion partielle d'un gneiss à 700 °C (in DUPUY, 1970). Sur cette courbe, les chiffres 40 % et 50 % caractérisent le taux de matériel fondu. On voit même que quelques rhyolites se placent sur cette courbe. Ces constatations impliquent une compatibilité entre certains de nos rhyolites et les matériaux crustaux (gneiss) fondus par le phénomène de fusion partielle.

Les termes intermédiaires, dans ce diagramme comme dans le diagramme K/Rb-Rb, sont dispersés dans un espace subparallèle à ceux de roches basiques et acides ; ils n'ont donc pas un lien simple avec le pôle basaltique par différenciation. Par exemple, on voit qu'un nombre assez remarquable des volcanites intermédiaires sont moins enrichies en Ba que les termes évolués basiques et cela, comme nous l'avons dit (diagramme K/I.D.), n'est pas dû à un fractionnement du feldspath alcalin car celui-ci n'apparaît que tardivement dans la matrice des roches basiques et intermédiaires.

Diagramme K/Ba - On constate que généralement les teneurs en Ba montrent une corrélation positive vis-à-vis de K dans les termes basiques (I), en fonction de leurs teneurs en feldspath alcalin. Cet enrichissement en Ba, pour les termes basiques, est relativement rapide, ce que montre la pente faible de l'enveloppe basique (I). Sauf quelques andésites basaltiques et andésites qui se trouvent en continuité avec les termes basiques, les roches intermédiaires sont indépendantes et leurs teneurs en Ba sont sous une autre influence que la cristallisation fractionnée à partir du pôle basique. Les termes acides, dans ce diagramme, sont bien étalés ; en particulier les rhyolites hyperpotassiques du NE d'Aran, relativement plus pauvres en Ba (II'), sont assez décalées par rapport aux autres. Nous constaterons également cette anti-corrélation (entre K et Ba) dans les volcanites acides de l'Eocène supérieur de la même région.

1.2.7. Diagrammes Ca/Sr-Sr et Ca/Sr (fig. 91).

Ces deux diagrammes individualisent bien les termes acides (I), intermédiaires (II) et basiques (III) des volcanites précédentes.

Diagramme Ca/Sr-Sr - Dans l'ensemble basique (III) les teneurs en Sr augmentent rapidement d'environ 200 ppm à plus de 1000 ppm. Cette augmentation des teneurs en Sr, liée à une diminution du rapport Ca/Sr, est caractéristique d'un fractionnement du clinopyroxène. Quelques

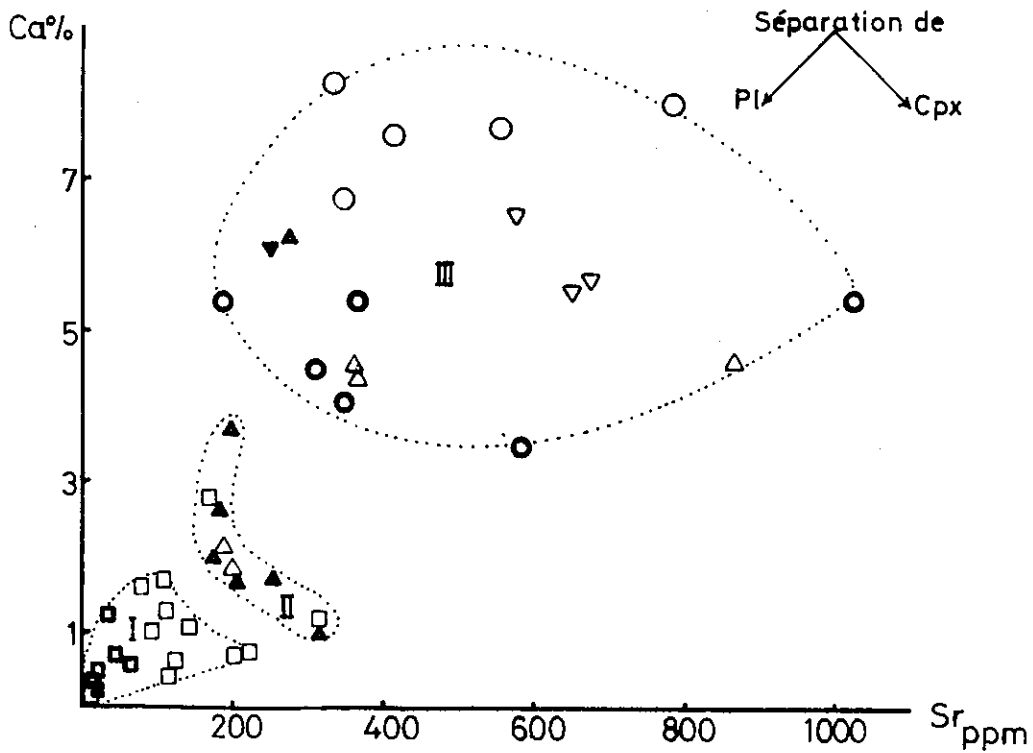
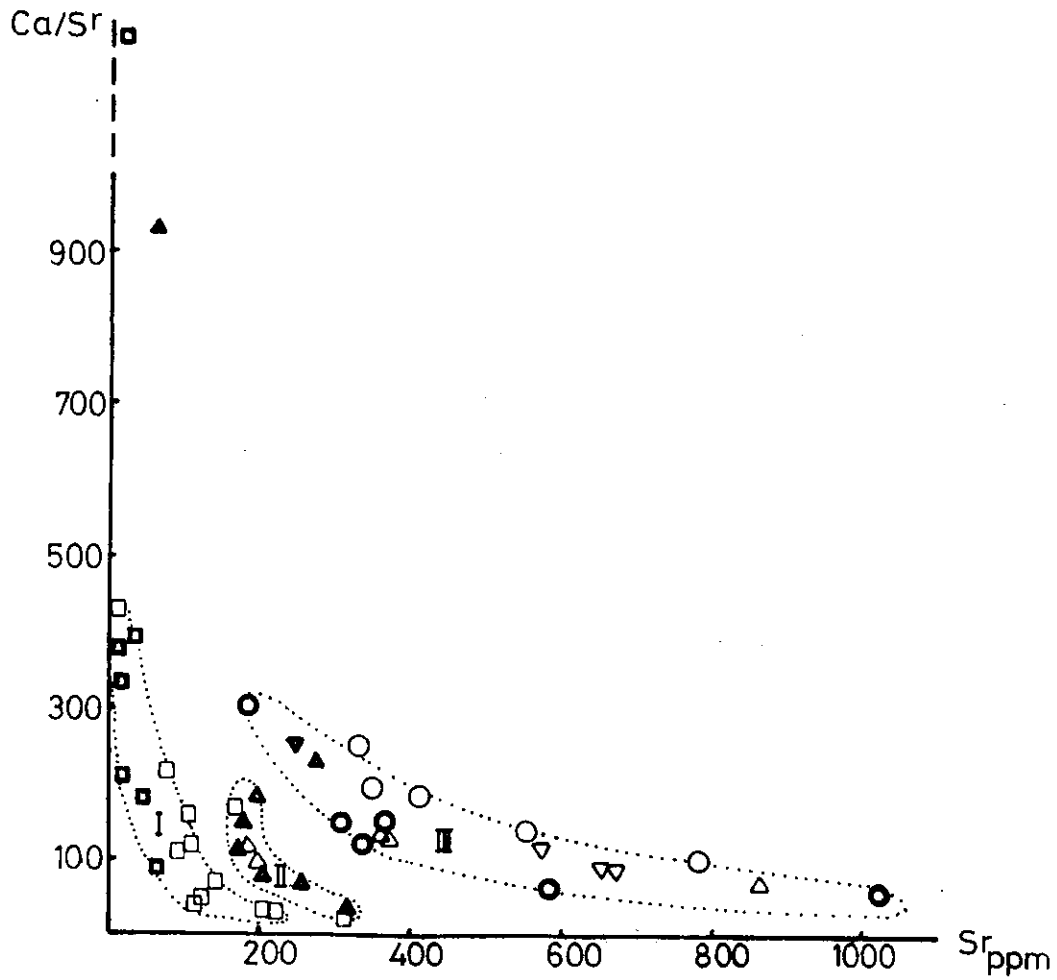


Fig-91 Légende p. 335 et 336

tel-00569888, version 1, 17 Aug 2014

faciès intermédiaires basiques de la région de Saveh qui sont groupés dans cet ensemble basique pourraient traduire apparemment une telle évolution.

Dans l'ensemble acide (I), la chute du rapport Ca/Sr est très rapide. En effet, dans ce diagramme, sauf deux échantillons particuliers (une rhyolite et une perlite, respectivement riches en plages et vésicules de calcite) qui montrent un rapport élevé, les rhyolites riches en alcalins (soit potassiques, soit sodiques) et pauvres en plagioclase montrent des teneurs très faibles en Sr et par conséquent une fluctuation rapide de Ca/Sr. Pour les rhyolites les plus riches en Sr (> 100 ppm), les quantités de phénocristaux de plagioclase contrôlent l'évolution. Dans les termes intermédiaires, l'évolution est contrôlée par la présence des cristaux de plagioclase et de clinopyroxène : on a encore les andésites à clinopyroxène avec un rapport Ca/Sr relativement plus élevé, mais Sr moins élevé ; les termes andésitiques essentiellement plagioclasiques avec un rapport Ca/Sr relativement moins élevé, mais Sr plus élevé, et enfin les faciès dacitiques pauvres ou sans phénocristaux de clinopyroxène et relativement moins riches en phénocristaux de plagioclase, caractérisés par un rapport Ca/Sr et des teneurs en Sr relativement moins élevés. Mais en général, dans ces termes intermédiaires, la fluctuation des teneurs en Sr est moins importante que dans les ensembles basique et acide.

Diagramme Ca/Sr - Les teneurs en Ca et Sr augmentent du pôle acide jusqu'au pôle basique, avec des champs qui s'étalent progressivement vers l'ensemble basique. En effet, dans ce dernier, les teneurs en Ca et Sr sont sous l'influence de la séparation du plagioclase et du clinopyroxène, ce qui donne des teneurs assez variées en Ca et Sr. Tandis que dans l'ensemble acide l'effet du pyroxène n'est pas important et seul le plagioclase contrôle les teneurs en Sr et Ca. Dans l'ensemble basique, quelques faciès intermédiaires de la région de Saveh semblent provenir d'un fractionnement du clinopyroxène (diminution des teneurs en Ca et augmentation de celles en Sr) ou du plagioclase (diminution des teneurs en Ca et Sr) ; mais ces phénomènes ne sont pas nets dans les diagrammes précédents (comme K/Rb-Rb). Les autres roches andésitiques et dacitiques s'individualisent dans l'ensemble (II) mais leurs teneurs en Sr et Ca sont intermédiaires entre les pôles basique et acide.

2. ENSEMBLE DE L'EOCENE SUPERIEUR (E₆)

L'ampleur des activités volcaniques est à souligner : les produits sont des roches acides intermédiaires et basiques. Là encore, on peut constater des volumes remarquables de volcanites acides (surtout ignimbritiques) contemporaines des volcanites basiques ou alternant avec elles, puis suivies par des émissions intermédiaires tardives.

2.1. Eléments majeurs :

On a présenté 24 analyses pour les éléments majeurs dont les moyennes, avec l'écart-type (chiffres entre parenthèses), sont indiquées dans le tableau ci-dessous. La présence de différents types pétrographiques dans les deux sous-zones centrale et nord est (dans le tableau, elles sont notées respectivement SW et NE), nous permet de comparer l'évolution magmatique et géochimique des volcanites de cette époque dans l'espace et éventuellement de comparer l'évolution de certains des éléments majeurs avec ceux des séries magmatiques des zones orogéniques. En effet,

Oxydes	Moyenne des basaltes SW n = 6	Moyenne des basaltes NE n = 4	Moyenne des andésites basaltiques SW. n = 2	Shos- honite NE n = 1	Moyenne des andésites SW - n=2	Moyenne des dacites SW n = 3	Moyenne des dacites NE n = 5	Rhyolite SW n = 1
SiO ₂	48.25 (2.41)	49.17 (1.45)	55.54 (0.44)	53.05	59.14 (0.89)	68.06 (1.67)	64.58 (0.84)	73.04
Al ₂ O ₃	17.79 (0.80)	17.27 (1.09)	13.57 (0.92)	17.67	14.55 (0.30)	13.85 (0.11)	15.27 (0.23)	12.24
Fe ₂ O ₃	4.56 (1.19)	3.89 (0.71)	9.16 (2.06)	5.16	5.33 (1.48)	6.08 (1.02)	3.23 (0.95)	3.08
FeO	6.11 (1.03)	4.08 (1.37)	3.47 (0.55)	2.43	3.39 (2.37)	0.48 (0.16)	0.38 (0.11)	0.18
MnO	0.32 (0.14)	0.23 (0.08)	0.29 (0.05)	0.16	0.14 (0.06)	0.03 (0.02)	0.07 (0.04)	0.04
MgO	4.50 (0.68)	2.86 (0.99)	3.18 (0.29)	1.47	2.07 (0.63)	0.55 (0.26)	0.78 (0.45)	0.10
CaO	8.39 (1.18)	10.04 (0.77)	5.80 (0.36)	7.23	4.67 (0.97)	0.95 (0.41)	1.72 (0.55)	1.47
Na ₂ O	3.57 (0.89)	3.51 (0.70)	2.51 (0.36)	4.01	3.99 (0.13)	7.22 (0.58)	3.81 (1.04)	3.05
K ₂ O	1.02 (0.45)	3.08 (1.68)	2.66 (0.04)	4.91	2.43 (0.67)	1.06 (1.32)	6.07 (1.72)	5.68
TiO ₂	1.60 (0.24)	1.09 (0.08)	1.58 (0.27)	0.97	1.56 (0.37)	0.80 (0.22)	0.73 (0.14)	0.48
P ₂ O ₅	0.21 (0.04)	0.49 (0.07)	0.20 (0.15)	0.44	0.36 (0.02)	0.16 (0.06)	0.15 (0.03)	0.09
CO ₂	0.24 (0.17)	-	0.80 (-)	-	0.45 (0.21)	0.24 (-)	-	0.48
H ₂ O ⁺	2.69 (1.12)	4.56 (3.03)	1.35 (0.68)	2.38	1.38 (0.29)	0.64 (0.17)	3.41 (2.39)	0.56
H ₂ O ⁻	-	-	0.87 (-)	-	-	-	-	-
TOTAL	99.44 (0.45)	100.30 (0.48)	100.19 (0.40)	99.78	99.50 (0.49)	99.97 (0.58)	100.20 (0.52)	100.85

Tableau 72 : Moyennes des volcanites de l'Eocène supérieur (en fonction des coupures en SiO₂ de la classification de PECCERILLO et TAYLOR, 1976), avec l'écart type (entre parenthèses) et le nombre d'analyses (n)

certain auteurs, par exemple TAKIN (1972), VIALON et al. (1972), JUNG et al. (1975), ALBERTI et al. (1980), etc. ont tenté d'expliquer la filiation du magmatisme calco-alcalin du Tertiaire de l'Iran dans le cadre de la théorie des plaques et d'une zone de subduction.

2.1.1. Caractères généraux et géochimie comparée (tableau 72)

SiO₂ - Les teneurs varient de 43.61 à 73.04 %. Les basaltes SW (Sous-Zone centrale) et NE (Sous-Zone nord est), avec des moyennes respectives de 48.25 et 49.17, s'approchent des basaltes mondiaux (LEMAITRE, 1976). Les moyennes des autres termes volcaniques de notre région sont plus ou moins comparables aux moyennes mondiales du tableau (69), sauf les dacites SW qui ont une teneur moyenne relativement plus élevée. L'importance du volume des roches acides, en particulier du volcanisme rhyolitique (sous la forme de nappes ignimbritiques, de laves, de pyroclastites) dans l'Eocène supérieur ainsi que dans le Lutétien (séries vertes), est plutôt une caractéristique des marges continentales. D'après JAKES et WHITE (1972) la gamme de SiO₂, dans les séries calco-alcalines du type marges continentales, est de l'ordre 56 à 75 %, tandis que dans les arcs insulaires, elle est autour de 50 à 66 %.

Al₂O₃ - Les teneurs moyennes des basaltes SW et NE, ainsi que la teneur en Al₂O₃ des shoshonites NE, sont relativement plus élevées que celles de quelques exemples mondiaux (tableau 69), ce qui est dû à leur caractère souvent porphyrique (phénocristaux de plagioclase). Par contre les andésites basaltiques, andésites, dacites et rhyolites de la Sous-Zone centrale (SW) ont des moyennes moins élevées que celles de leurs équivalents mondiaux, ce qui est comparable aux volcanites du Lutétien de notre région. La teneur moyenne des dacitoïdes NE se rapproche assez de celle des dacites mondiales (LEMAITRE, 1976).

FeO total - Les teneurs moyennes de tous les termes pétrographiques de la Sous-Zone centrale (SW) sont nettement plus élevées que leurs équivalents de la Sous-Zone nord est (NE). Une décroissance de l'enrichissement en fer, dans les séries des zones orogéniques est caractéristique, lorsqu'elles sont de plus en plus éloignées de la fosse océanique (JAKES et WHITE, MIYASHIRO, 1975 ; BAIRD et al., 1974 ; DODGE, 1972, etc.) ; toutefois il y a des exceptions (LEFEVRE, 1979). Les volcanites de l'Eocène supérieur des Sous-Zones centrale et nord-est ont un rapport $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$ supérieur à 2, ce qui est comparable aux séries calco-alcalines des marges continentales (JAKES et WHITE, 1972).

Les moyennes des basaltes SW, des basaltes NE et de la shoshonite NE sont respectivement assez comparables à celles des basaltes mondiaux (LEMAITRE, 1976), des basaltes shoshonitiques (BARBERI et al., 1974) et des shoshonites de JAKES et WHITE (1972) ; tandis que les moyennes des andésites basaltiques, des andésites et des dacites SW sont nettement plus élevées que celles de leurs équivalents mondiaux.

MgO - Les teneurs moyennes en MgO des volcanites de l'Eocène supérieur, comme celles du Lutétien de notre région, restent nettement plus faibles que les moyennes des autres séries volcaniques mondiales (Tableau 69). Nous voyons donc encore le rôle du fractionnement des minéraux ferro magnésiens et surtout de l'Olivine. Cela peut être expliqué par le fait que les termes basaltiques à Olivine sont moins fréquents, tandis que les cristaux cumulats de ce minéral s'observent plus ou moins dans les séries volcaniques de l'Eocène (Voir : volcanites à texture gloméroprophyrique), mais en revanche les termes basiques à phénocristaux de plagioclase ont une place importante, non seulement dans notre région (moyennes élevées de nos basaltes en Al_2O_3) mais aussi à l'échelle d'Iran. Dans notre région, en général, les teneurs moyennes en MgO sont plus élevées dans la Sous-Zone centrale que dans la Sous-Zone nord est.

CaO - Elles varient de 0.57 (ignimbrite SW) à 10.82 % (basalte NE). A l'inverse de MgO et du fer total, les teneurs moyennes en CaO des volcanites sont moins élevées que pour celles de NE.

Alcalins - Les teneurs moyennes en alcalins sont comprises entre 4.59 (basaltes SW) à 9.88 % (dacitoïdes NE). Ces teneurs moyennes sont nettement plus élevées dans les volcanites NE que dans leurs équivalents SW. L'augmentation de l'alcalinité des laves en fonction de leur éloignement de la fosse océanique ou en fonction de la profondeur du plan de Benioff a été notée par plusieurs auteurs (KUNO, 1959, 1960, 1966 et 1968 ; SUGIMURA, 1961, 1968 et 1973 ; JAKES et WHITE, 1969 et 1972 ; GORSHKOV, 1970).

Selon certains auteurs, comme DICKINSON et HATHERTON (1967), HATHERTON et DICKINSON (1968), DICKINSON (1970, 1973, 1975) etc., l'augmentation de l'alcalinité des laves au fur et à mesure qu'elles sont plus éloignées de la fosse, serait due à un enrichissement des teneurs en potassium. Mais parfois cette augmentation des teneurs en K_2O en fonction de la distance à la fosse océanique est limitée ou nulle, comme c'est le cas des laves calco-

alcaline du Pérou central.

Dans notre région, les teneurs moyennes en K_2O dans les laves NE sont effectivement plus élevées que dans leurs équivalents de la Sous-Zone centrale (SW) et il y a donc une augmentation du rapport K_2O/Na_2O pour les volcanites NE. Ce rapport, dans la Sous-Zone centrale, est de l'ordre 0.15 (dacites SW) à 1.86 (rhyolite SW) et celui de Sous-Zone nord-est est de 0.88 (basaltes NE) à 1.59 (dacitoïdes NE). Selon JAKES et WHITE (1972), dans les marges continentales ce rapport varie de 0.60 à 1.1., tandis que dans les arcs insulaires il est inférieur à 0.80. Les volcanites NE ont donc un rapport comparable aux roches calco-alcalines des marges continentales, mais celles de SW ont un rapport K_2O/Na_2O très variable.

TiO_2 - Elles varient de 0.48 (rhyolite SW) à 1.96 % (basalte SW). Les teneurs moyennes des basaltes SW, des basaltes NE et des shoshonites NE sont plus ou moins comparables aux moyennes mondiales indiquées dans le tableau (69). Mais les autres termes intermédiaires et acides, comme dans le cas des teneurs en fer total, ont des teneurs moyennes relativement plus élevées, ce qui montre la liaison entre cet élément et le fer dans la composition des oxydes de Fe-Ti. Les teneurs moyennes en TiO_2 dans les volcanites SW sont sans exception plus élevées que les volcanites NE. Or, les teneurs en TiO_2 des laves (comme celles en K_2O) tendent à augmenter en fonction de leur éloignement à la fosse océanique, comme l'a souligné LEFEVRE (1979) pour les volcanites du Sud Pérou.

P_2O_5 - Les teneurs moyennes des basaltes et des andésites basaltiques de la Sous-Zone centrale sont moins élevées que celles des basaltes et shoshonites NE, tandis que dans les faciès intermédiaires et acides contemporains, mais aussi dans ceux du Lutétien, ce caractère est inversé. Les teneurs en P_2O_5 des laves ont tendance à augmenter, lorsqu'elles sont plus éloignées de la fosse océanique ; cela a été signalé soit dans les séries volcaniques du type marges continentales (LEFEVRE, 1979), soit dans certains arcs insulaires (JOHNSON, 1977, in LEFEVRE, 1979).

CONCLUSION

Si l'évolution de certains éléments majeurs, comme les alcalins et le fer total, est généralement en faveur d'une Zone de subduction hypothétique*, les autres éléments, tels que TiO_2 et

* (l'accident du Zagros, le long duquel il y a des affleurements de roches vertes, a été considéré comme la cicatrice d'un plan de Benioff. Notre Sous-Zone centrale est géographiquement plus proche de cet accident que la Sous-Zone nord-est.

P_2O_5 , montrent des caractères différents ou contraires. Nous reviendrons plus loin sur ce sujet lors de l'interprétation pétrostructurale de notre région, mais nous sommes ici en accord avec ARCULUS et JOHNSON (1978) et LEFEVRE (1979) : il y a danger de trop généraliser des modèles proposés et établis dans certains contextes géodynamiques, car chaque zone peut avoir ses propres caractères.

2.1.2. Variations des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation

Dans les diagrammes (92 , 93 et 94), nous avons figuré les basaltes SW (1), les basaltes NE (2), la shoshonite NE (3), les dacitoïdes NE (4), les termes intermédiaires SW (5) et les faciès acides SW (6). La ligne pleine représente la liaison entre les basaltes NE à caractère shoshonitique (absarokite) et la shoshonite NE. Ces diagrammes suggèrent les remarques suivantes :

SiO_2/I .D. - Ce diagramme montre une corrélation positive entre SiO_2 et l'indice de différenciation de l'ensemble volcanique de l'Eocène supérieur. Cependant quelques détails sont à noter :

- les termes intermédiaires sont relativement décalés par rapport au nuage ou la lignée basique;
- les dacitoïdes NE montrent une faible diminution des teneurs en SiO_2 en fonction de l'élévation de l'indice de différenciation, traduisant donc un enrichissement plus important en alcalins qu'en silice dans les termes plus évolués.

Al_2O_3/I .D. - L'évolution des teneurs en Al_2O_3 dans le nuage basique est analogue à celle de l'ensemble volcanique du Lutétien : une augmentation de Al_2O_3 à partir des termes assez pauvres en phénocristaux de plagioclase mais riches en ferromagnésiens, ou encore des termes peu porphyriques à aphyriques, vers les termes porphyriques relativement riches en plagioclase ; ensuite une diminution des teneurs en Al_2O_3 due au fractionnement du plagioclase.

Les termes intermédiaires SW sont dispersés et décalés vis-à-vis du nuage basique et présentent des teneurs faibles en Al_2O_3 (< 15 %). Par contre les dacitoïdes NE sont groupées et montrent une faible diminution de Al_2O_3 (avec augmentation de I.D.). Ceci est dû à une diminution des teneurs en plagioclase parallèlement à une augmentation du feldspath alcalin.

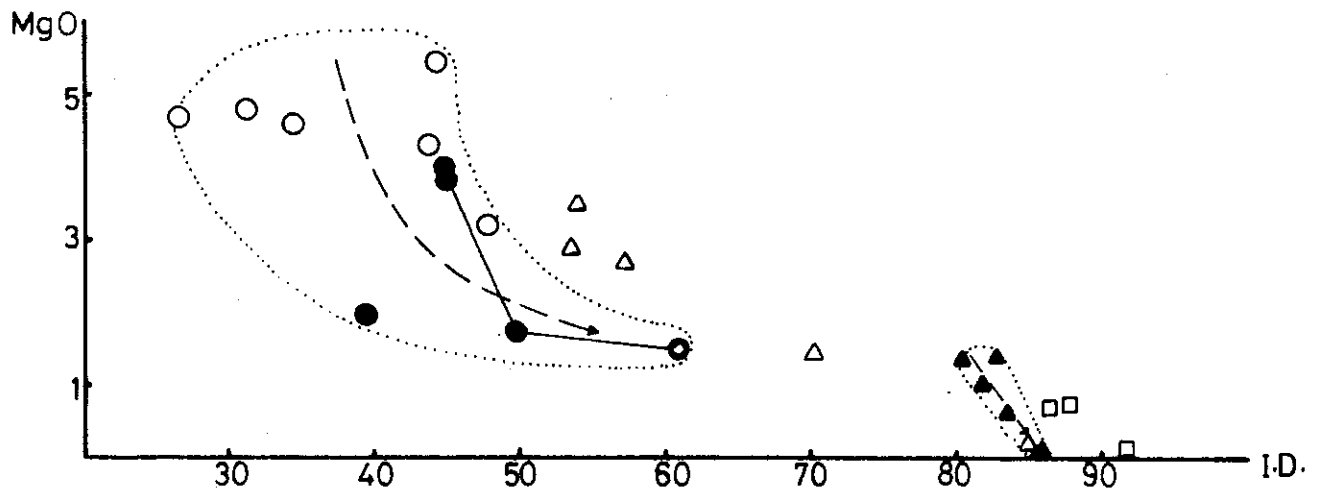
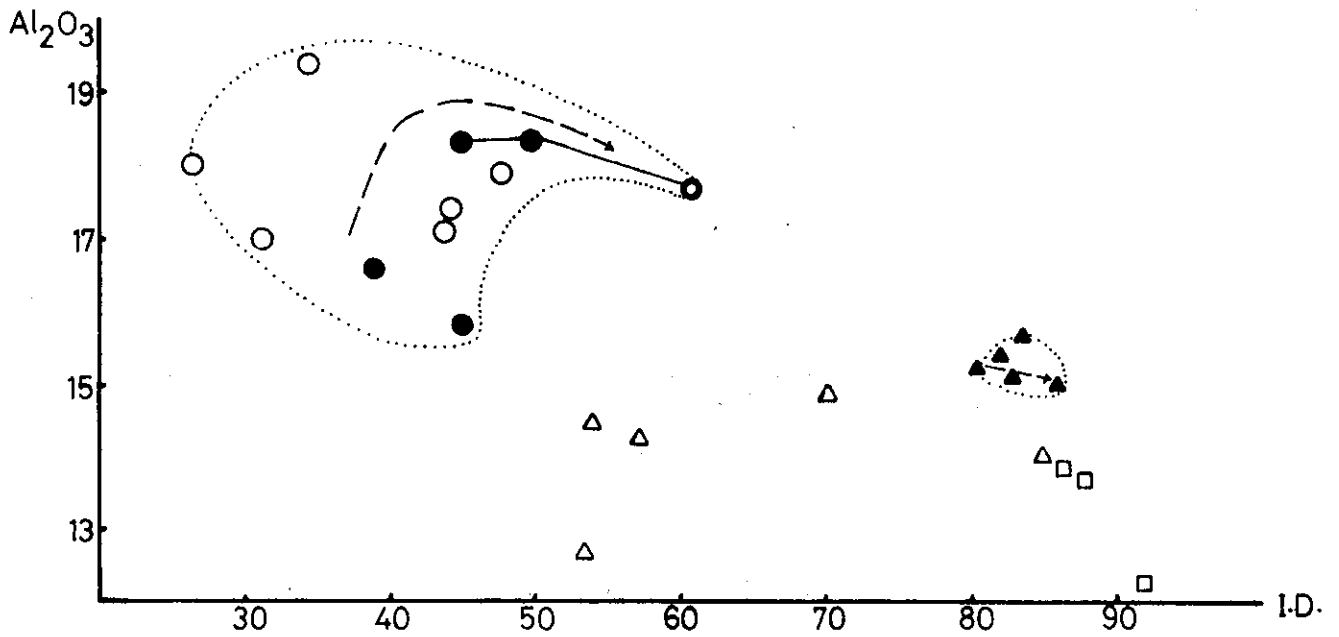
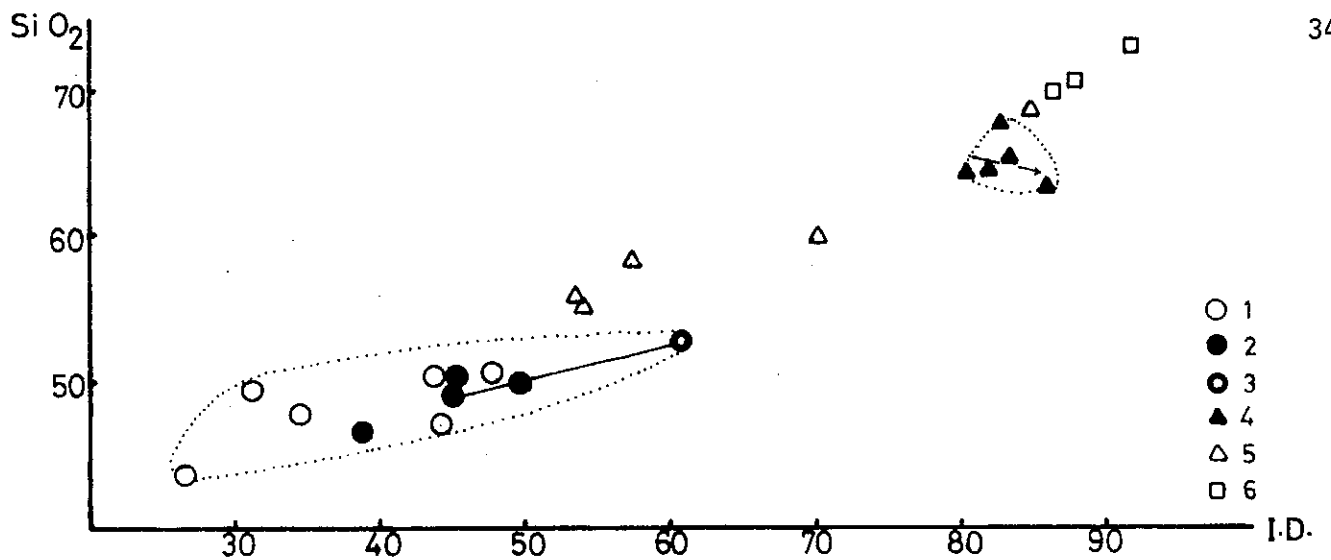


Fig-92 Légende p. 346

tel: 005000000 - version 4 - 17-Ars-2010

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

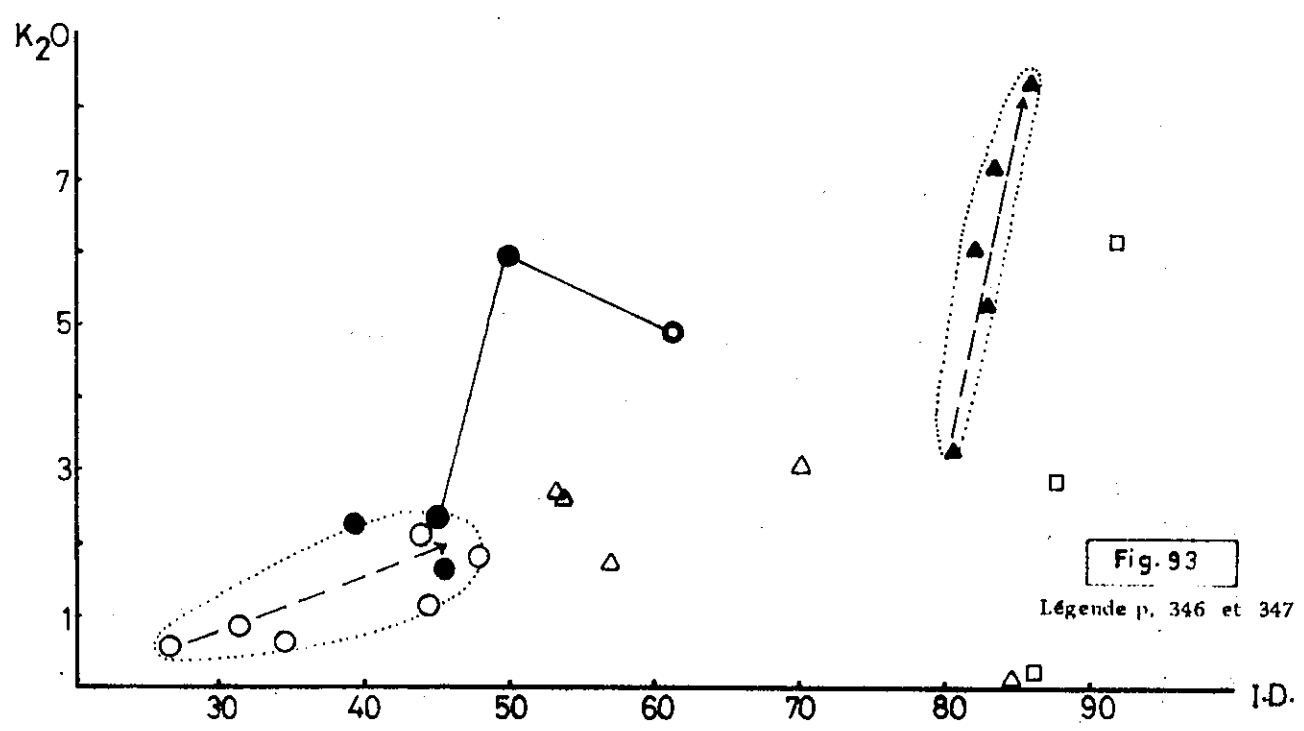
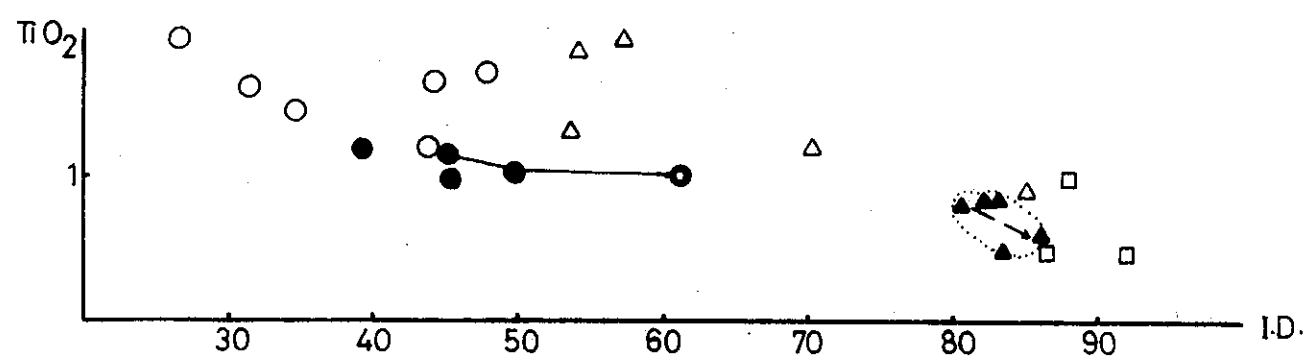
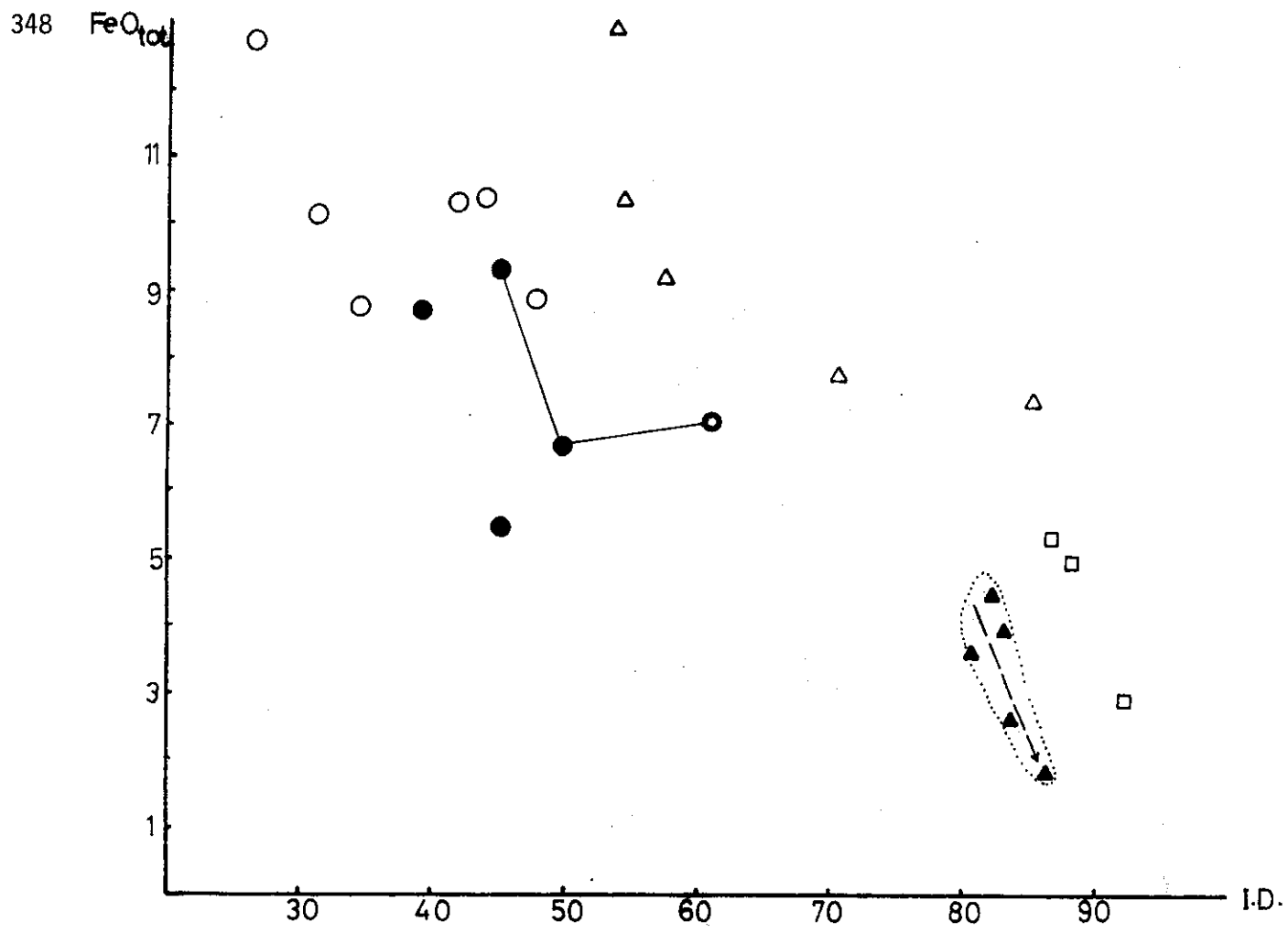


Fig. 93

Légende p. 346 et 347

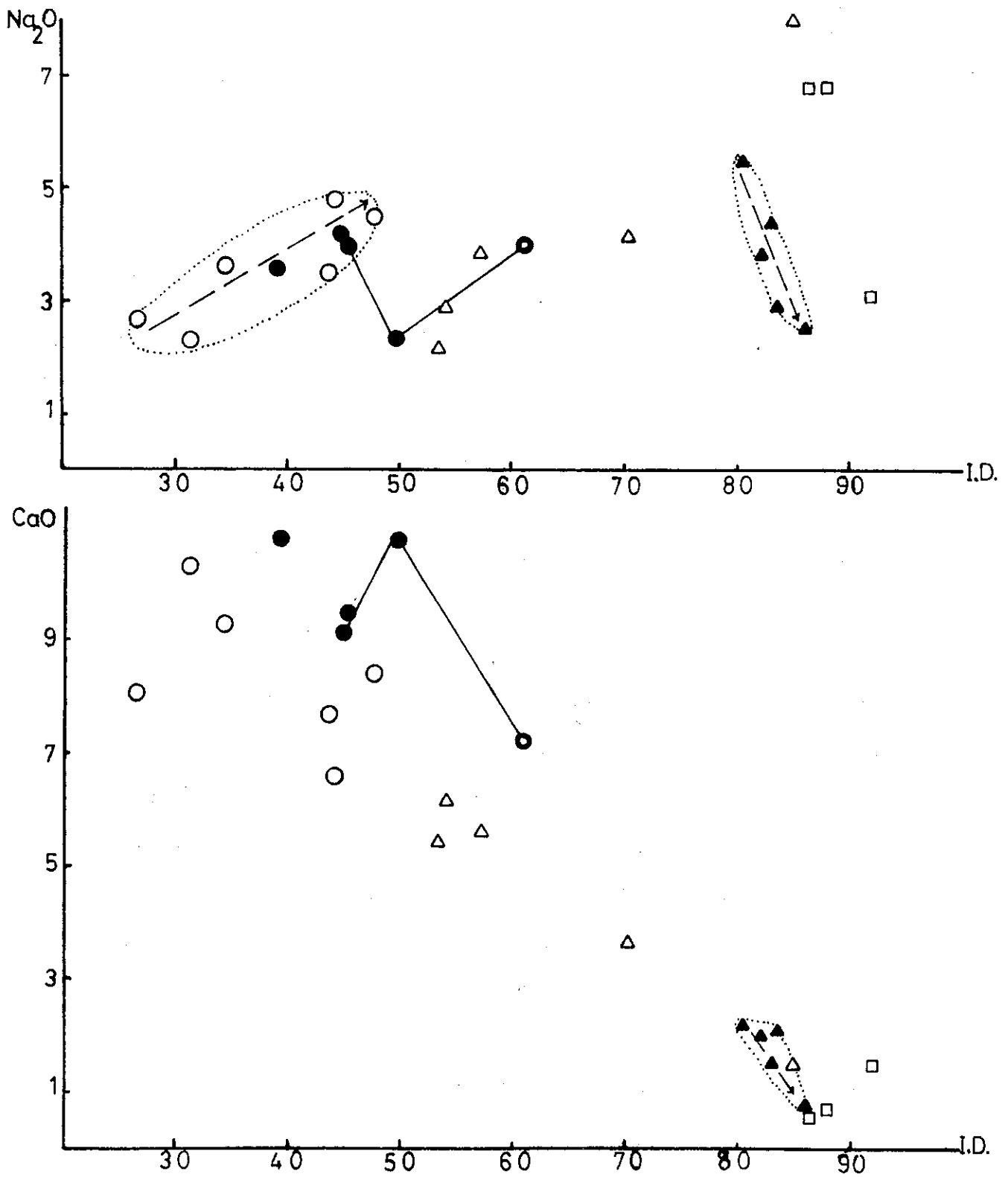


Fig. 94 Légende p. 346 et 347

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

tel:005000000 - version 1 - 17-Ars-0040

Dans les termes acides SW, les teneurs en Al_2O_3 diminuent plus rapidement que dans les dacitoïdes NE. Ici, le fractionnement du plagioclase est lié non seulement à un enrichissement en alcalins, mais aussi à une augmentation des teneurs en silice (voir : diagramme silice/I.D.).

MgO/I.D. - Ce diagramme est aussi comparable à celui des volcanites du Lutétien. La diminution des teneurs en MgO pour les termes basiques au départ est assez rapide puis se ralentit. La liaison shoshonitique NE (ligne pleine) montre le même caractère, ce qui correspond essentiellement au fractionnement de l'olivine.

Dans les termes intermédiaires SW, la baisse des teneurs en MgO est essentiellement liée aux teneurs en clinopyroxène ; quant aux dacitoïdes NE, leur diminution en MgO traduit une baisse quantitative en clinopyroxène ou biotite.

FeO total/I.D. - Les points représentatifs sont assez dispersés, sauf pour les dacitoïdes NE qui forment un groupe homogène, avec une baisse relativement rapide des teneurs en fer total. Les termes intermédiaires SW montrent une évolution subparallèle à celle des termes basiques et présentent des teneurs assez fortes en fer total. On note en général que les volcanites SW sont, par rapport aux volcanites NE, plus riches en fer.

TiO₂/I.D. - Une diminution générale des teneurs en TiO₂ en fonction de l'augmentation de l'indice de différenciation est à noter.

K₂O/ I.D. - L'évolution des termes basiques SW en fonction de l'élévation de l'indice de différenciation est positive et régulière. Les dacitoïdes NE montrent un enrichissement très important en K₂O (K₂O passe de 3.34 à 8.43 % pour une élévation de 80 à 86 seulement) que nous avons déjà constaté (Voir : chapitre sur la phase volcanique de l'Eocène supérieur) et

tenté d'expliquer par un phénomène de transfert gazeux. Dans les termes basiques, un tel enrichissement en K_2O s'observe pour la lignée shoshonitique NE. Ici, on voit qu'un terme basique de cette lignée (éch. 77-E-648) se groupe avec les basaltes alcalins SW ; les constatations minéralogiques et chimiques confirment ce rapprochement. Les termes acides SW peuvent varier entre les deux pôles sodique et potassique (comme les volcanites du Lutétien).

$Na_2O/I.D.$ - Dans ce diagramme, on observe que les basaltes alcalins SW, comme dans le diagramme K_2O I/D., ont une évolution régulière et une corrélation positive avec I.D. Par contre, l'évolution des dacitoïdes NE et celle de la lignée shoshonitique NE sont à l'inverse du diagramme précédent, c'est-à-dire que l'enrichissement en K_2O correspond à un appauvrissement en Na_2O . Cet enrichissement sélectif en alcalins, dont plusieurs exemples ont été signalé par SAHAMA (1974) est, dans notre région, en grande partie dû au transfert gazeux. L'importance des teneurs en volatils dans le magma de ces termes basiques et acides peut être souligné par la présence de minéraux comme l'analcime, la biotite, etc., par l'abondance et la taille (jusqu'à quelques centimètres) des vésicules dans les laves et par le volume considérable des niveaux pyroclastiques (surtout acides) (Voir chapitre sur la phase volcanique de l'Eocène supérieur). Ici, nous pouvons donc insister sur le rôle important de l'enrichissement sélectif en alcalins dans la pétrogenèse de certains groupes de nos roches volcaniques, en particulier celles à tendance shoshonitique.

$CaO/I.D.$ - Sauf une certaine fluctuation qui s'observe dans le groupe des roches basiques (due à leur caractère plus ou moins porphyrique et aux quantités variables des cristaux de clinopyroxène et/ou de plagioclase), on note une baisse assez régulière en CaO en fonction de l'augmentation de I.D.

2.1.3. Diagramme Q-Ab-Or- H_2O (fig. 95) :

Dans ce diagramme, nous présentons les volcanites essentiellement rhyolitiques ($Q + Ab + Or \geq 80\%$) du Lutétien (1) et de l'Eocène Supérieur (2). Les travaux expérimentaux de VON PLATEN (1965) dans ce système Q-Ab-Or- H_2O et à des pressions d'eau de l'ordre de 2 kb permettent les constatations suivantes :

- la rhyolite porphyrique de Vasheghan (éch. 76-E-44B) se place sur la lignée cotectique avec le rapport $Ab/An = 3,8$;
- la rhyolite potassique du NE d'Aran (éch. 77-E-82) et l'ignimbrite de l'Est de Khanak (éch. 76-E-13) se situent sur la lignée cotectique $Ab/An = \infty$; l'ignimbrite de la région de Hajiabad-Khurhen (76-E-28) est aussi proche de ce minimum ternaire ;

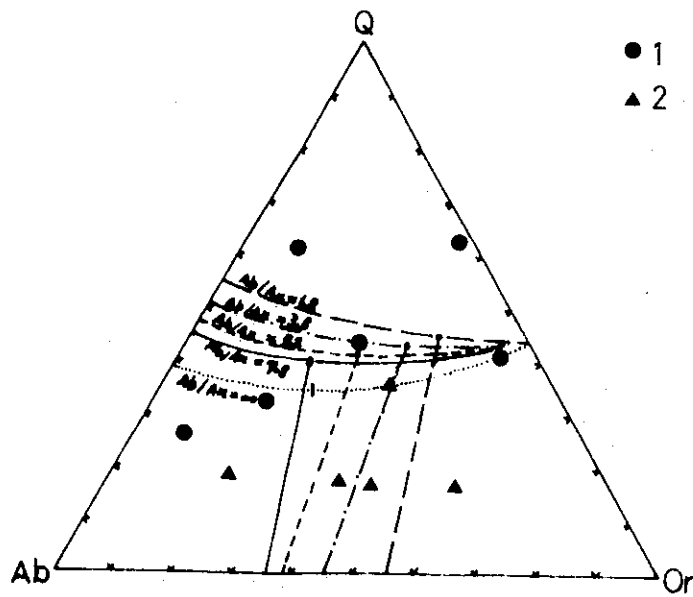


Fig. 95 - Diagramme Q - Ab - Or - H₂O (VON PLATEN, 1965) des volcanites de l'Eocène;
 1: Lutétien; 2: Eocène supérieur

- deux rhyolites, situées dans le champ du quartz, correspondent aux rhyolites à quartz automorphe (éch. 76-E-28 B et 77-E-80), leur composition chimique ayant permis l'apparition du quartz au liquidus;

- les rhyolites situées dans le champ du plagioclase sont celles à tendance sodique, avec parfois des phénocristaux de plagioclase sodique (ni quartz automorphe, ni feldspath potassique) ;

- les dacitoïdes NE sont éloignées des minimums ternaires et sont alignées du champ du feldspath alcalin vers celui du plagioclase. Dans ce champ, la rhyolite de Narreh Khar Kuh (éch. 82), située sur la lignée cotectique $Ab/An = \infty$ et à la frontière feldspath alcalin-quartz, confirme bien l'apparition des phénocristaux de quartz et de sanidine dans son liquidus (Voir : phase volcanique du Lutétien supérieur). Par contre dans le vitrophyre de Narreh Khar Kuh (éch. 77-E-87), situé nettement dans le domaine feldspathique, il semble qu'une éruption rapide et ensuite un refroidissement brutal aient empêché l'apparition de feldspath potassique en phénocristaux tandis que la matrice est essentiellement feldspathique.

En conclusion, on voit que certains faciès rhyolitiques de notre région, surtout ceux à volume relativement important (comme les ignimbrites et les rhyolites) ont des compositions qui semblent comparables à celles des liquides formés par le phénomène d'anatexie dans des conditions de pressions d'eau de l'ordre de 2 kb et à des températures qui dépendent du rapport Ab/An du système. En effet, les travaux de VON PLATEN (1965) montrent que la baisse du rapport Ab/An (due à une diminution de Ab) s'accompagne d'une augmentation des teneurs en quartz et en orthose du système, et augmente légèrement la température à laquelle le liquide anatectique peut commencer à se produire, par exemple à $P_{H_2O} = 2$ kb, avec $Ab/An = \infty$ ($An = 0$, ou cotectique minimal) la température est de l'ordre $670^\circ C$, le liquide ayant une composition $Q : Ab : Or = 34 : 40 : 26$, tandis que pour $Ab/An = 3.8$ on a $Q : Ab : Or = 43 : 21 : 36$, avec une température de l'ordre de $695^\circ C$. Cela signifie aussi que le phénomène d'anatexie commence à des températures plus élevées si les teneurs en An du plagioclase sont plus élevées, si bien que l'anatexie d'un même gneiss peut produire des liquides de différentes compositions, selon la température qu'il atteint au cours du phénomène (WINKLER, 1979).

2.2. Eléments-traces (Tableau 73)

	Basaltes SW n = 6	Basaltes NE n = 4	Andés. basalt. SW n = 1	Shos- honite NE n = 1	Andésites SW n = 2	Dacites SW n = 3	Dacites NE n = 5	Rhyolites SW n = 1
SiO ₂ %	48,25 (2,41)	49,17 (1,45)	55,10	53,05	59,14 (0,89)	68,06 (1,67)	64,58 (0,84)	73,04
K %	1,00 (0,49)	2,55 (1,39)	2,17	4,07	2,02 (0,55)	0,88 (1,01)	5,04 (1,43)	4,71
Rb ppm	35 (31)	58 (33)	56	185	64 (26)	23 (25)	141 (20)	79
Sr "	364 (85)	425 (103)	302	572	240 (30)	50 (15)	156 (76)	28
Ba "	530 (475)	368 (80)	477	607	539 (191)	174 (213)	730 (198)	556
K/Rb	286	440	388	220	316	383	358	596
	* n = 6	n = 3	n = 1	n = 1	n = 2	n = 1	n = 3	n = 1
V ppm	320 (56)	192 (43)	221	276	97 (19)	39	85 (88)	11

Tableau 73 - Teneurs moyennes en éléments-traces des volcanites de l'Eocène supérieur de la région étudiée.

n = nombres d'analyses (* en bas: nombre d'analyses pour le vanadium);
chiffres entre parenthèses = écart-type.

2.2.1. Caractères généraux et géochimie comparée

La composition des teneurs moyennes des volcanites de l'Eocène supérieur de notre région et de celles des séries volcaniques mondiales indiquées dans le tableau (71) permet de noter les caractères suivants :

Rb - Cet élément fluctue beaucoup dans les basaltes SW. Comme on l'observe par l'écart-type de ces roches il va de moins de 10 ppm jusqu'à 101 ppm pour un basalte SW à tendance shoshonitique (éch. 77-E-72), mais la moyenne est comparable à celle des basaltes mondiaux (TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961). La moyenne de basaltes NE est plus élevée que celle des basaltes SW, et elle se rapproche plutôt de la moyenne des basaltes shoshonitiques de GILL (1970). La teneur moyenne des andésites SW est plutôt comparable à celle des andésites calco-alcalines du Pérou (LEFEVRE, 1979), tandis que les dacites et rhyolites SW ont des teneurs plus faibles que leurs équivalents mondiaux. La teneur des dacitoïdes NE est assez élevée, étant comparable à celle des séries shoshonitiques de JAKES et WHITE (1972). Les différents termes volcaniques NE ont donc des teneurs moyen-

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

nes relativement comparables aux autres séries shoshonitiques et nettement supérieures à leurs équivalents SW. Selon certains auteurs (comme JAKES et WHITE, 1972 ; HART et al., 1970 ; GIROD et al., 1978, etc.), les teneurs en éléments du type potassium, comme Rb, ont tendance à augmenter lorsqu'on se déplace de la fosse vers le continent, le rapport K/Rb diminuant dans le même sens (JAKES et WHITE, 1972). Par exemple, dans les tholéïtes d'arc insulaire, le rapport K/Rb, de l'ordre de 1000, passe à 500 environ pour les roches calco-alcalines et à 250 pour les shoshonites (JAKES et WHITE, 1970). Cependant, dans certains cas, comme celui des séries volcaniques des marges continentales (Pérou, LEFEVRE, 1970), l'augmentation en Rb et la diminution de K/Rb ne sont pas systématiques.

Dans notre région, malgré le fait que Rb est plus concentré dans les volcanites NE, le rapport K/Rb ne diminue pas toujours les basaltes SW ont un rapport K/Rb beaucoup moins élevé que ce lui des basaltes NE, et les dacitoïdes NE montrent un rapport K/Rb assez analogue à celui des dacites SW.

Sr - Les teneurs moyennes des volcanites NE sont nettement plus élevées que leurs équivalents SW. Dans les basaltes SW les teneurs en Sr varie de 252 ppm à 502 ppm, avec une moyenne de 364 ppm, ce qui est comparable plutôt à celle des basaltes alcalins (SIEDNER, 1965). Quant aux basaltes NE, ils ont des teneurs en Sr comprises entre 350 à 602, avec une moyenne de 425 ppm qui se rapproche de celle des roches basaltiques mondiales (TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961). Par contre, les teneurs moyennes des andésites (240 ppm), des dacites SW (50 ppm) et des dacitoïdes NE (56 ppm) sont nettement moins élevées que leurs équivalents mondiaux (analogues aux volcanites du Lutétien), ce qui peut correspondre à une faiblesse de leur teneur en plagioclase suggérée par leur faiblesse en Al_2O_3 .

L'évolution des teneurs en Sr dans les séries volcaniques peut être complexe ou peu nette (JAKES et WHITE, 1972 ; LEFEVRE, 1979), tandis que HART et al. (1970) suggèrent une augmentation des teneurs en Sr en fonction de la profondeur du plan de Bénéioff sous-jacent.

Ba - Sauf les basaltes NE qui montrent une teneur moyenne plus faible que celle des basaltes SW, les autres termes volcaniques NE sont plus enrichis en Ba que leurs partenaires SW. La fluctuation des teneurs en Ba dans les basaltes SW est très importante, ce dont témoigne l'importance de leur écart-type, tandis que les basaltes NE ont des teneurs en Ba moins fluctuantes. Parmi les roches volcaniques de notre région, les dacites et les rhyolites SW ont des teneurs plus faibles que leurs équivalents indiqués dans le tableau (71).

tandis que les autres laves ont des moyennes plus ou moins comparables. Selon plusieurs auteurs, Ba (comme Rb) a tendance à augmenter lorsqu'on s'éloigne de la fosse océanique, et en général cet élément est plus concentré dans les séries de marges continentales que dans celles des arcs insulaires (JAKES et WHITE, 1972).

V - Les teneurs moyennes varient de 11 ppm (rhyolites SW) à 320 ppm (basaltes SW). La teneur moyenne des basaltes SW est plutôt comparable à celle des basaltes shoshonitiques de JAKES et WHITE (1972). L'andésite basique SW et la shoshonite NE ont des teneurs relativement plus élevées que leurs équivalents dans le tableau (71) mais par contre les andésites, dacites et rhyolites SW ont des teneurs plus faibles. Les dacitoïdes NE avec une teneur moyenne de 85 ppm sont plutôt analogues aux dacites calco-alcalines du Pérou (LEFEVRE, 1970).

Les teneurs en V, dans les séries calco-alcalines des arcs insulaires, mais aussi dans celles des marges continentales, sont généralement faibles, mais il semble qu'elles soient légèrement plus faibles dans ces dernières associations (JAKES et WHITE, 1972). Mais en général, les teneurs en V des roches calco-alcalines sont similaires à celles des basaltes alcalins et tholéitiques (TAYLOR et al., 1969).

2.2.2. Variations des éléments-traces en fonction de l'indice de différenciation (fig. 96 et 97).

Rb/I.D. - Dans ce diagramme les basaltes alcalins SW et certains termes basiques NE sont groupés et montrent une corrélation régulière et positive en fonction de l'augmentation de I.D. Mais l'enrichissement en Rb dans le groupe de basaltes alcalins est relativement modéré, comparable à ce qu'on a déjà observé pour $K_2O/I.D.$ Tandis que l'enrichissement en Rb de la lignée shoshonitique NE et des dacitoïdes de la même région est assez fort et brutal, confirmant les constatations précédentes (diagrammes $K_2O/I.D.$ et $Na_2O/I.D.$). De plus, un basalte SW à tendance shoshonitique (éch. 77-E-72) est décalé du groupe basaltique et montre une teneur assez élevée en Rb. Un autre point à noter correspond à la lignée shoshonitique NE où le terme le moins évolué (I.D. = 45) se rattache dans tous les diagrammes aux autres termes basiques alcalins, comme nous l'avons déjà dit (cf. $K_2O/I.D.$). Ce terme basaltique (éch. 77-E-648) a des compositions minéralogique et chimique qui confirment ce rapprochement. Il faut donc admettre que, dans notre région, la pétrogenèse de ces roches est en relation étroite avec celle de basaltes alcalins.

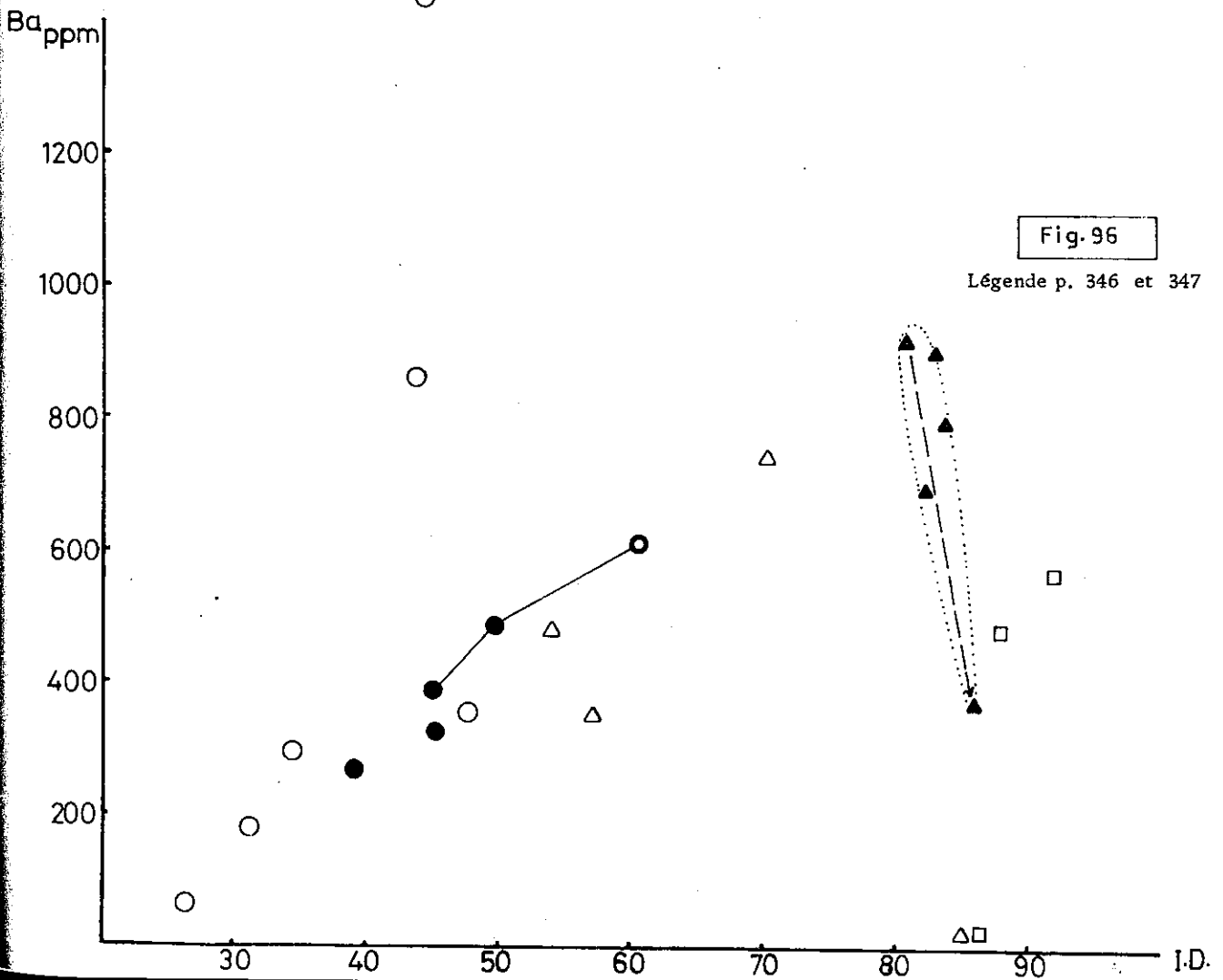
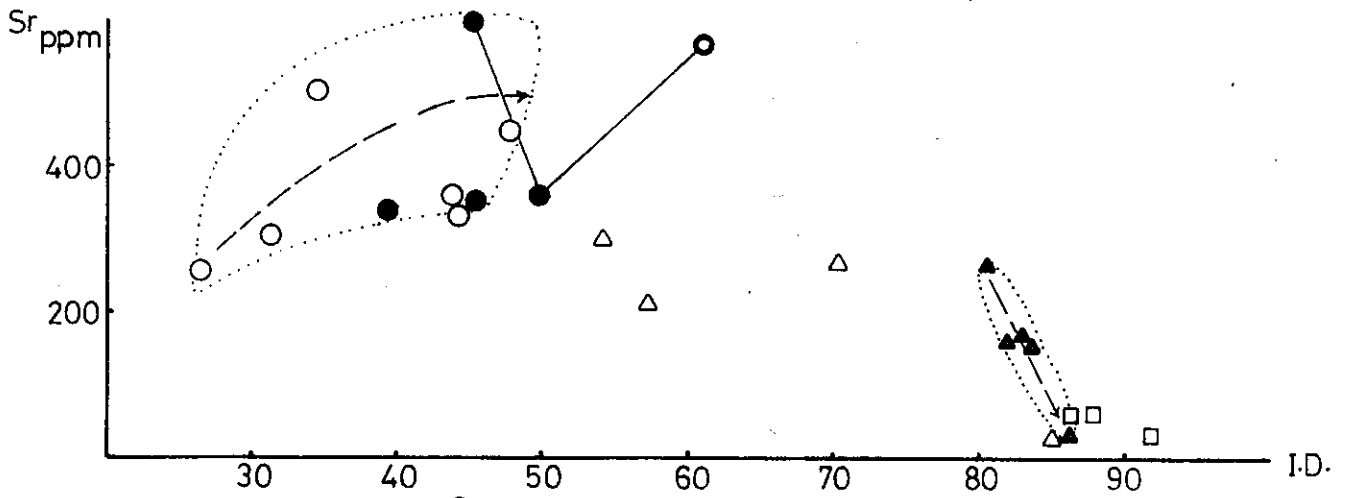
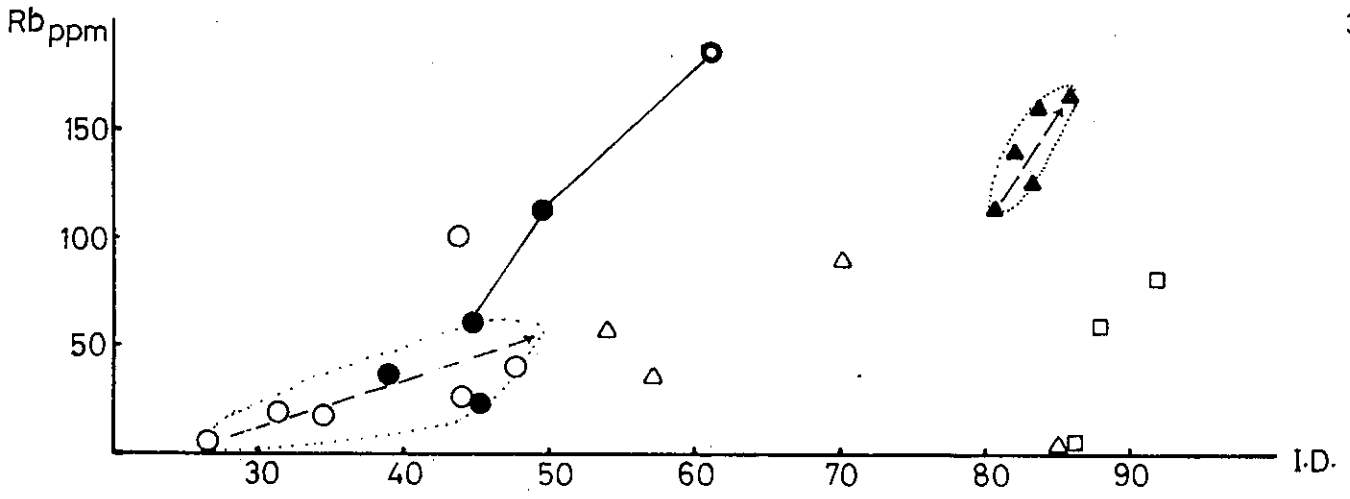


Fig. 96

Légende p. 346 et 347

Version 1.17 Août 2010

Dans ce diagramme, on observe encore que les roches acides SW ne sont pas le terme extrême du fractionnement de basaltes alcalins, comme le cas des séries alcalines de Nandewar, en Australie (ABBOTT, 1969) où les basaltes alcalins (20 à 40 ppm de Rb) passent aux intermédiaires (hawaïites, mugéarites, etc., avec 40 à 70 ppm de Rb) et aboutissent aux rhyolites avec les teneurs les plus élevées (100 à 200 ppm). Dans la Sous-Zone NE, les dacitoïdes ne sont pas non plus en continuité de la lignée shoshonitique. La lacune existant entre ces deux groupes de roches est en accord avec les observations de terrain et de pétrographie, ainsi qu'avec leur distribution chimique (voir : phase volcanique de l'Eocène supérieur).

Sr/I.D. - L'évolution, dans l'ensemble basique, est en général conforme à celle d' Al_2O_3 /I.D., étant contrôlée plutôt par le phénomène de fractionnement du clinopyroxène et ensuite du plagioclase. Ici, on observe surtout une fluctuation pour la lignée shoshonitique. En effet une baisse assez importante des teneurs en Sr dans un terme de cette lignée (éch. 77-E-86) correspond au caractère porphyrique de cette roche et à sa teneur moins importante en plagioclase. Pourtant sa teneur assez élevée en Al_2O_3 , analogue aux autres termes de la même lignée, est due à sa teneur plus importante en feldspath alcalin (Voir K_2O /I.D.) dans la matrice. Quant aux autres termes intermédiaires et acides, il y a généralement une diminution des teneurs en Sr en fonction de l'augmentation de I.D. Les dacitoïdes NE se caractérisent par rapport à ces derniers par une baisse plus rapide des teneurs en Sr.

Ba/I.D. - Sauf deux termes basiques SW qui sont décalés et brusquement enrichis en Ba (l'un de ces basaltes avec une teneur en Ba de 1434 ppm a été prélevé dans la région de Chahak où une minéralisation en baryum s'observe sous la forme de veinules de barytine; malgré les précautions, une possibilité de contamination ne peut pas être négligée; l'autre échantillon correspond à un basalte à tendance shoshonitique de l'Est de la même région), les autres roches basiques et intermédiaires (SW) présentent une corrélation régulière et positive avec I.D., conforme à leur évolution Rb/I.D. Cette corrélation, pour les dacitoïdes NE, est régulière mais négative ce qui oppose encore ce groupe de roches non seulement avec celles de la lignée shoshonitique NE mais aussi avec les autres termes de notre région. En comparaison avec le diagramme Sr/I.D., on trouve une co-variance de Ba et Sr dans les dacitoïdes NE. Comme nous le verrons plus loin (diagrammes K/Ba et Ca/Sr) il y a une anti-corrélation entre Ba et K, ainsi qu'une corrélation positive entre Sr

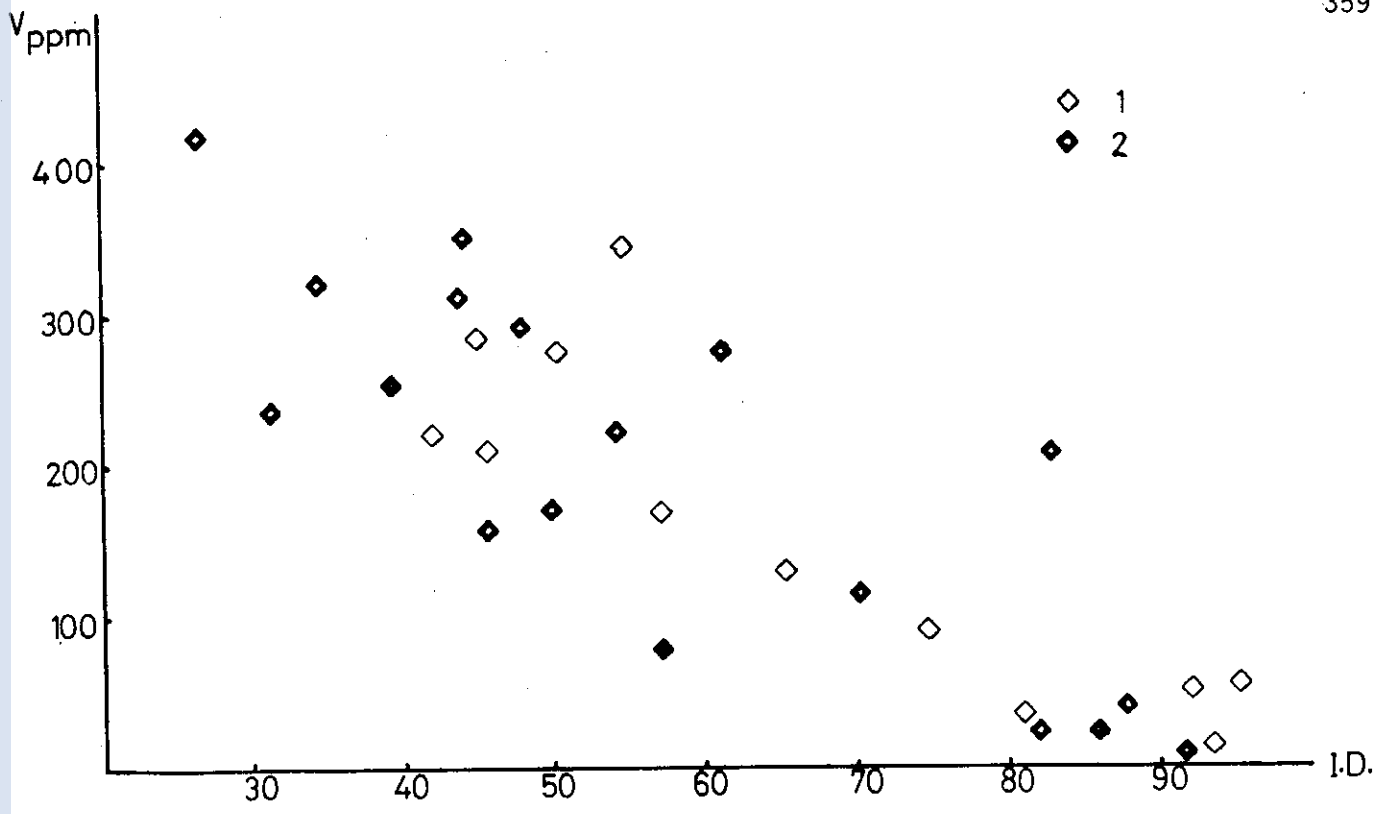


Fig-97 Légende p. 360

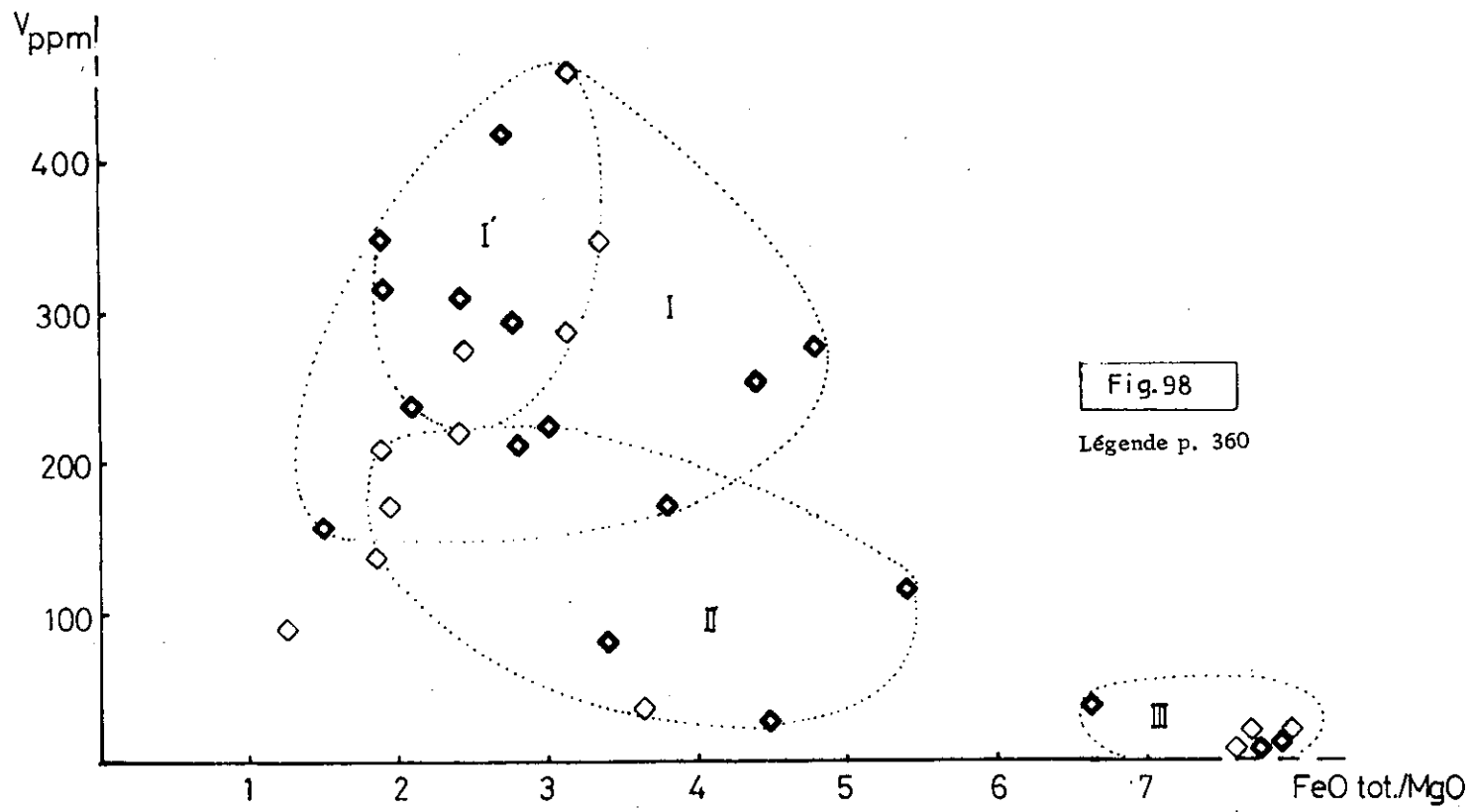


Fig-98 Légende p. 360

et Ca pour ces roches dacitoïdiques. Ces constatations montrent tout d'abord que Ba n' a pas participé à la constitution du feldspath alcalin, et que la baisse rapide des teneurs en Ba n'est pas, comme dans d'autres séries volcaniques fractionnées (série de Boïna, BARBERI et al., 1975 ; série de Nandewar, ABBOTT, 1969, etc.), due à un fractionnement du feldspath alcalin (cela est confirmé par les observations minéralogiques : le feldspath alcalin n'apparaît que dans la matrice). Dans ces dacitoïdes, Ba a donc pu, comme Sr, participer à la composition des plagioclases calco-sodiques ce qui peut être aussi confirmé par les observations minéralogiques.

V/I.D. - Nous avons porté (fig. 97) les teneurs en V des volcanites du Lutétien (1) et de l'Eocène supérieur (2). Elles diminuent généralement en fonction de l'élévation de I. D. La fluctuation, pour les roches ayant I. D. < 70 (roches basiques et intermédiaires), est plus notable, due à la variation des teneurs en oxydes opaques dans la somme des barylites : certains auteurs, comme TAYLOR et al. (1969), DUNCAN et TAYLOR (1969), etc. ont précisément montré que les teneurs en V sont élevées dans les magnétites.

2.2.3. Diagramme V-FeO_{tot.}/MgO (fig. 98)

Ce diagramme représente les mêmes volcanites que le diagramme V/I.D. Ici, on note un champ assez étendu pour les volcanites basiques (I) dans lequel les basaltes SW (I') ont les teneurs plus élevées en vanadium ainsi qu'un rapport FeO tot./MgO plus limité (1,75 à 3,5) que l'ensemble basique NE. Cela montre que la fluctuation du fer total et surtout de MgO est plus importante dans les volcanites NE, ce qui est probablement dû à un fractionnement plus poussé. Les volcanites intermédiaires (II) ont en général des teneurs en V moins élevées que les termes basiques, et qui diminuent en fonction de l'augmentation de rapport FeO tot./MgO. Dans ces roches, le fractionnement des oxydes est en effet moins important que celui des minéraux ferromagnésiens. Les termes acides (III) sont bien individualisés et montrent une discontinuité avec les intermédiaires. Ils sont caractérisés par leur fort rapport en FeO tot./MgO, ce qui est dû à leur faiblesse en MgO et à l'absence quasi-totale de minéraux ferro magnésiens.

tel-00509888, version 1 - 17-Aug-2010

2.2.4. Variations des éléments-traces en fonction de la silice (fig. 99)

Rb/SiO₂ - Les termes basaltiques et dacitoïdiques NE forment deux groupes homogènes mais, à l'intérieur de ces groupes, les variations des teneurs en silice ne montrent pas une évolution très nette. Par contre dans la lignée shoshonitique, on observe une nette augmentation des teneurs en Rb en fonction de l'élévation des teneurs en SiO₂. Les roches intermédiaires et acides SW également n'ont pas une évolution caractéristique.

Sr/SiO₂ - Les teneurs en Sr diminuent également du pôle basique vers le pôle acide. Mais, là encore, dans les deux groupes basaltique et dacitoïdique, la fluctuation est importante et leur évolution devient peu nette vis-à-vis de la variation des teneurs en silice.

Ba/SiO₂ - L'évolution de Ba est assez analogue à celle de Rb, mais les dacitoïdes NE montrent un enrichissement brutal en Ba, pour une faible augmentation des teneurs en silice.

2.2.5. Diagrammes Rb/Sr et Rb/Ba (fig. 100)

Diagramme Rb-Sr - La relation entre Rb et Sr n'est pas en général très nette, sauf les dacitoïdes NE qui montrent une corrélation négative. Ici, comme dans le cas des volcanites du Lutétien, on distingue les trois domaines suivants :

- les termes basiques alcalins avec un rapport Rb/Sr $\leq 0,1$;
- les termes intermédiaires (calco-alcalin, alcalin et shoshonitique) se dispersent dans un domaine avec un rapport Rb/Sr entre 0,1 et 1 ;
- les termes acides ont souvent un rapport Rb/Sr ≥ 1 .

Dans ce diagramme, comme ceux qui précèdent, le terme moins évolué de la lignée shoshonitique se place dans le domaine basaltique alcalin de notre région.

Diagramme Rb/Ba - Une corrélation positive, entre Rb et Ba s'observe pour l'ensemble volcanique de l'Eocène supérieur, sauf pour les dacitoïdes NE qui montrent une anti-corrélation ce qui les distingue également de la lignée shoshonitique NE à bonne

tel 00500999 - version 4 - 17 Aug 2010

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

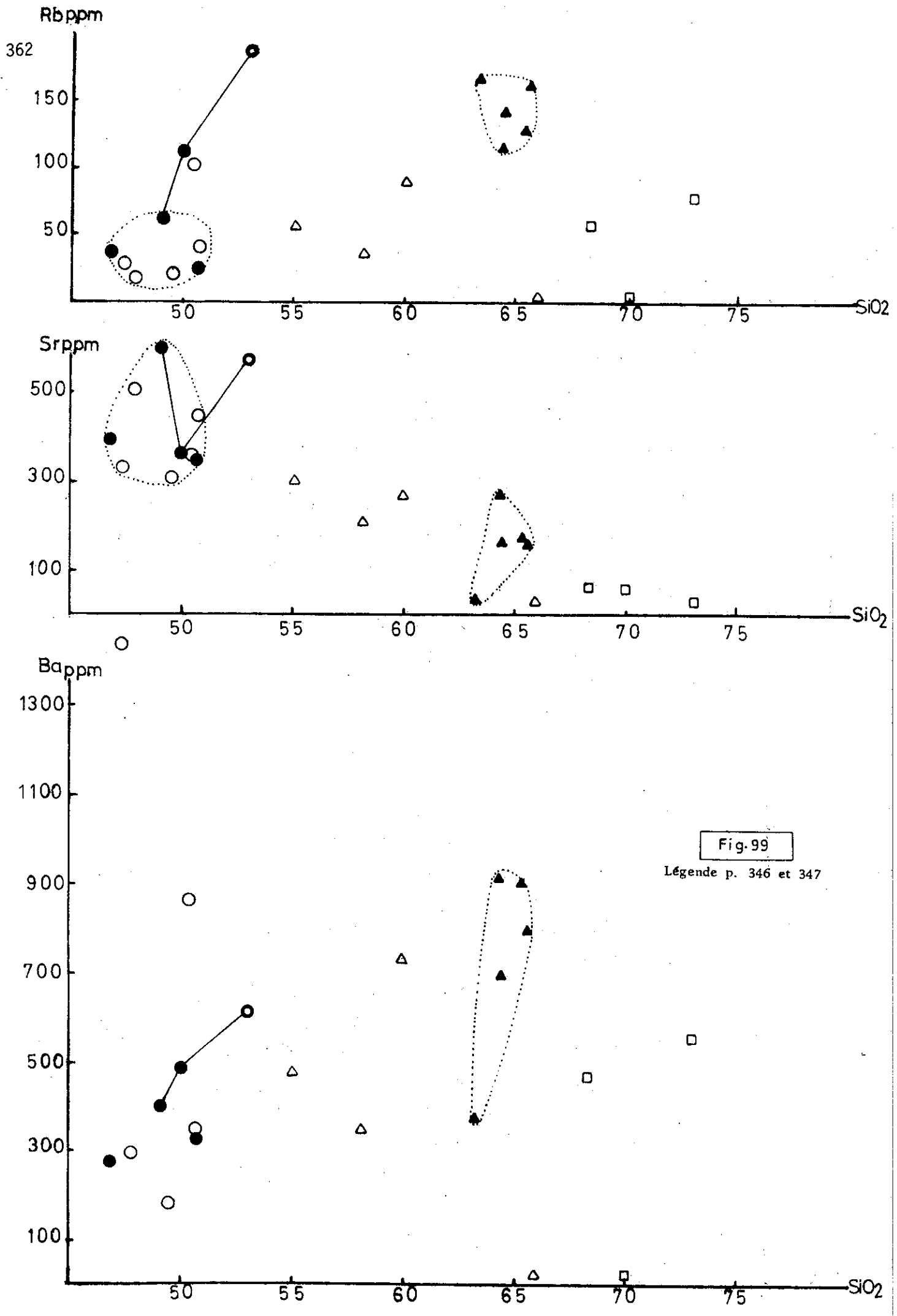


Fig-99

Légende p. 346 et 347

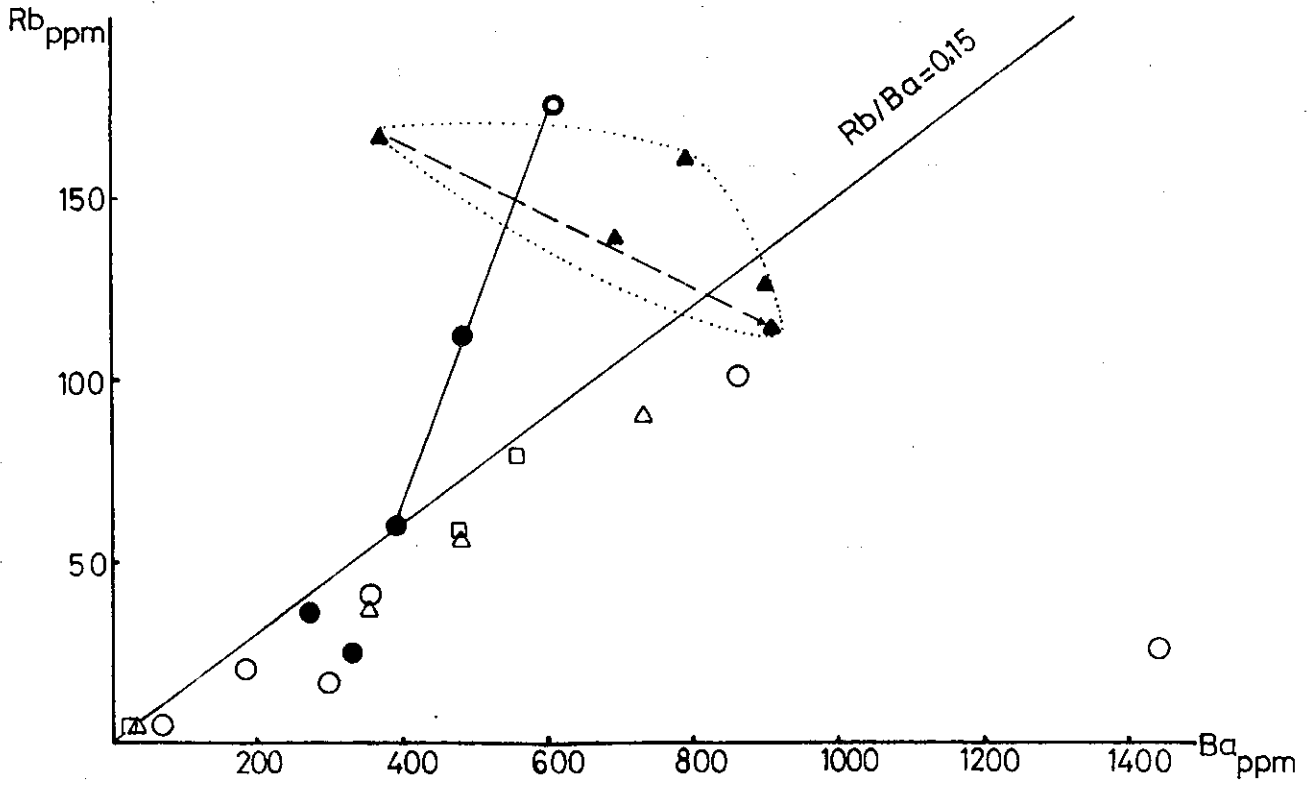
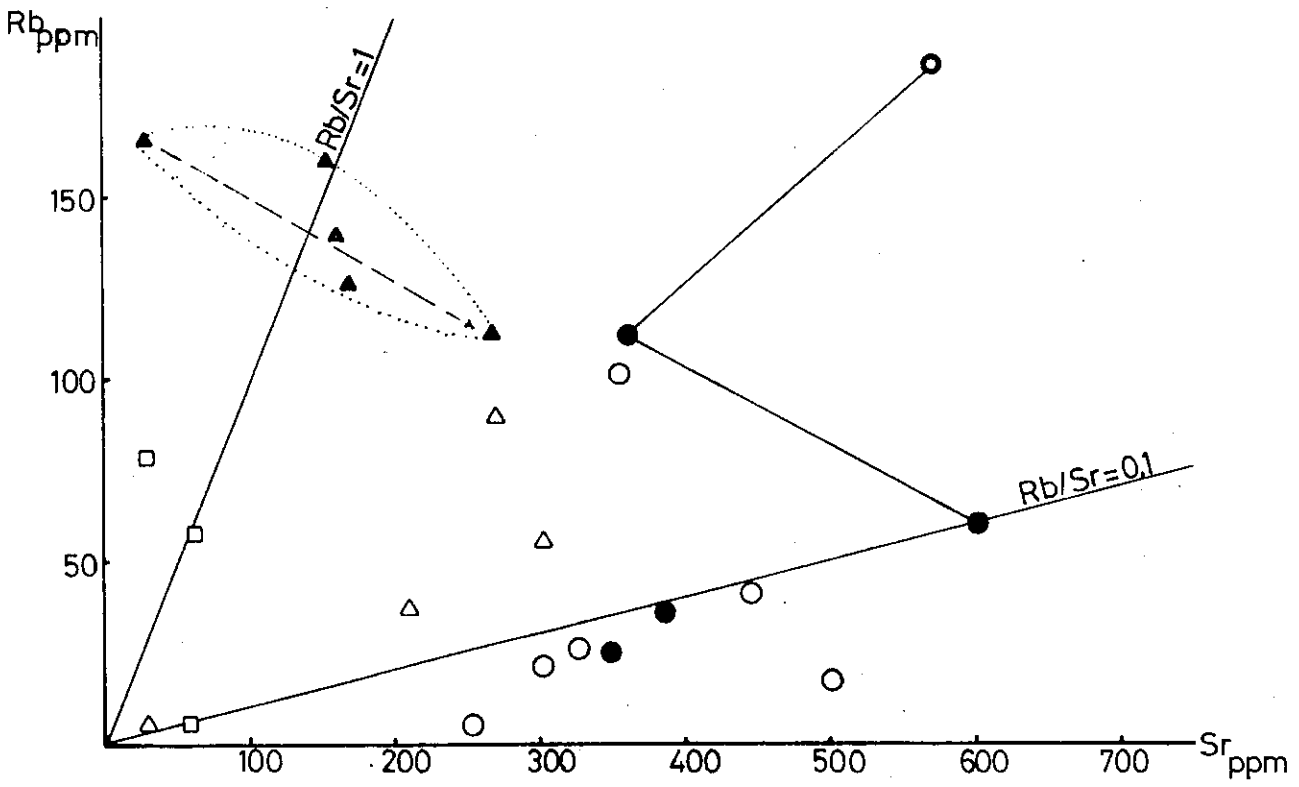


Fig.100 Légende p. 346 et 347

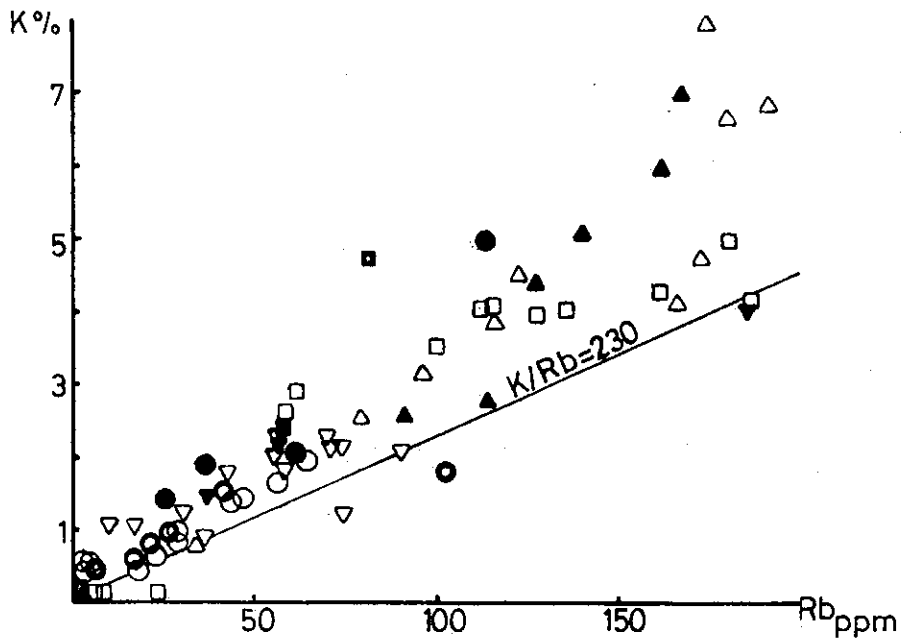
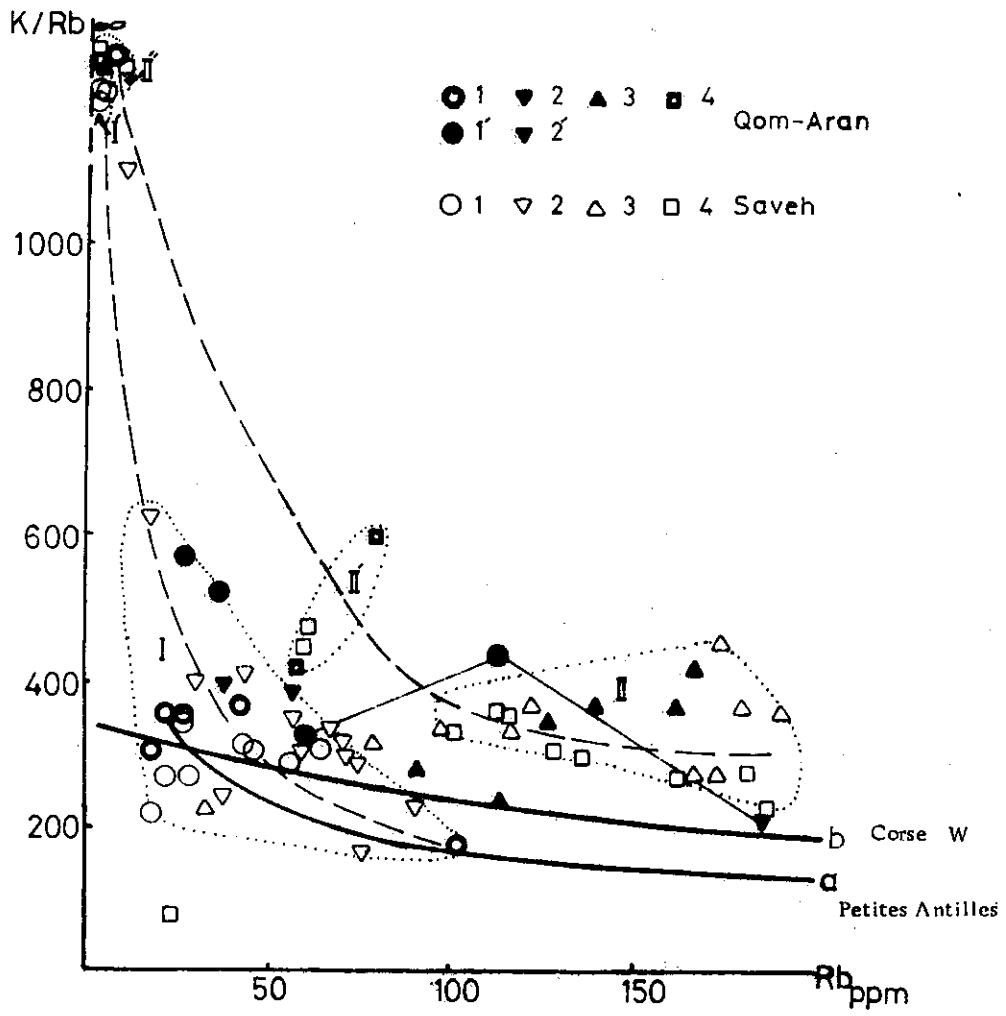


Fig. 101 Légende p. 365

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

corrélation positive. Les volcanites de la Sous-Zone centrale (SW) sont réparties parallèlement au-dessous d'une droite $Rb/Ba = 0,15$. Un basalte anormalement enrichi en Ba (basalte de la région de Chahak) est décalé des autres volcanites SW.

2.2.6.-Diagrammes K/Rb-Rb et K-Rb (fig.101)

Dans ces diagrammes nous présentons les volcanites basaltiques (1) (1' = faciès basaltiques NE), les andésites basaltiques (2) (2' = shoshonite NE), les andésites et dacites (3), et les rhyolites (4) de notre région, ainsi que les volcanites de la région de Saveh (CAILLAT et al., 1978).

Diagramme K/Rb - Rb - Ce diagramme permet d'individualiser le domaine des volcanites basiques (I) et celui des volcanites acides (II). Les courbes de référence a et b sont les mêmes que sur le diagramme K/Rb - Rb (p.335) des volcanites du Lutétien. Avec les basaltes du domaine (I) se groupent une majorité des andésites basaltiques. Pourtant ces dernières ne sont pas en continuité avec les basaltes et n'ont pas un rapport K/Rb moins élevé, comme on s'y attendrait et comme on l'observe dans les autres séries éruptives fractionnées. Elles sont réparties plutôt parallèlement aux basaltes. Dans ce diagramme, certains basaltes pauvres en Rb (< 10 ppm) se groupent vers l'infini (I') ; nous les rattachons par une courbe tiretée aux basaltes du domaine (I). Les rhyolites et quelques dacites ou rhyo-dacites sont concentrées essentiellement dans l'enveloppe (II) ; il s'agit des termes acides potassiques de notre région et de celle de Saveh. Ce groupe de rhyolites est rattaché aux rhyolites sodi-potassiques (II') et vers l'infini aux rhyolites sodiques (II'') très pauvres en Rb, par une courbe tiretée qui est subparallèle à celle des termes basiques. Cette présentation graphique, conforme à celle des volcanites du Lutétien, nous conduit à évoquer d'autres phénomènes qu'un seul processus de cristallisation fractionnée pour expliquer la diversité de nos termes volcaniques dont nous parlerons plus loin (voir : interprétation pétrogénétique). Dans ce diagramme, trois types de rhyolites peuvent être distingués par leur rapport K/Rb :

- Rhyolites (II) ; c'est la majorité des rhyolites, avec K/Rb entre 200 à 450 (presque analogue aux rhyolites du Lutétien)
- Rhyolites (II') ou rhyolites sodi-potassiques, avec K/Rb entre 400 à 600
- Rhyolites (II'') ou rhyolites sodiques pauvres en K et très pauvres en Rb, avec K/Rb très élevé (comparable aux rhyolites du Lutétien).

Les rhyolites de l'Eocène supérieur ont gardé l'identité des rhyolites du Lutétien (un phénomène analogue s'observe pour certains termes basaltiques). Quant aux termes intermédiaires, leurs teneurs en Rb et leur rapport K/Rb les rapprochent du pôle basique ou acide. Ainsi, les intermédiaires basiques accompagnent les basaltes et les dacites sont liées aux rhyolites, tandis que les andésites (s.l.) se trouvent surtout entre les deux domaines. Cela pourrait suggérer un lien pétrogénétique vers l'un ou vers l'autre ; mais, comme nous l'avons déjà souligné, il ne peut s'agir d'un simple processus de cristallisation fractionnée, qui ne serait d'ailleurs pas suffisant pour expliquer les volumes et la chronologie relative de nos roches éruptives. Ici, les teneurs en Rb et le rapport K/Rb de deux termes les plus évolués de la lignée shoshonitique se rapprochent du domaine des rhyolites potassiques (I).

Diagramme K/Rb - Les volcanites de l'Eocène supérieur de notre région et celles de la région de Saveh sont réparties essentiellement au-dessus de la droite $K/Rb = 230$, et avec une corrélation généralement positive entre K et Rb.

2.2.7. Diagrammes K/Ba-Ba, K/Ba (fig. 102)

Sur ces diagrammes sont portées les mêmes volcanites que sur les diagrammes K/Rb - Rb et K/Rb.

Diagramme K/Ba-Ba - Ce diagramme sépare encore le domaine basaltique (I) du domaine rhyolitique (II). Les termes intermédiaires basiques ont des teneurs en Ba et des rapports K/Ba qui leur permettent de se concentrer dans le domaine basaltique, de même que la majorité des dacites sont liées à l'enveloppe rhyolitique (II) (comme sur le diagramme K/Rb - Rb). On sait que Ba se substitue normalement à K et que ses teneurs se concentrent au cours du processus de différenciation, avant que le feldspath potassique ne devienne une phase significative au liquidus (vers le stade final de différenciation) ; ensuite la concentration en Ba baisse, avec la cristallisation du feldspath potassique. Or on observe que ce n'est pas le cas ici ; par exemple, les andésites basaltiques (s.l.) ne sont pas plus enrichies en Ba que les basaltes. Dans ce diagramme, la courbe de fusion partielle d'un gneiss à 700°C (in DUPUY, 1970) passe encore dans l'enveloppe rhyolitique (comme pour les rhyolites du Lutétien) avec un groupement très significatif au voisinage du taux de 50 % de fusion du gneiss. Enfin, comme pour le dia-

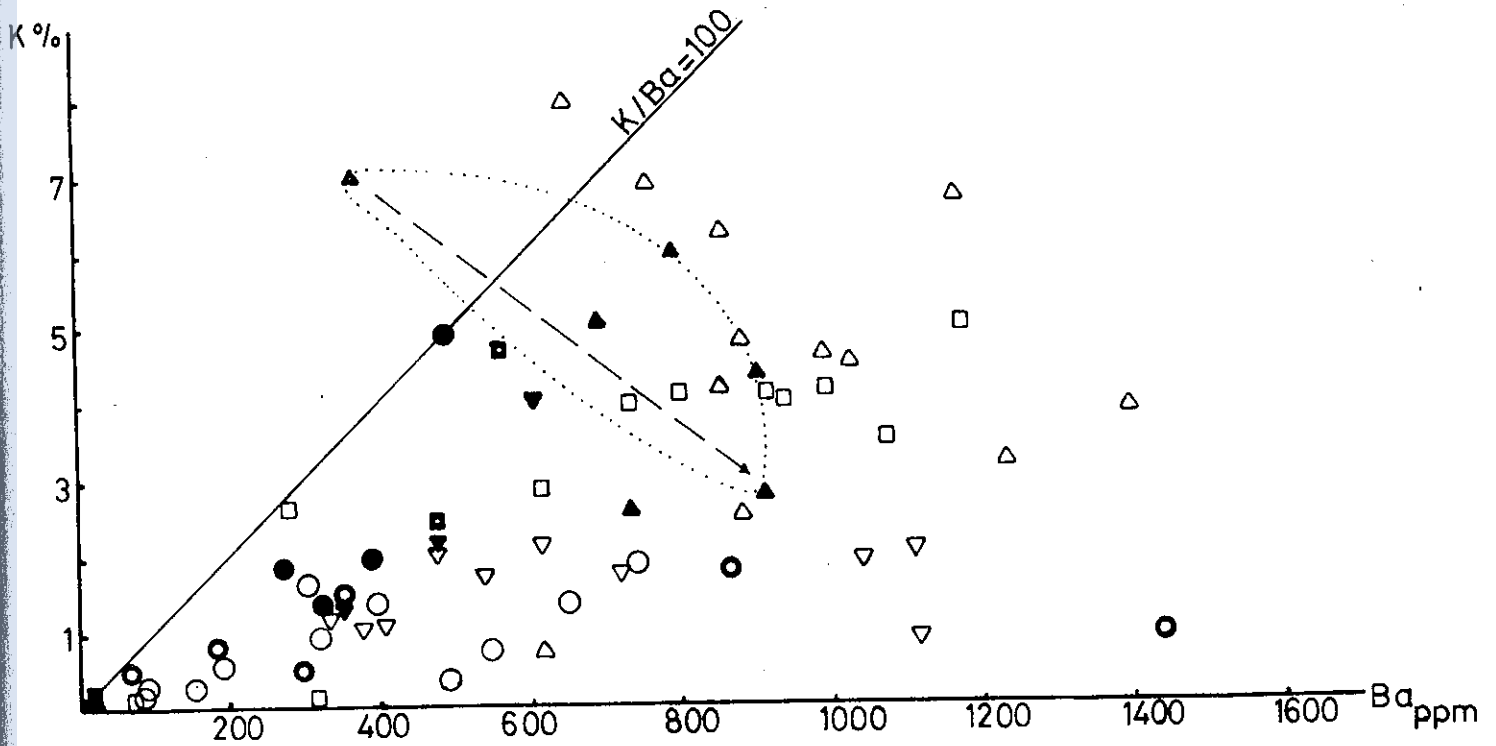
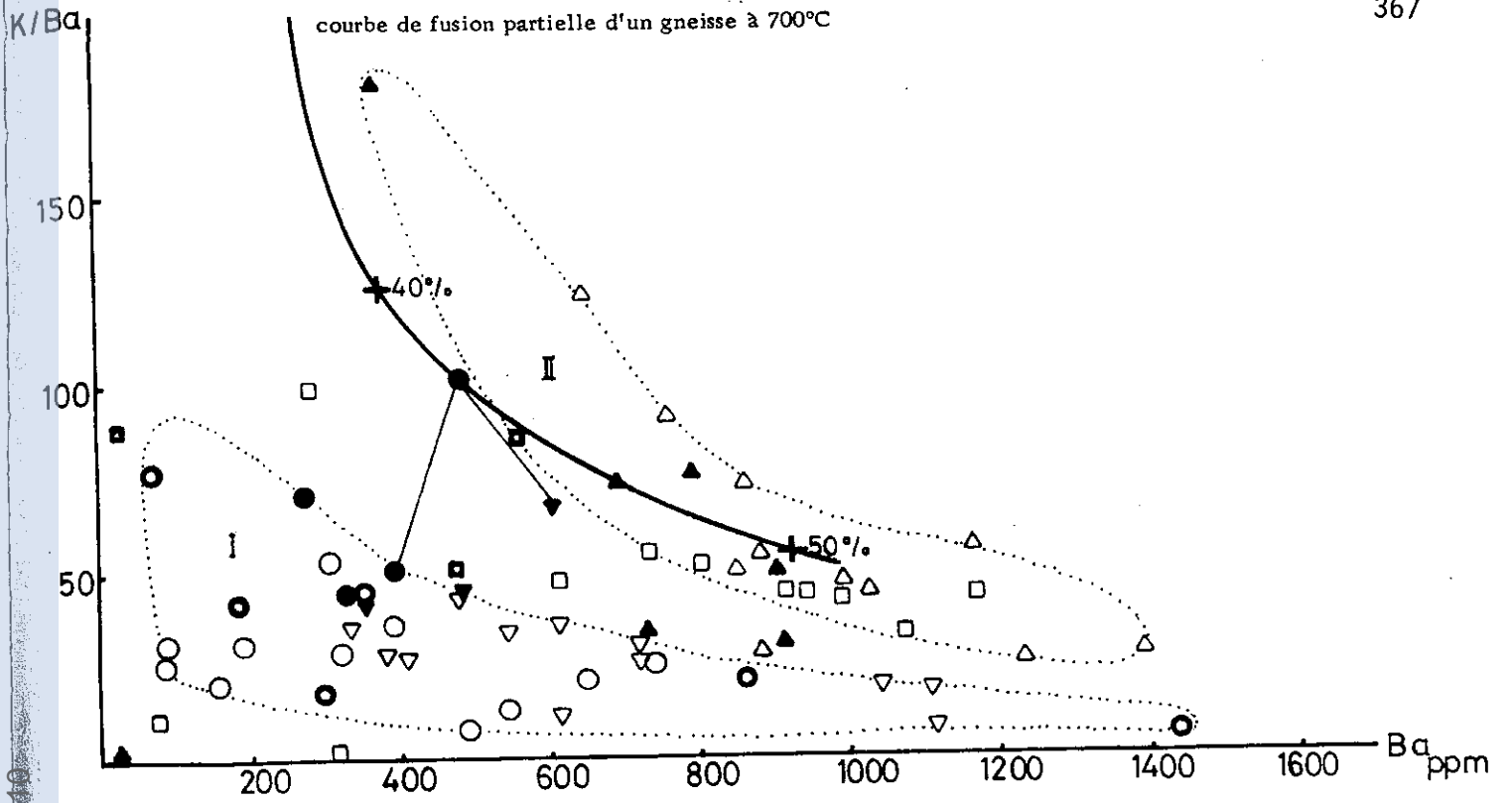


Fig.102

Légende p. 364 et 365

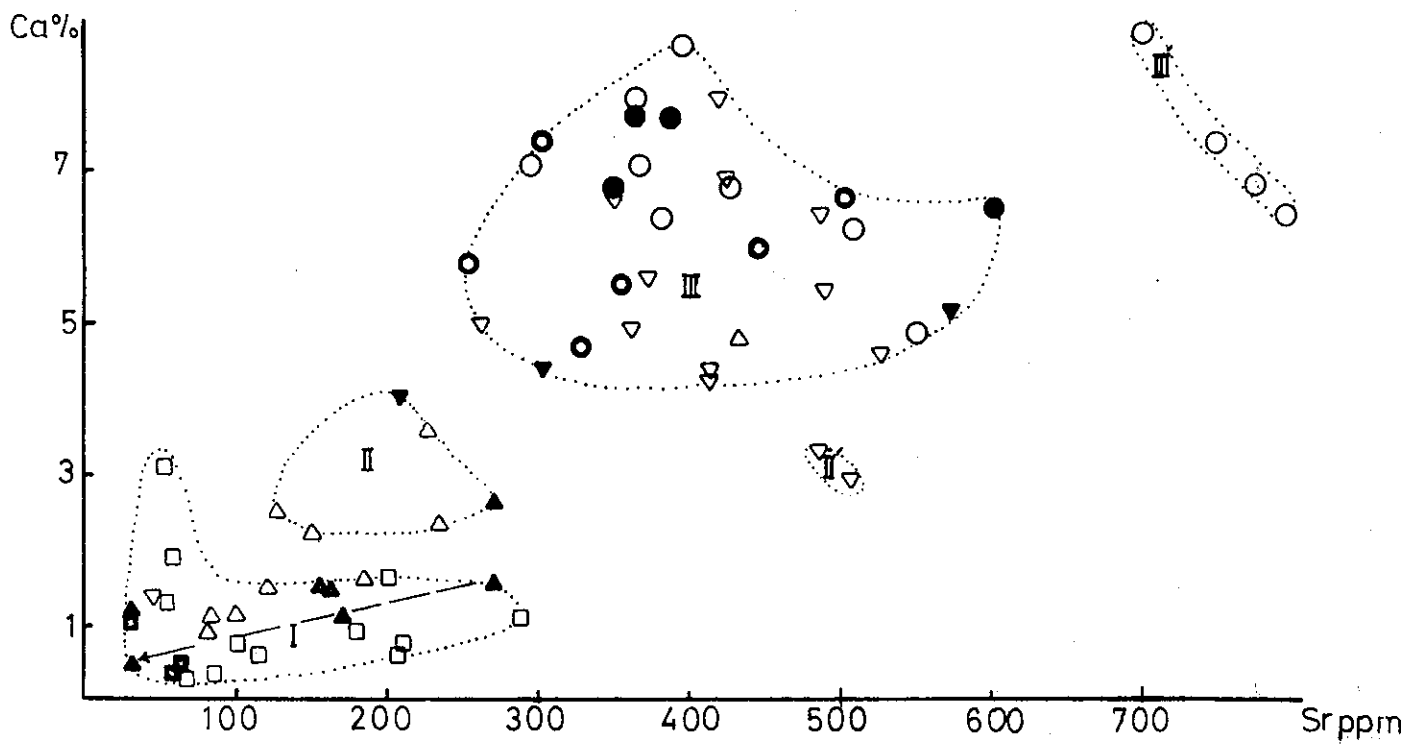
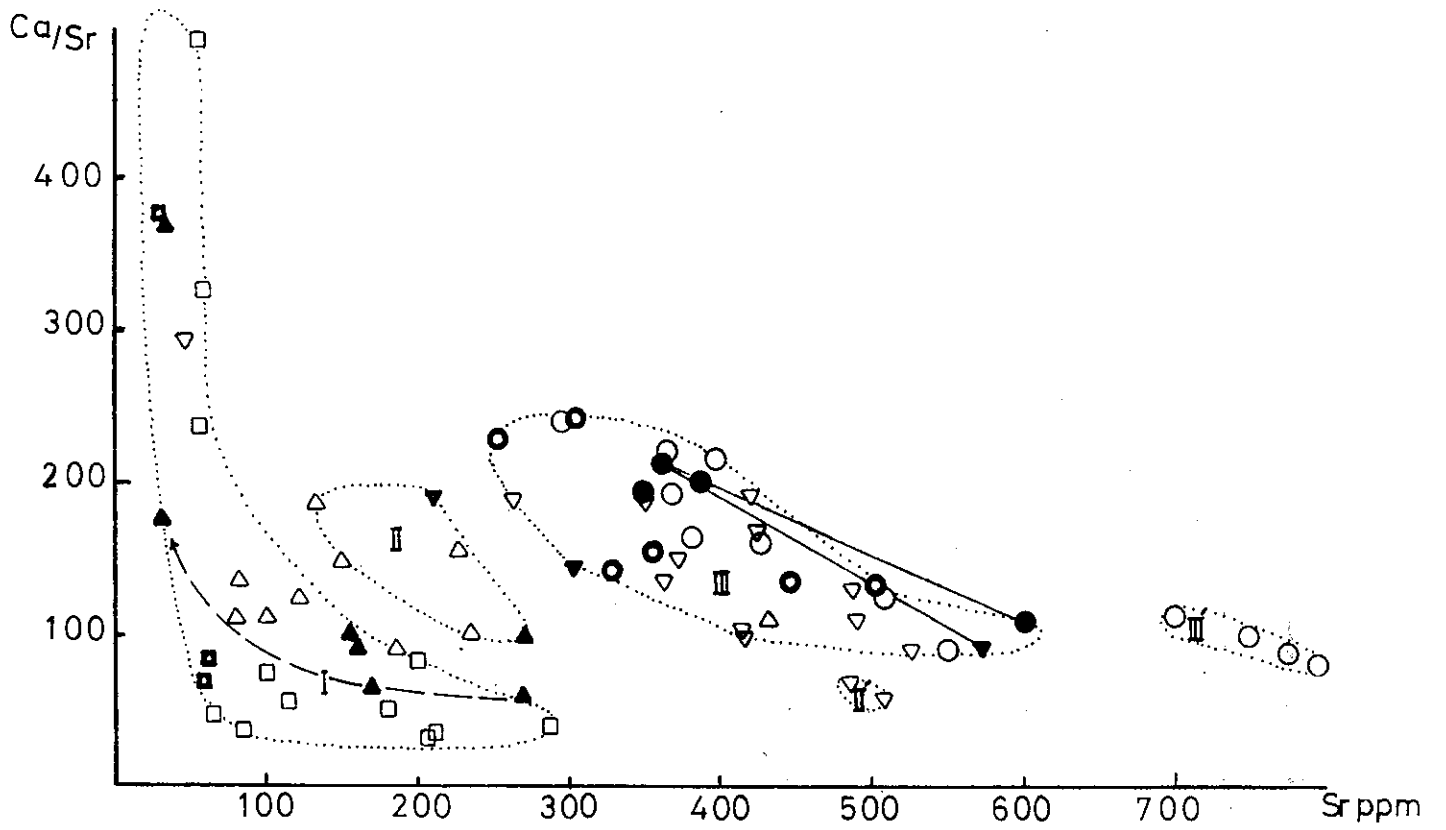


Fig-103

Légende p. 364 et 365

tel=00509888, version 1 - 17 Aug 2010 - 11:11 AM

gramme K/Rb-Rb, les deux termes shoshonitiques NE ont des teneurs en Ba et des rapports K/Ba comparables à l'ensemble acide, tandis qu'un terme moins évolué de cette lignée est lié à l'ensemble basique.

Diagramme K/Ba - Les points représentatifs des volcanites de l'Eocène supérieur sont relativement dispersés, mais essentiellement dans un domaine avec $K/Ba < 100$. On observe aussi une anticorrélation entre K et Ba pour les dacitoïdes NE, ce qui n'est pas le fait de la séparation du feldspath alcalin.

2.2.8. Diagrammes Ca/Sr-Sr et Ca/Sr (fig.103)

Les volcanites de l'Eocène des régions de Qom-Aran et Saveh montrent les caractères suivants :

Diagramme Ca/Sr-Sr - Dans ce diagramme, on peut individualiser les groupes ci-dessous :

- Le groupe des roches acides (I), qui comprend les rhyolites et les dacites. Il y a une évolution à partir des termes relativement plagioclasiques (assez riches en Sr) vers les termes plus ou moins alcalins. C'est le cas des dacitoïdes NE qui sont représentées par la lignée tiretée ; celle-ci va d'une dacitoïde assez riche en plagioclase sodi-calcique (éch. 77-E-661) avec une teneur d'environ 270 ppm, jusqu'à une ignimbrite hyper-potassique (éch. 77-E-87) avec une teneur d'environ 30 ppm. Les rhyolites à quartz porphyrique ont aussi des teneurs faibles en Sr et un rapport Ca/Sr relativement élevé.

- Le groupe des roches intermédiaires avec des termes essentiellement plagioclasiques (II') et des termes à plagioclase et clinopyroxène (II).

- Le groupe majoritaire des roches basiques (III) à minéraux ferromagnésiens (surtout clinopyroxène) et plagioclase et les latites-basaltes de la région de Saveh (III') à mégacristaux de plagioclase qui présentent des teneurs élevées en Sr (> 700 ppm) et des rapports Ca/Sr plus faibles.

Les différents termes shoshonitiques NE, du point de vue des teneurs en Sr, sont liés à l'ensemble basique (III).

TAL-005009888 version 1 - 17 Aug 2010

Diagramme Ca/Sr - De façon générale, il y a une augmentation des teneurs en Sr et Ca des rhyolites (I) vers les basaltes (III et III'). A l'intérieur de l'ensemble acide (I), on observe une corrélation positive entre Ca et Sr pour les dacitoïdes NE (droite tiretée), ce qui montre la participation de Sr à la composition du plagioclase avec un enrichissement assez rapide en Sr.

A l'intérieur des termes intermédiaires (II), il y a une sorte de triangle avec trois polarités : celle riche en Ca et à teneur moyenne en Sr (terme andésitique à clinopyroxène et plagioclase), celle riche en Sr et à teneur moyenne en Ca (terme andésitique essentiellement plagioclasique) et celle relativement pauvre en Ca et Sr (terme andésite dacitique assez pauvre en plagioclase et pyroxène). A l'intérieur du groupe basique (I) qui présente aussi un champ assez étendu, les quantités de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène contrôlent les teneurs en Ca et Sr. Quant aux latites-basaltés de Saveh (III'), la séparation de l'augite est responsable de la diminution des teneurs en Ca, parallèlement à une augmentation des teneurs en Sr.

3. ENSEMBLE DES VOLCANITES DE L'OLIGO-MIOCENE ET DU PLIO-PLAISTOCENE

Nous rappelons qu'une activité volcanique locale à tendance basique et acide a été attribuée à l'Oligocène (Phase Anté-Qom), qu'une activité encore locale à caractère basique alcalin et intermédiaire calco-alcalin a été rattachée à l'Oligo-Miocène (phase intra-Qom), qu'un volcanisme plus actif à caractère basique, intermédiaire et acide est d'âge néogène (Phase Post-Qom), enfin qu'une activité volcanique locale à tendance basique alcaline a eu lieu au Plio-Pleistocène (phase volcanique terminale).

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

3.1. Éléments majeurs

De cet ensemble volcanique, nous avons présenté, pour les éléments majeurs, 55 analyses dont les moyennes sont indiquées dans les tableaux ci-dessous :

Oxydes	Basalte O n = 1	Rhyolites O n = 2	Basanite O M n = 1	Andésite O M n = 1	Basaltes NgV ₁ n = 7	Andésites basaltiques NgV ₁ -n=8	Andésites NgV ₁ n = 6
SiO ₂	45,3 ⁸	75,44 (0,70)	45,50	57,35	49,72 (1,3 ⁸)	54,23 (1,12)	58,9 ⁸ (1,83)
Al ₂ O ₃	14,77	13,72 (0,47)	12,27	17,85	18,89 (1,18)	18,09 (0,99)	16,60 (0,82)
Fe ₂ O ₃	5,45	0,39 (0,04)	4,65	5,53	3,82 (0,68)	4,49 (0,61)	4,58 (0,97)
FeO	5,08	0,26 (0,03)	3,51	1,93	5,64 (1,21)	3,59 (0,84)	2,57 (0,78)
MnO	0,39	0,02 (0,00)	0,12	0,18	0,19 (0,03)	0,18 (0,03)	0,17 (0,06)
MgO	8,61	0,23 (0,12)	7,49	0,91	5,26 (1,56)	3,66 (0,92)	2,16 (0,61)
CaO	10,97	1,37 (0,58)	12,06	9,50	8,11 (1,54)	7,33 (1,04)	4,86 (1,40)
Na ₂ O	1,91	2,70 (1,63)	5,14	3,06	3,91 (0,80)	3,85 (0,89)	5,52 (1,04)
K ₂ O	1,77	3,60 (1,88)	2,23	1,90	0,80 (0,65)	1,11 (0,59)	1,39 (0,21)
TiO ₂	1,41	0,77 (0,02)	2,13	0,80	0,98 (0,17)	1,14 (0,37)	1,07 (0,22)
P ₂ O ₅	0,36	0,09 (0,01)	1,53	0,10	0,18 (0,04)	0,20 (0,03)	0,27 (0,05)
CO ₂	0,48	-	1,32	-	-	-	-
H ₂ O+	3,11	2,82 (0,07)	2,31	0,80	2,58 (1,37)	2,05 (1,12)	1,80 (0,78)
H ₂ O-	-	-	-	0,24	-	-	-
TOTAL	99,69	100,73 (0,21)	100,26	100,22	100,15 (0,26)	100,04 (0,45)	100,10 (0,53)

Tableau 74 - Moyennes des volcanites de l'ensemble de l'Oligo-Miocène et du Plio-Pléistocène

(en fonction des coupures en SiO₂ de la classification de PECCERILLO et TAYLOR, 1976), avec l'écart-type (chiffres entre parenthèses) et le nombre d'analyses (n).

O = Oligocène; OM = Oligo-Miocène; NgV₁ = Néogène

Oxydes	Dacite NgV ₁ n = 1	Andésites basaltiques NgV ₂ -n=3	Andésites NgV ₂ n =17	Dacites NgV ₂ n = 5	Rhyolites NgV ₂ n = 2	Andésites basaltiques P P - n=1
SiO ₂	64,97	55,37 (0,38)	59,45 (1,28)	67,66 (1,01)	70,59 (0,14)	53,53
Al ₂ O ₃	16,22	18,71 (0,61)	17,33 (0,90)	15,40 (1,12)	15,44 (0,32)	16,81
Fe ₂ O ₃	3,58	5,01 (0,39)	3,96 (1,11)	1,96 (1,13)	1,57 (0,30)	4,26
FeO	1,26	3,20 (0,20)	2,18 (0,67)	1,17 (0,78)	0,36 (0,08)	3,21
MnO	0,07	0,14 (0,05)	0,14 (0,06)	0,03 (0,01)	0,17 (0,01)	0,10
MgO	0,95	3,19 (0,50)	2,42 (0,43)	1,26 (0,89)	0,78 (0,08)	4,77
CaO	4,53	6,72 (0,51)	5,18 (1,36)	3,75 (0,67)	0,93 (0,13)	9,00
Na ₂ O	4,62	3,31 (0,19)	4,83 (1,08)	4,30 (1,43)	6,01 (0,92)	4,58
K ₂ O	1,31	0,61 (0,39)	0,92 (0,57)	2,04 (1,37)	2,44 (0,00)	1,47
TiO ₂	1,01	0,66 (0,02)	0,80 (0,24)	0,84 (0,10)	0,25 (0,00)	0,88
P ₂ O ₅	0,29	0,19 (0,00)	0,20 (0,03)	0,12 (0,02)	0,12 (0,00)	0,25
CO ₂	-	-	-	-	-	-
H ₂ O+	1,31	2,43 (0,79)	2,57 (0,85)	1,35 (0,90)	1,52 (0,34)	1,76
H ₂ O-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	100,12	99,54 (0,77)	100,16 (0,49)	100,05 (0,67)	99,87 (0,32)	100,62

Tableau (75) - Même légende que le tableau (74) - NgV₂ = Néogène; PP = Plio-Pléistocène

3.1.1. Caractères généraux et géochimie comparée

Les teneurs en silice pour cet ensemble volcanique sont comprises entre 45,38 (basalte oligocène) à 76,14 (rhyolite oligène). La teneur moyenne des basaltes de la phase NgV₁ est comparable à celle des basaltes mondiaux (tableau 69); de même les andésites basaltiques et andésites de la même phase se rapprochent respectivement des andésites basaltiques de JAKES et WHITE (1972) et de la moyenne des andésites d'arcs insulaires (Mc BIRNEY, 1969). Quant aux andésites basaltiques et andésites de la phase NgV₂, elles présentent des moyennes légèrement plus riches en SiO₂ que leurs équivalents de la phase volcanique NgV₁, étant plutôt comparables aux andésites basiques et andésites du Pérou. La teneur moyenne des dacites NgV₂ est plus élevée que leurs équivalents mondiaux indiqués dans le tableau (69), mais les rhyolites de NgV₂ et de l'Oligocène ont des teneurs moyennes assez analogues à celles

des rhyolites calco-alcalines du Pérou (LEFEVRE, 1979) et du Japon (KUNO, 1968).

Al₂O₃ - Dans ces roches volcaniques, les teneurs en Al₂O₃ varient entre 12,27 (basanite analcimique de l'Oligo-Miocène, sans plagioclase) à 20,96 (basalte NgV₁ de l'Est de Naragh, riche en plagioclase calcique). Les moyennes des basaltes et des andésites basiques de NgV₁, ainsi que celles des andésites basaltiques de NgV₂, sont nettement plus élevées que leurs équivalents mondiaux. Cela souligne le caractère porphyrique de nos faciès basiques et l'abondance relative des phénocristaux de plagioclase, ce qui est analogue aux volcanites de l'Eocène. Quant aux andésites de NgV₁ et de NgV₂, leurs teneurs moyennes en Al₂O₃ sont respectivement presque les mêmes que les andésites calco-alcalines du Pérou et que celles des arcs insulaires (Mc BIRNEY, 1969). Les teneurs moyennes des dacites et rhyolites de NgV₂, ainsi que celle des rhyolites de l'Oligocène sont aussi assez proches de leurs équivalents mondiaux.

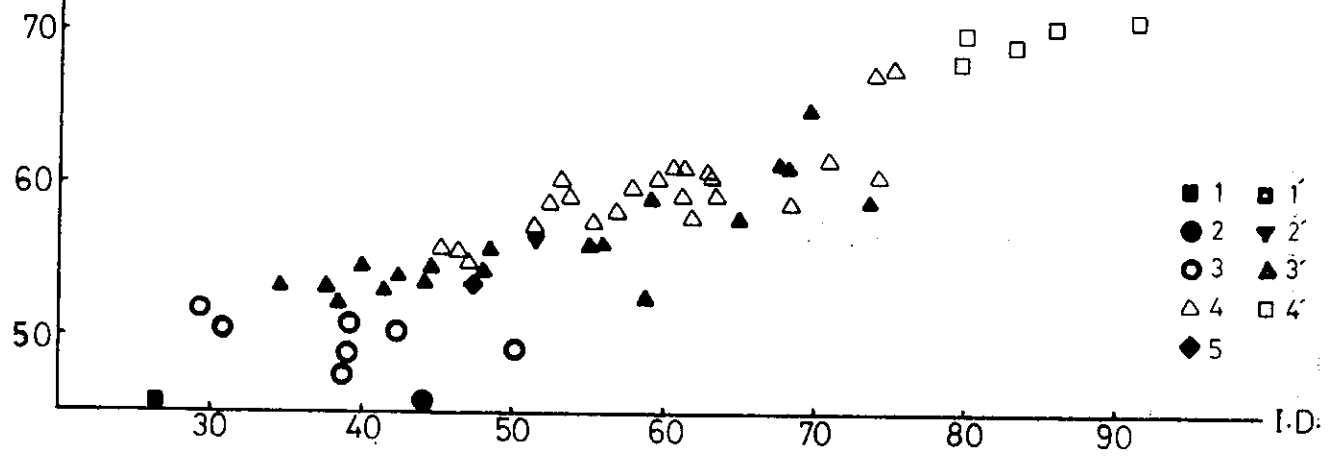
FeO total - Les teneurs vont de moins de 1% (rhyolites oligocènes) à plus de 10 % (dans quelques basaltes). Les teneurs moyennes des basaltes, des andésites basaltiques et des andésites de cet ensemble volcanique sont assez comparables aux teneurs moyennes mondiales; par contre les dacites et les rhyolites de notre région ont des teneurs moyennes relativement plus faibles. Sauf les basaltes et le faciès basique alcalin de la phase volcanique terminale qui présente un rapport FeO total/MgO < 2, les autres termes volcaniques ont le rapport moyen > 2, ce qui est comparable aux roches calco-alcalines des marges continentales (JAKES et WHITE, 1972).

MgO - Les teneurs varient dans une gamme de 0,11 à 8,61 % (respectivement une rhyolite et un basalte de l'Oligocène). Les teneurs moyennes des basaltes NgV₁, des andésites basaltiques et des andésites de NgV₁ et NgV₂, ainsi que celle des dacites NgV₂ sont nettement plus faibles que celles de leurs équivalents mondiaux, ce qui montre la pauvreté de ces termes volcaniques de notre région en minéraux ferromagnésiens (différence avec le cas de Al₂O₃, et leur richesse relative en plagioclase.

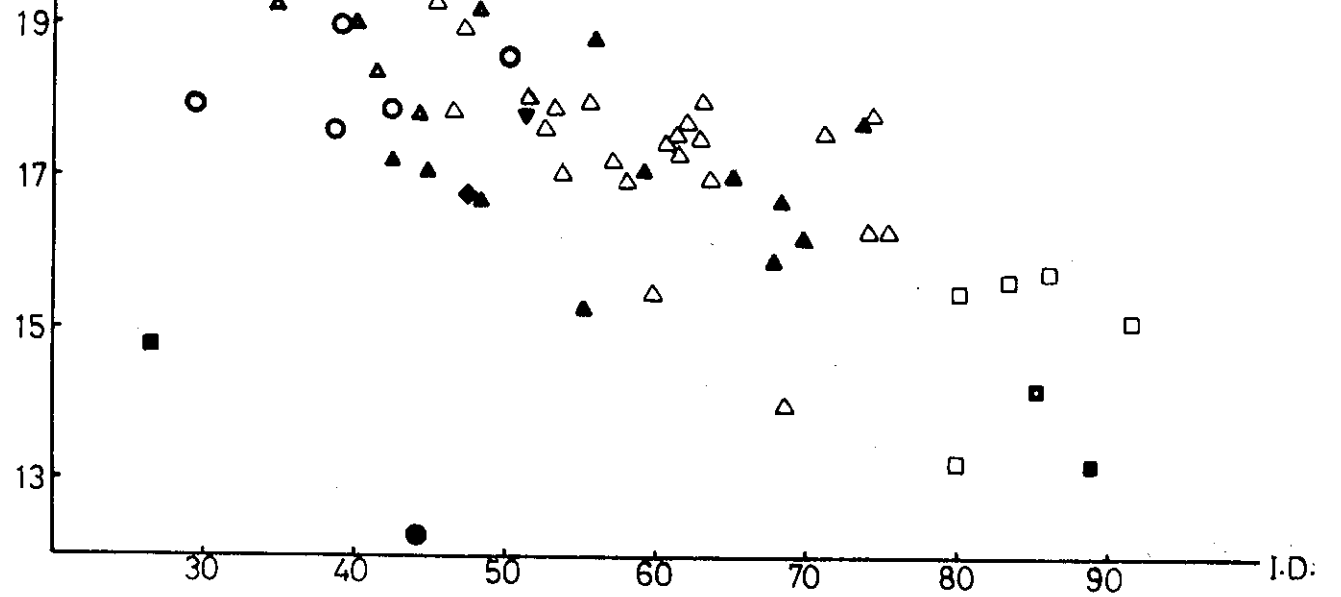
Les teneurs vont de 0,79 (rhyolite oligocène) à 12,06 (basanite analcimique de l'Oligo-Miocène, très riche en clinopyroxène).

Alcalins - Une tendance sodique nette est caractéristique des volcanites de cet ensemble. La teneur moyenne des basaltes NgV₁ en alcalins est intermédiaire entre les basanites et basaltes mondiaux (LEMAITRE, 1976); les moyennes des andésites basaltiques de

374 SiO₂



Al₂O₃



MgO

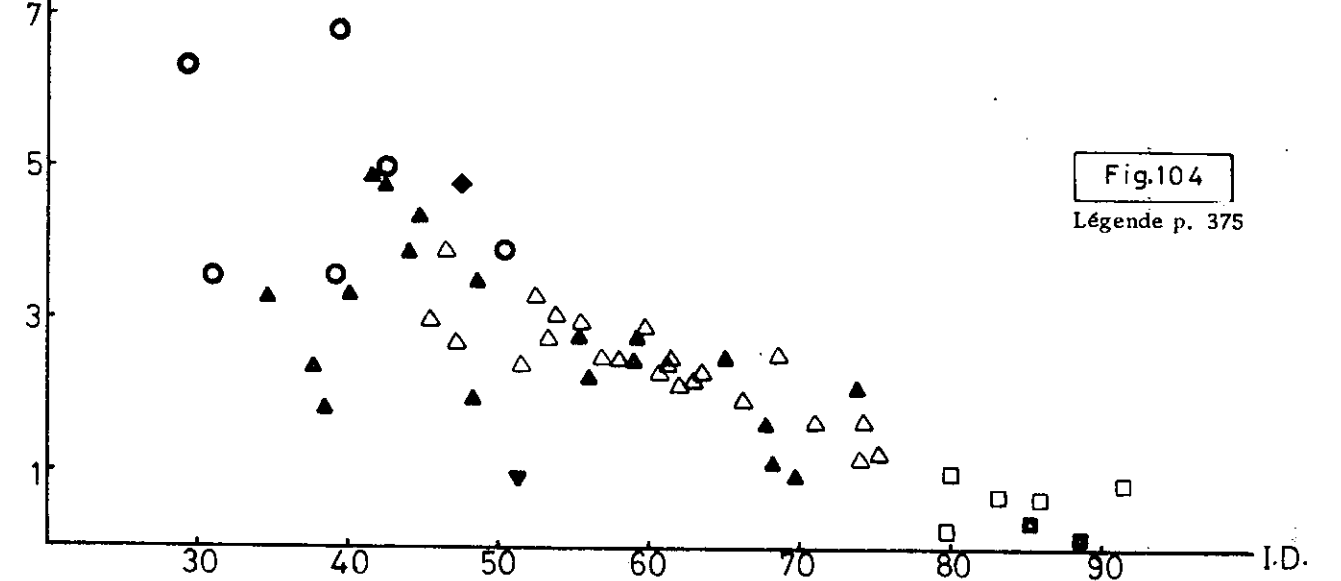


Fig.104
Légende p. 375

tel=00509888 version 1 - 17 Aug 2010

NgV₁, des andésites et dacites de NgV₂, et des rhyolites de NgV₁ et de l'Oligocène sont plus ou moins analogues à leurs partenaires mondiaux. Quant aux moyennes des andésites de NgV₁ et des andésites basaltiques de NgV₂, elles sont respectivement plus riches et plus pauvres que leurs équivalents mondiaux. De plus, les andésites basiques et andésites NgV₁ ont des teneurs moyennes plus élevées que les termes de la séquence volcanique NgV₂.

TiO₂ - Les teneurs varient de 0,05 (rhyolite oligocène) à 2,13 (basanite analcimique oligo-miocène). Comme dans le cas des teneurs en alcalins, les andésites basaltiques et andésites de la séquence NgV₁ ont des teneurs moyennes en TiO₂ plus élevées que celles de la séquence NgV₂.

3.1.2. Variations des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation (fig.104, 105 et 106)

Dans les diagrammes suivants, on a le basalte (1) et les rhyolites (1') de l'Oligocène, la basanite analcimique (2) et l'andésite (2'), de l'Oligo-Miocène, les basaltes (3) et les termes intermédiaires (3') de la séquence volcanique NgV₁, les faciès intermédiaires (4) et rhyolitiques (4') de la séquence volcanique NgV₂, et enfin le terme trachy-andésitique de la phase volcanique terminale (5).

SiO₂/I.D. - Une bonne corrélation positive entre les teneurs en SiO₂ et l'indice de différenciation s'observe dans ce diagramme. La richesse relative en alcalins, surtout dans certains termes basiques, provoque un étalement parallèle à l'abscisse.

Al₂O₃ - De façon générale, il y a une diminution des teneurs en Al₂O₃ en fonction de l'augmentation de I.D. Mais certains faciès basiques, dont le basalte analcimique de l'Oligo-Miocène et le basalte de l'Oligocène, qui sont relativement riches en minéraux ferro magnésiens (surtout clinopyroxène) et pauvres en plagioclase, sont décalés par rapport aux autres termes de cet ensemble volcanique.

MgO/I.D. - Sauf une certaine fluctuation au niveau des roches basiques (comme pour Al₂O₃/I.D.), la diminution des teneurs en MgO, pour les termes intermédiaires et acides (surtout les roches avec I.D. > 50) est bien régulière en fonction de l'augmentation

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

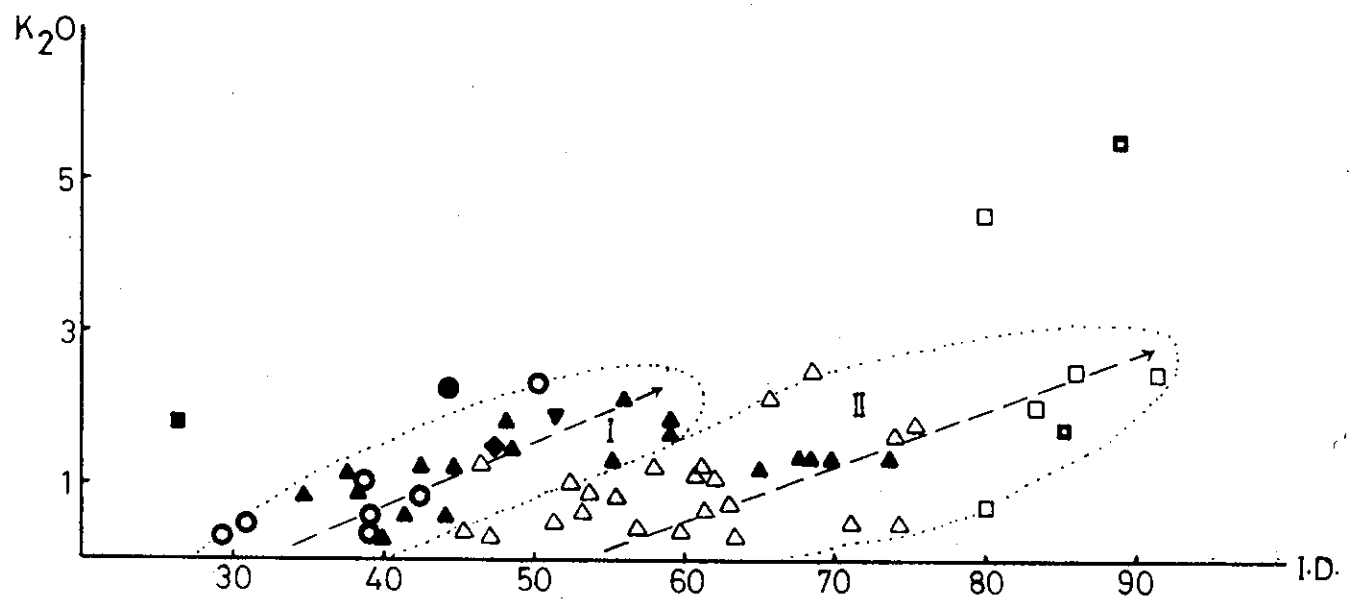
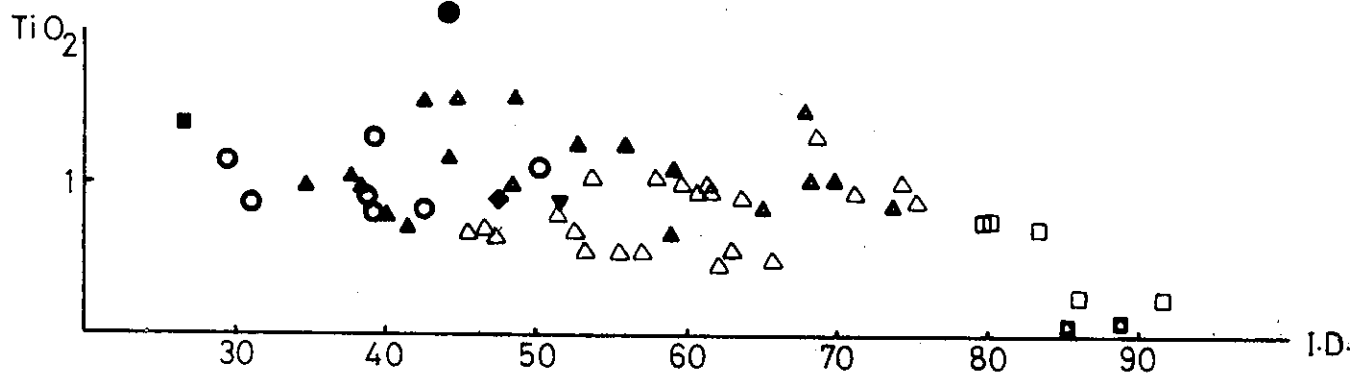
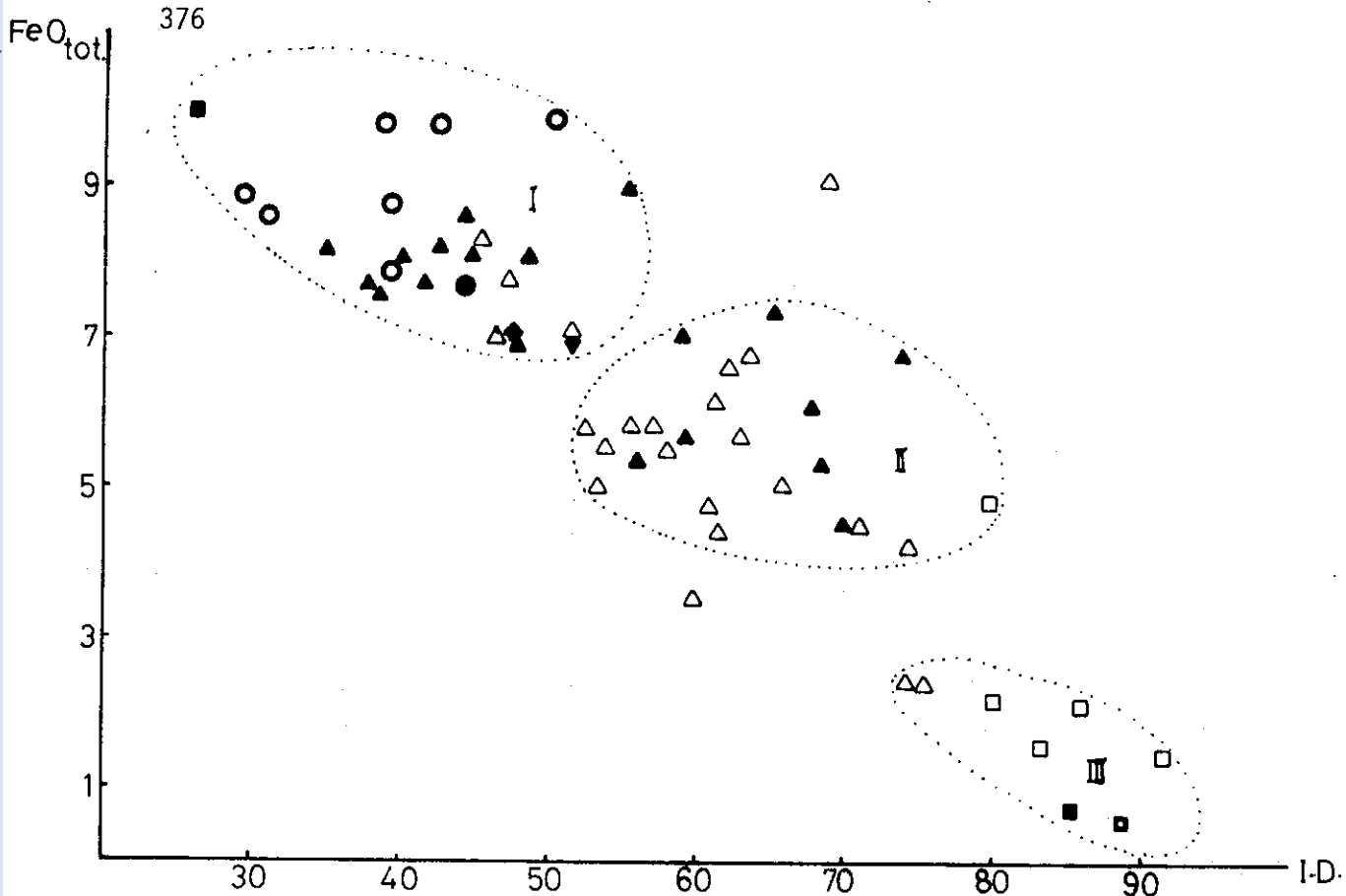


Fig.105 Légende p. 374 et 375

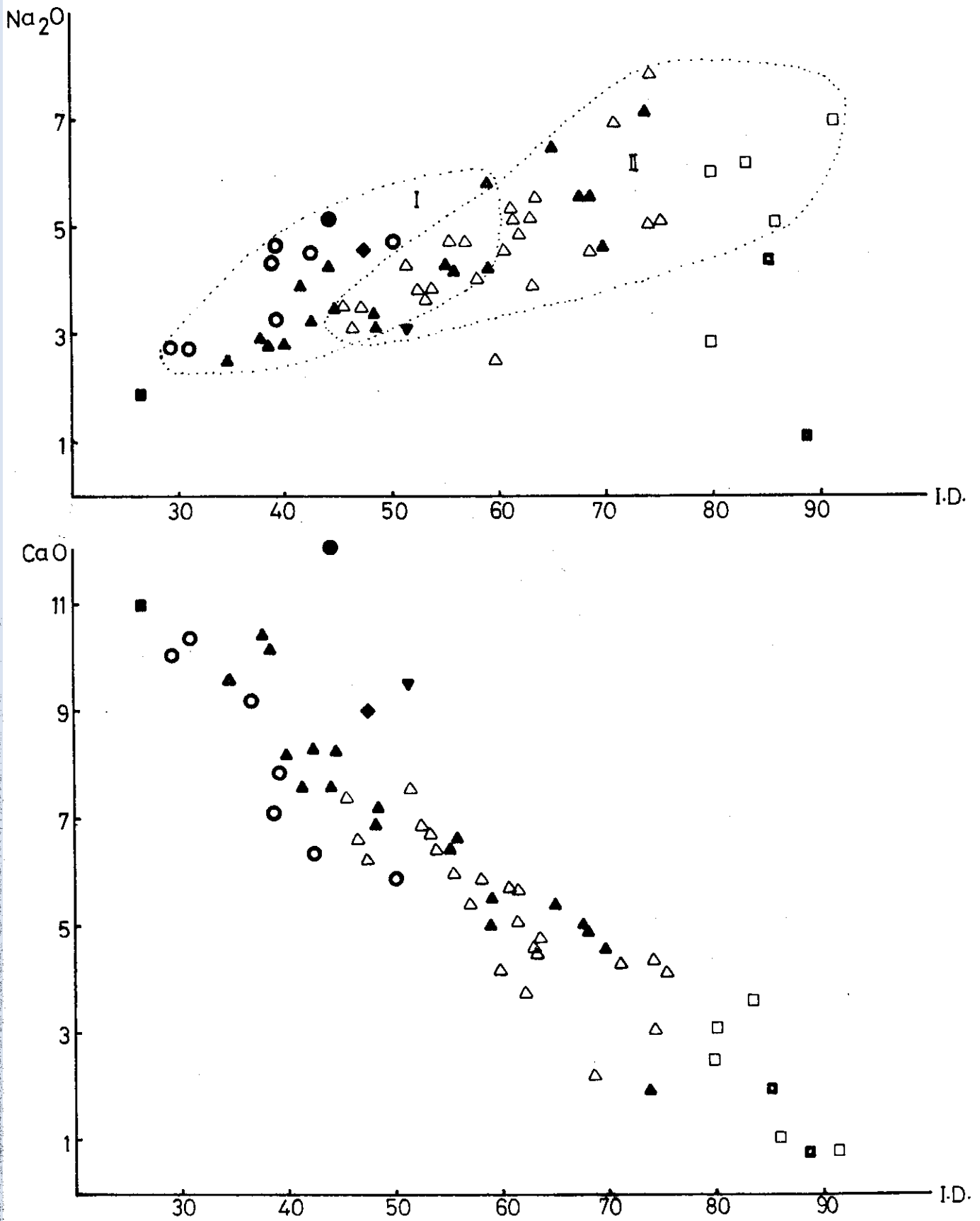


Fig. 106

Légende p. 374 et 375

de I.D. On observe aussi que les termes basiques pauvres en Al_2O_3 sont riches en MgO, et que les termes basiques (et certains faciès intermédiaires basiques) les plus riches en Al_2O_3 (en fait en plagioclase) sont les plus pauvres en MgO. Cela souligne encore, comme dans le cas des volcanites de l'Eocène, le rôle du fractionnement des minéraux ferromagnésiens et par contre l'apparition des types plagioclasiques, c'est-à-dire de magmas différenciés à densité plus faible, dont l'ascension vers la surface est plus aisée. Ce fait explique donc non seulement la faiblesse des teneurs moyennes en MgO et leur richesse relative en Al_2O_3 , mais aussi la distribution plus importante des termes à plagioclase, tandis que, dans les phases de distension plus active et lorsque la montée du magma basique a été assez rapide, les types à olivine ne sont pas rares.

FeO (total)/I.D. - Il y a une baisse des teneurs en FeO total du pôle basique au pôle acide. On peut individualiser les trois domaines basique (I : basaltes et andésites basaltiques), intermédiaire (II : andésites et dacites) et acide (III : rhyolites et rhyodacites) avec la lacune la plus nette entre II et III.

TiO₂/I.D. - Les teneurs en TiO₂ diminuent généralement en fonction de l'augmentation de I.D.. Mais cela n'est pas très sensible au niveau des faciès basiques et intermédiaires contrairement à ce qui se passe au niveau des roches acides. La basanite analcimique de l'Oligo-Miocène est décalée, par sa richesse en TiO₂, des autres roches de cet ensemble ; dans cette roche le titane participe à la composition, non seulement des oxydes Fe-Ti, mais aussi des minéraux ferromagnésiens comme la kaersutite.

K₂O/I.D. - Ce diagramme permet d'individualiser la séquence volcanique NgV₁ (I) par rapport à celle de NgV₂ (II). Dans NgV₁ l'enrichissement en K₂O va des basaltes aux andésites en passant par les andésites basiques. Mais dans NgV₂, l'évolution se fait des roches andésitiques aux rhyolites, par l'intermédiaire des roches dacitiques. Pourtant il faut noter qu'une fluctuation existe au niveau des rhyolites, les partageant entre un pôle à tendance potassique et un pôle à tendance sodique. De plus, l'enrichissement en K₂O à l'intérieur de chacune des deux séquences volcaniques semble être similaire, ce qui est démontré par leur répartition quasi parallèle. Dans ce diagramme, quelques roches andésitiques à dacitiques de NgV₁, se groupent avec les mêmes roches de la séquence NgV₂.

Na₂O/I.D. - A part les rhyolites qui présentent une fluctuation des teneurs en Na₂O, il y a généralement un enrichissement continu des faciès basiques aux termes intermédiaires et acides. Dans ce diagramme, les deux séquences volcaniques NgV₁ (I) et NgV₂ (II) montrent une certaine continuité, avec une zone andésitique commune. Dans les rhyolites, les termes riches en K du diagramme précédent sont ici pauvres en Na et vice-versa, ce qui traduit, comme dans le cas des rhyolites de l'Eocène, un enrichissement sélectif en alcalins. Dans ce diagramme, comme dans le diagramme FeO tot./I.D., la dacite subalcaline du dôme de l'édifice volcanique du Kuh-e-Khastak (éch. 76-E-1) s'écarte des autres termes de la séquence NgV₂, par suite de sa pauvreté en alcalins. Nous rappelons que ce dôme s'est manifesté à la suite d'une phase explosive importante ; la concentration poussée des volatils et des alcalins au cours de la phase explosive pourrait aboutir à un appauvrissement relatif de ces éléments dans la phase extrusive suivante.

CaO/I.D. - Une très bonne corrélation négative existe entre les teneurs en CaO et l'indice de différenciation des basaltes jusqu'aux rhyolites. Les termes riches en clinopyroxène, comme la basanite analcimique de l'Oligo-Miocène et l'andésite de la même phase, sont assez décalés, à cause de leurs teneurs relativement plus élevées en CaO.

3.1.3. Diagramme Q-Ab-Or-H₂O (fig.107)

Dans ce diagramme, nous avons pointé les rhyolites de l'Oligocène (1) et de la séquence volcanique NgV₂ (2). On constate que :

- deux rhyolites se rapprochent des minimums ternaires de VON PLATEN dans des conditions de pression d'eau de 2 kb,
- une rhyolite oligocène se place dans le domaine du quartz : il s'agit d'une rhyolite à quartz automorphe et à grenat (éch. 76-E-278), dont la composition chimique initiale a permis l'apparition des phénocristaux de quartz au liquidus,
- les rhyolites de la séquence NgV₂ se localisent dans le champ des plagioclases, leur composition chimique faisant apparaître des phénocristaux de plagioclase dans une pâte quartzo-feldspathique (voir dômes néogènes de composition rhyolitique).

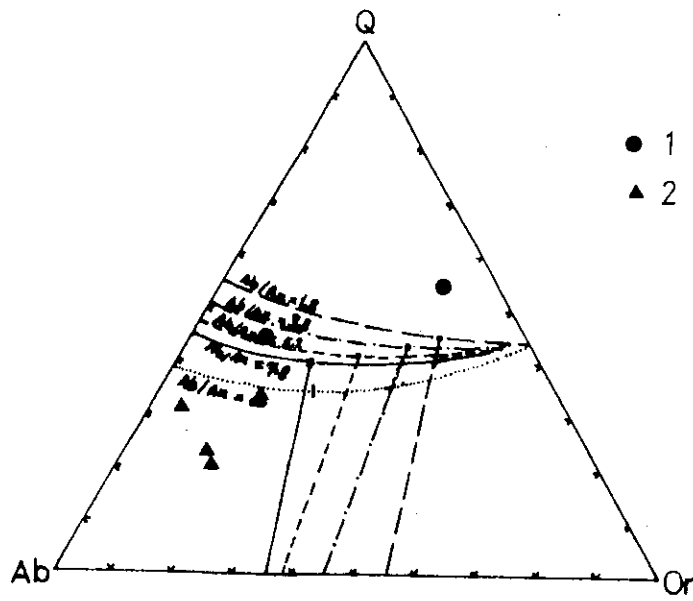


Fig. 107 - Diagramme Q-Ab-Or-H₂O (VON PLATEN, 1965) des volcanites de l'Oligocène (1) et du Néogène (2)

3.2. Eléments-traces (tableaux 76 et 77).

3.2.1. Caractères généraux et géochimie comparée

La comparaison avec les moyennes d'autres séries volcaniques mondiales (tableau 71) montre les caractères suivants pour les volcanites de notre région.

Rb - Rubidium, c'est un élément dont les teneurs fluctuent beaucoup dans les volcanites de cette époque, ce qui est démontré par les valeurs assez grandes de leur écart-type. Les teneurs en Rb des basaltes NgV₁ varient de moins de 10 à 79 ppm ; leur teneur moyenne (16 ppm) est assez comparable à celle des basaltes calco-alcalins de JAKES et WHITE (1972). Quant aux andésites basaltiques et aux andésites NgV₁, leurs teneurs en Rb fluctuent respectivement entre moins de 10 à 62 ppm et 11 à 58 ppm, avec des teneurs moyennes plus ou moins comparables respectivement à celles des andésites basiques du Pérou (LEFEVRE, 1979) et des andésites calco-alcalines de TAYLOR et al. (1969).

Dans la séquence volcanique NgV₂, les andésites basaltiques, andésites et dacites varient respectivement de moins de 10 ppm à 28 ppm, de moins de 10 à 59 ppm et 18 à 173 ppm ; sauf les dacites qui ont une teneur moyenne assez comparable à celle des dacites calco-alcalines de JAKES et WHITE (1972), les autres ont des teneurs moyennes nettement plus faibles. Les rhyolites de l'Oligocène ont une teneur moyenne plus élevée que celle des rhyolites NgV₂, mais plus faible que leurs équivalents du tableau (71). En général, les teneurs moyennes en Rb dans les basaltes, andésites basaltiques et andésites du Néogène (NgV₁ et NgV₂) sont moins élevées que celles des volcanites de l'Eocène, mais les dacites et rhyolites NgV₂ ont des teneurs moyennes comparables à celles de leurs équivalents éocènes.

Sr - Les teneurs en Sr dans les basaltes, andésites basaltiques et andésites de la séquence NgV₁, varient respectivement de 352 à 1236 ppm, 354 à 610 ppm et 272 à 814 ppm. La teneur moyenne des basaltes NgV₁ se rapproche de celle des basaltes alcalins du rift du Baïkal (GERASIMOSKIY et CHERNOGOROVA, 1979) et de celle des basaltes shoshonitiques (JAKES et WHITE, 1972) ; les teneurs moyennes des andésites basaltiques et des andésites NgV₁ sont respectivement plus ou moins comparables à celles de BYERS (1961) et TAYLOR et al. (1969). Les teneurs moyennes des andésites basiques et des andésites NgV₂ sont proches

Tableau (76)

	Basalte O n = 1	Rhyolites O n = 2	Basanite OM n = 1	Basaltes NgV ₁ n = 7	Andésites basaltiques NgV ₁ n = 8	Andésites NgV ₁ n = 6
SiO ₂ %	45,38	75,44 (0,70)	45,50	49,72 (1,38)	54,23 (1,12)	58,98 (1,83)
K %	1,47	2,99 (1,56)	1,85	0,67 (0,55)	0,92 (0,49)	1,15 (0,18)
Rb ppm	28	67 (34)	36	16 (25)	27 (21)	28 (17)
Sr "	560	19 (2)	1430	735 (315)	452 (96)	470 (220)
Ba "	428	472 (334)	952	521 (526)	376 (159)	457 (174)
K/Rb	525	446	514	419	341	411
	* n = 1		n = 1	n = 3	n = 7	n = 3
V ppm	313	-	135	210 (36)	180 (84)	72 (9)

Tableau (77)

	Dacite NgV ₁ n = 1	Andésites basaltiques NgV ₂ -n=3	Andésites NgV ₂ n = 17	Dacites NgV ₂ n = 5	Rhyolites NgV ₂ n = 2	Andésite basalte PP n = 1
SiO ₂ %	64,97	55,37 (0,38)	59,45 (1,28)	67,66 (1,01)	70,59 (0,14)	53,53
K %	1,09	0,51 (0,38)	0,76 (0,47)	1,69 (1,14)	2,02 (0,00)	1,22
Rb ppm	21	13 (11)	18 (15)	63 (56)	49 (15)	40
Sr "	267	441 (62)	485 (131)	456 (171)	362 (25)	960
Ba "	323	204 (147)	449 (321)	755 (263)	936 (335)	1 078
K/Rb	519	392	422	268	412	305
	*	n = 2	n = 13	n = 5	n = 1	n = 1
V ppm	-	52 (2)	71 (69)	99 (85)	12	378

Tableaux (76 et 77) - Teneurs moyennes des éléments traces des volcanites de l'Oligocène (O), de l'Oligo-Miocène (OM), du Néogène (NgV₁ et NgV₂) et du Plio-Pléistocène (PP) de la région étudiée. n = nombre d'analyses (* en bas = nombre d'analyses pour le vanadium); chiffres entre parenthèses = écart-type.

Coupures en SiO₂ selon la classification de PECCERILLO et TAYLOR

de celles de NgV_1 , et vont respectivement de 354 à 490 ppm et 346 à 939 ppm. Les dacites NgV_2 varient entre 114 à 554 ppm, avec une teneur moyenne très analogue aux dacites calco-alcalines de JAKES et WHITE (1972). Quant aux rhyolites, une différence caractéristique est à noter : les rhyolites oligocènes sont très pauvres en Sr (moyenne : 19 ppm) et ressemblent aux rhyolites de l'Eocène, mais au contraire les rhyolites NgV_1 sont relativement riches en Sr (362 ppm) et sont comparables aux rhyolites calco-alcalines du Pérou (LEFEVRE, 1979). En général la richesse en Sr des divers termes volcaniques du Néogène NgV_1 et NgV_2 , par rapport à ceux de l'Eocène est un fait caractéristique et très net.

Ba - Cet élément, comme Rb, fluctue beaucoup dans cet ensemble volcanique. La variation, dans les basaltes NgV_1 , est comprise entre 120 et 1499 ppm, avec une moyenne de 521 ppm, assez analogue à celle des basaltes alcalins du rift du Baïkal (GERASIMOVSKIY et CHERNOGOROVA, 1979 ; Ba dans les régions de Tunka et Dzhida varie de 185 à 1700 ppm). Les teneurs moyennes des andésites basaltiques NgV_1 et surtout NgV_2 sont plutôt comparables à celles de BYERS (1961), de même que celles des andésites NgV_1 et NgV_2 se rapprochent assez de la moyenne des andésites de Sardaigne (COULON, 1977). Les teneurs moyennes des dacites NgV_2 est intermédiaire entre celles des dacites d'arcs insulaires de JAKES et WHITE (1972) et celles des dacites du Pérou (LEFEVRE, 1979). Quant aux rhyolites NgV_2 , elles ont une teneur moyenne nettement plus élevée que celle des rhyolites oligocènes et assez analogue à celle du Pérou. Les teneurs en Ba des volcanites du Néogène (NgV_1 et NgV_2), par rapport aux volcanites de l'Eocène, ne montrent pas de différence très nette, à l'exception des rhyolites NgV_2 qui sont plus riches en Ba.

V - Cet élément de transition varie dans cet ensemble volcanique de 10 ppm (dacite NgV_2) à 378 ppm (faciès basique de la phase volcanique terminale, relativement riche en magnétite). La teneur moyenne des basaltes NgV_1 (210 ppm) est relativement plus faible que celle des roches basaltiques mondiales (TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961) et plutôt comparable à celle des basaltes shoshonitiques de JAKES et WHITE (1972). La moyenne des andésites basaltiques NgV_1 (180 ppm) est nettement plus élevée que leur équivalent NgV_2 (52 ppm) et plus ou moins comparable aux autres roches andésites basaltiques mondiales. Par contre les teneurs moyennes des andésites NgV_1 (72 ppm) et NgV_2 (71 ppm) sont très analogues, mais nettement plus faibles que les autres moyennes andésitiques mondiales. Pourtant ceci ne peut pas être simplement dû à une séparation précoce des minéraux opa-

ques (MIYASHIRO et SHIDO, 1975, TAYLOR et al., 1969, etc.) et à la précipitation plus poussée de ces minéraux dans notre série volcanique, car comme nous l'avons déjà vu, les teneurs moyennes en fer et TiO_2 dans ces termes andésitiques sont assez analogues aux autres andésites mondiales. Cette faiblesse pourrait s'expliquer d'une part par une faiblesse relative du magma originel en vanadium (teneur moyenne relativement faible des basaltes NgV_1 et, plus ou moins, celle des andésites basiques NgV_1 , etc.) et d'autre part par la participation partielle de cet élément (outre la magnétite et/ou la titano-magnétite) à la composition de minéraux comme la pargasite, fractionnée essentiellement dans les termes basaltiques (cf. volcanites post-Qom). Quant aux dacites NgV_2 , leur teneur moyenne ne révèle aucune faiblesse, ce qui les distingue des andésites. De plus, à l'exception des dacites NgV_2 qui ont une teneur moyenne nettement plus élevée que les volcanites éocènes, les basaltes NgV_1 , les andésites basaltiques de NgV_1 et NgV_2 , ainsi que les andésites de ces deux séquences volcaniques, présentent des teneurs plus faibles que celles de l'Eocène.

3.2.2. Variations des éléments-traces en fonction de l'indice de différenciation (fig.108 et 109).

Rb/I.D. - Ce diagramme est analogue à celui de $K_2O/I.D.$, et permet d'individualiser les deux séquences volcaniques NgV_1 et NgV_2 . L'enrichissement en Rb dans la séquence NgV_1 (I) va des basaltes aux andésites, malgré quelques types basiques, plus ou moins décalés qui sont enrichis en alcalins (avec I.D. plus élevé) et en éléments incompatibles dont le rubidium. La séquence NgV_2 (II) indique aussi un enrichissement assez lent en Rb à partir des roches andésitiques jusqu'aux roches rhyolitiques. Deux rhyolites à tendance potassique sont plus riches en Rb (> 100 ppm) et s'écartent des termes à tendance sodique.

Sr/I.D. - On observe que certains types basiques assez riches en alcalins ont des teneurs plus élevées en Sr et se détachent des autres faciès basiques. On a donc dans l'ensemble volcanique de l'Oligo-Miocène et Plio-Pleistocène deux types de roches basiques : l'un (I') relativement riche en Sr, Ba et plus ou moins Rb et l'autre (I) avec des

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010 10:00:00

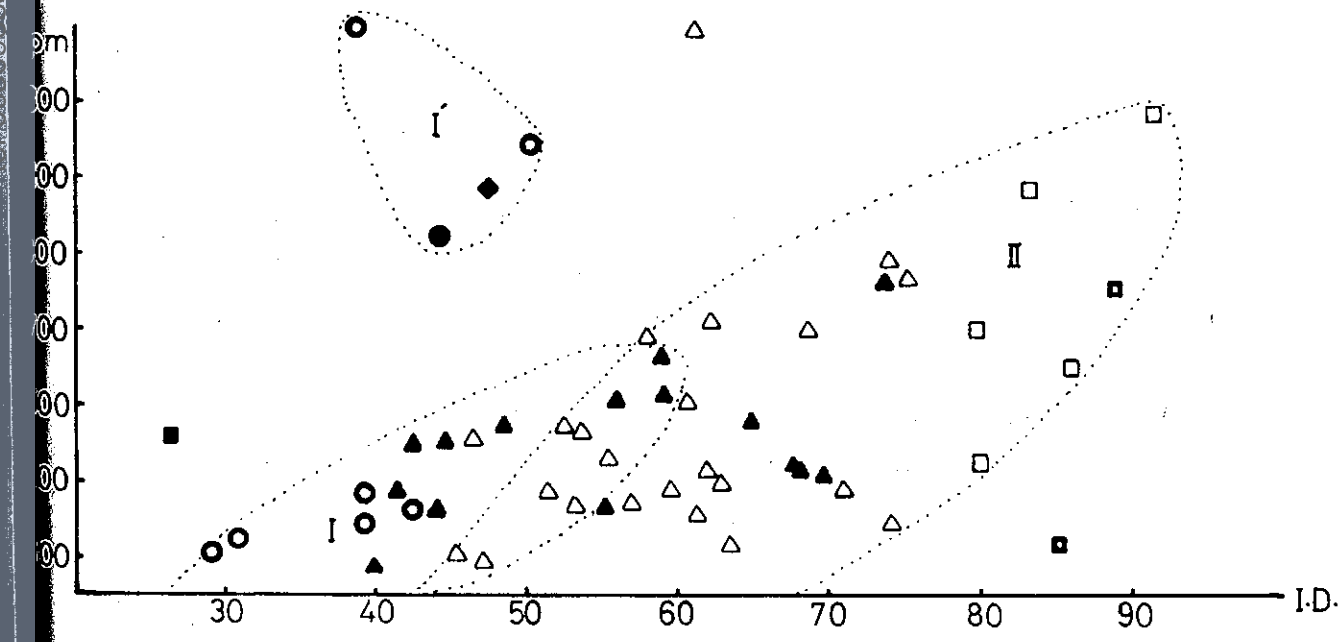
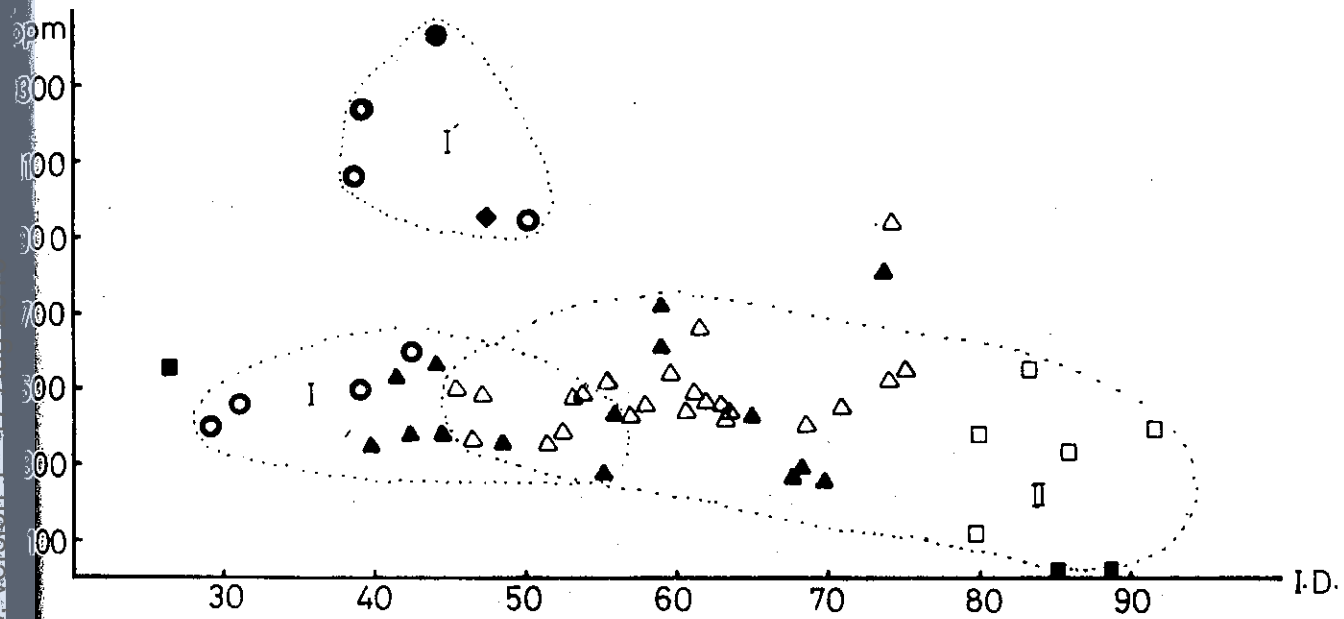
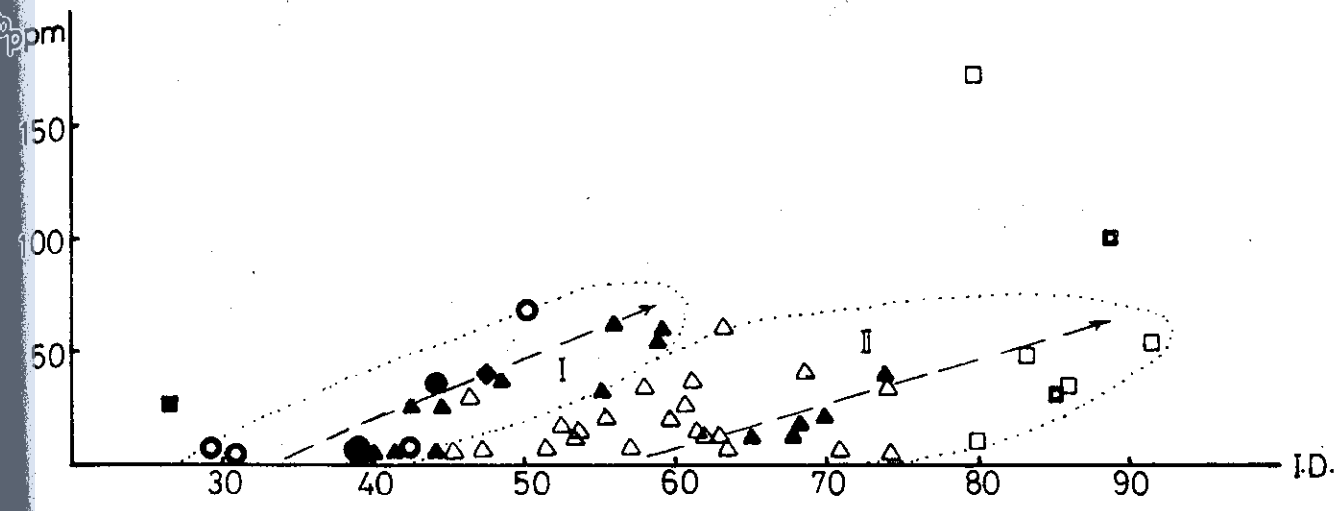


Fig. 108 Légende p. 374 et 375

teneurs assez modestes en ces éléments. Nous pensons qu'une partie de la concentration de ces éléments incompatibles dans le premier type correspond à l'action des fluides liée à une mobilité des alcalins, notamment les éléments du type potassium. La présence de minéraux comme l'analcime, l'amphibole et parfois la biotite (par exemple : basanite analcimique de l'Oligo-Miocène, faciès basiques à amphibole du Néogène, etc.) et l'existence de vésicules remplies de minéraux hydroxylés et hydratés (chlorite, épidote, zéolites) témoignent aussi du rôle des volatils dans le magma. Cet élément montre également une certaine fluctuation dans la séquence volcanique NgV₂ (II) qui peut être due aux textures plus ou moins porphyriques et à la composition minéralogique (par exemple, variations de la teneur en plagioclase).

Ba/I.D. - L'évolution des volcanites NgV₁ (I) et NgV₂ (II) est assez analogue à celle de Rb/I.D. Quelques termes basiques (I'), comme pour le diagramme Sr/I.D., sont relativement riches en Ba et sont décalés. Certaines roches andésitiques à dacitiques NgV₁, du point de vue des variations des teneurs en Ba (ainsi que Rb et Sr), se groupent plutôt avec la séquence NgV₂.

V/I.D. - Dans ce diagramme (fig. 109), on voit que les teneurs en vanadium diminuent généralement avec l'augmentation de l'indice de différenciation. Cette diminution paraît plus rapide pour la séquence NgV₁ (I) que celle de NgV₂ (II). De plus, cette dernière (NgV₂) se distingue de NgV₁, par ses teneurs plus faibles en V, ce qui est surtout illustré par la répartition des points représentatifs pour un indice de différenciation entre 45 à 70.

3.2.3. Diagramme V-FeO total/MgO (fig. 110)

Ce diagramme nous permet d'individualiser les groupes suivants :

- groupe des roches basiques (I) (basaltes et andésites basaltiques)

avec un rapport FeO tot./MgO compris entre 1 et 2,5. Dans ce groupe deux types d'évolution sont à noter : le fractionnement des minéraux ferromagnésiens qui donne une augmentation du rapport FeO tot./MgO (dû à la diminution des teneurs en Mg), sans diminution très importante des teneurs en vanadium ; et une séparation assez importante des minéraux opaques (magnétite, etc.) entraînant une chute importante des teneurs en V. Nous n'envisageons pas ici une évolution dans laquelle un enrichissement en fer peut concentrer les teneurs en V et provoquer une augmentation du rapport FeO tot./MgO car, comme nous

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

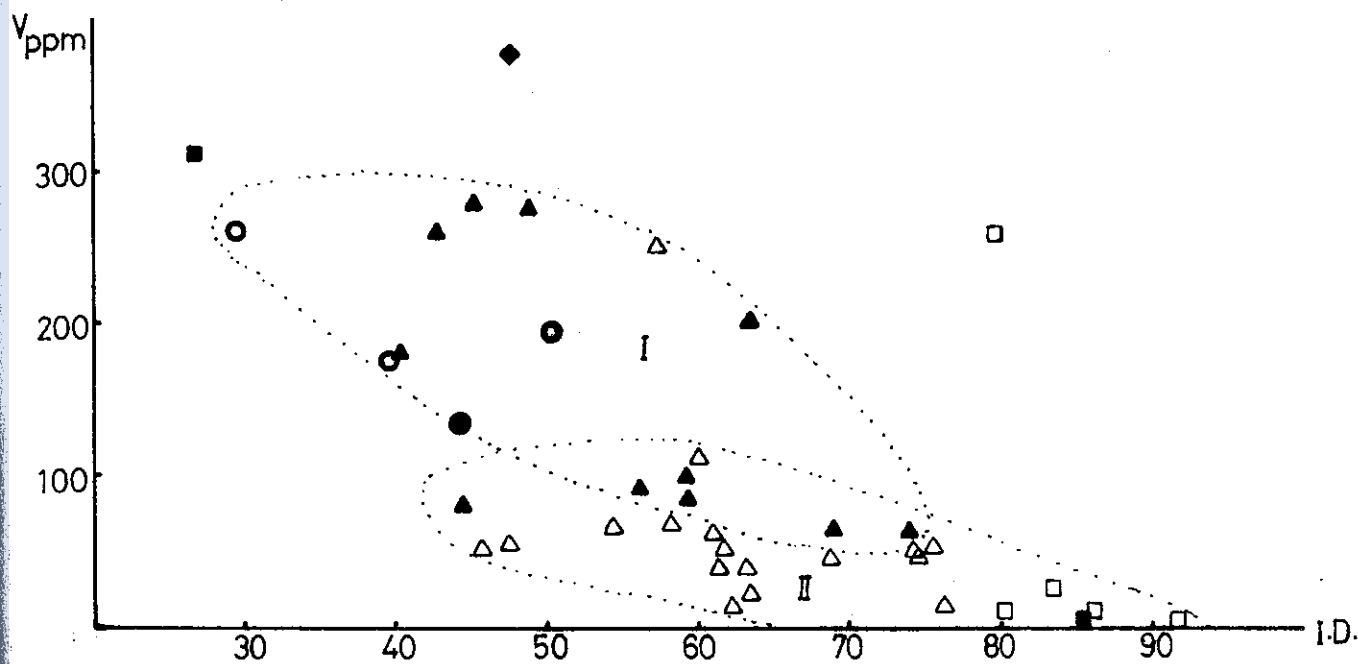


Fig.109

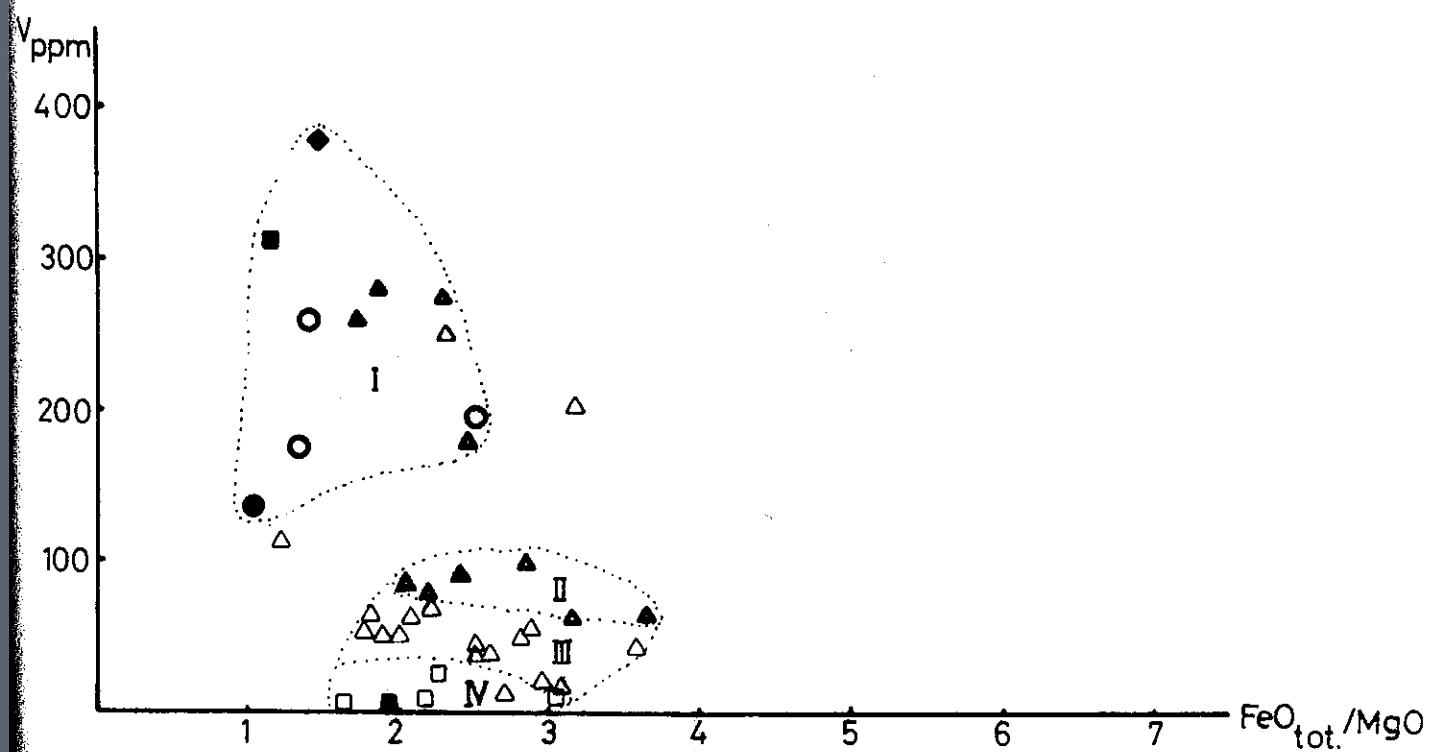


Fig.110 Légende p. 374 et 375

tel-00509888_v1.0 - 17 Aug 2010

l'avons déjà vu (Par exemple : diagramme AFM des volcanites du Néogène, baisse progressive des teneurs en FeO total du pôle basique vers le pôle acide, etc.) ce type d'évolution, caractéristique des séries tholéiitiques, n'est pas celui de nos volcanites.

- groupe des roches andésitiques à dacitiques NgV_1 (II) qui, dans ce diagramme, sont bien distinctes de leurs équivalents NgV_2 par leurs teneurs relativement plus élevées en V. L'évolution va des andésites (ou des andésites basiques) vers les termes dacitiques, avec une augmentation assez rapide du rapport FeO tot./MgO (2 à 3,75), mais avec une faible diminution des teneurs en V. Cela traduit plutôt un fractionnement des minéraux ferromagnésiens que des minéraux opaques, ce qui semble être aussi confirmé par la répartition des termes intermédiaires dans les diagrammes FeO/I.D. et TiO_2 /I.D. (diminution peu sensible ou faible de ces éléments) ainsi que MgO/I.D. (diminution sensible de cet élément).

- groupe des roches andésitiques à dacitiques NgV_2 (III) avec le même type d'évolution que le groupe précédent (II). Pourtant la baisse des teneurs en V pour quelques termes dacitiques devient plus nette, traduisant une séparation plus importante des minéraux opaques vers le pôle rhyolitique ; cela est aussi confirmé par la baisse plus rapide du fer total et du titane dans les diagrammes FeO tot./I.D. et TiO_2 /I.D. vers les termes acides.

- groupe des roches rhyolitiques (IV), montrant une variation du rapport FeO tot./MgO de 1,5 environ à 3 et des teneurs faibles en vanadium. L'évolution dans ce groupe est plutôt sous l'influence des quantités d'oxydes opaques que des minéraux ferromagnésiens, ce qui est confirmé par les observations minéralogiques et aussi par les caractères chimiques (teneur en MgO < 1 % ; voir par exemple MgO/I.D.). Par exemple, une rhyolite oligocène avec un rapport FeO tot./MgO d'environ 2 ne traduit pas une richesse plus importante en MgO par rapport aux autres rhyolites présentant un rapport plus élevé, mais seulement une faiblesse en fer total qui diminue ce rapport (voir FeO tot./I.D. et MgO/I.D.) ; cela confirme aussi la teneur négligeable de cette roche en V. L'évolution, dans ce groupe, avec une baisse assez rapide en fer total, mais avec des teneurs plus ou moins constantes en MgO, est liée à une baisse des teneurs en V et également du rapport FeO tot./MgO.

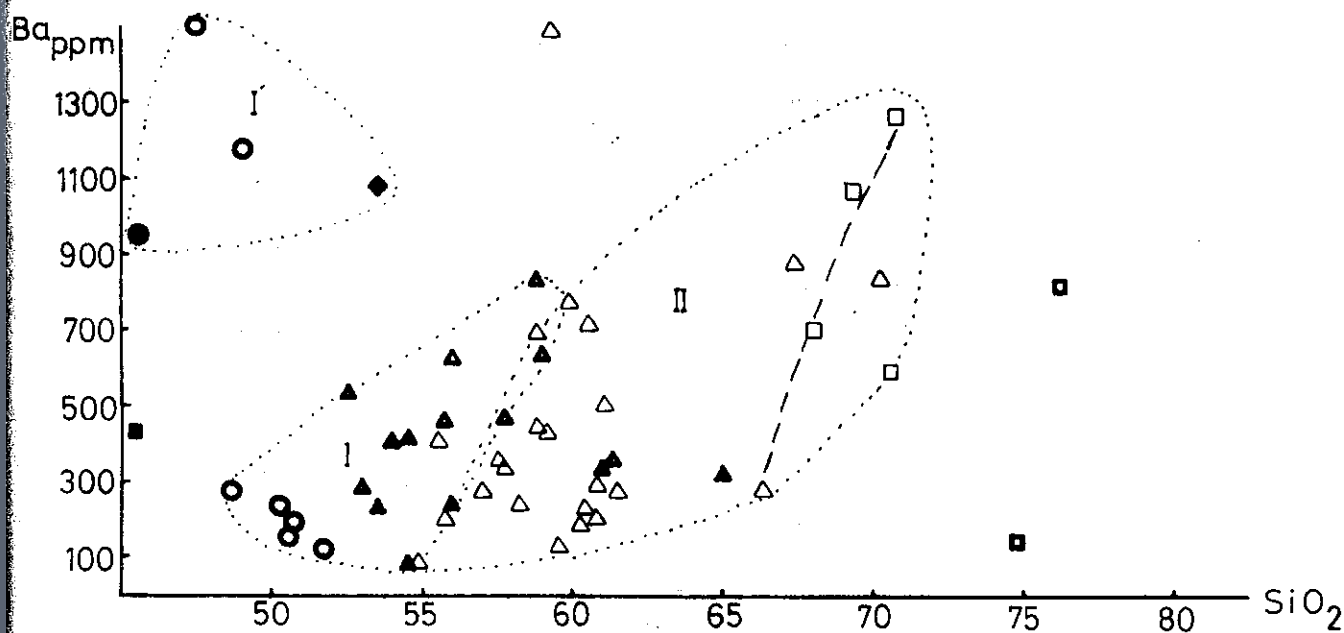
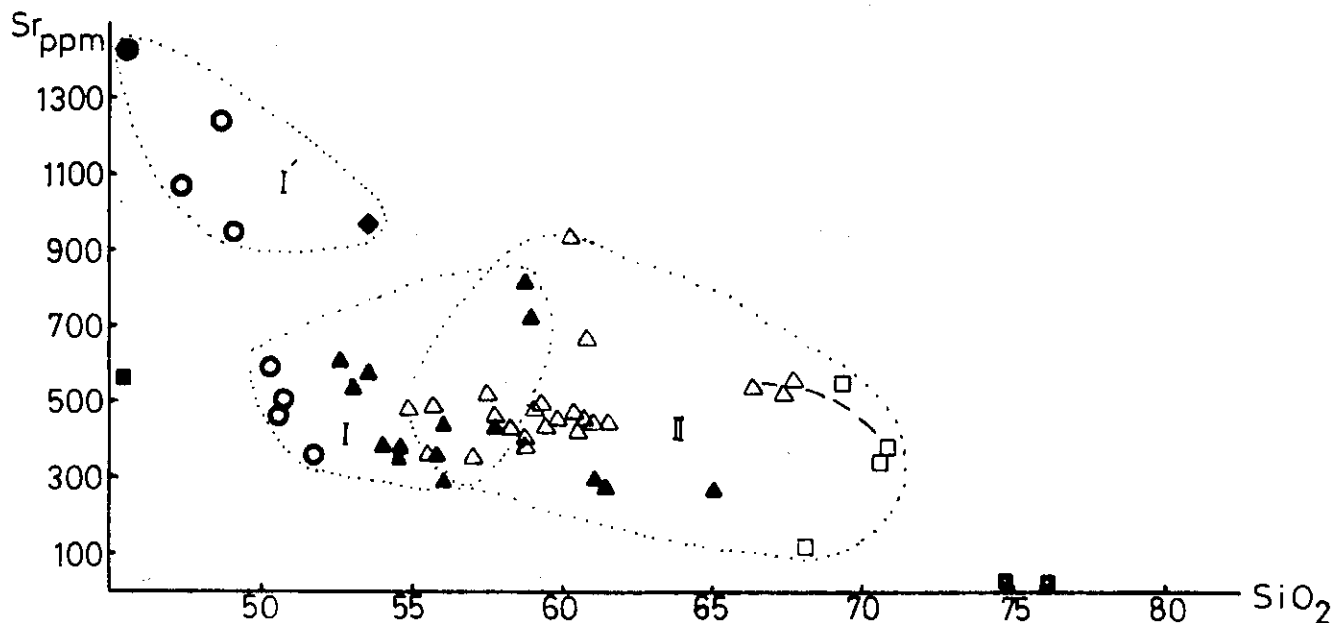
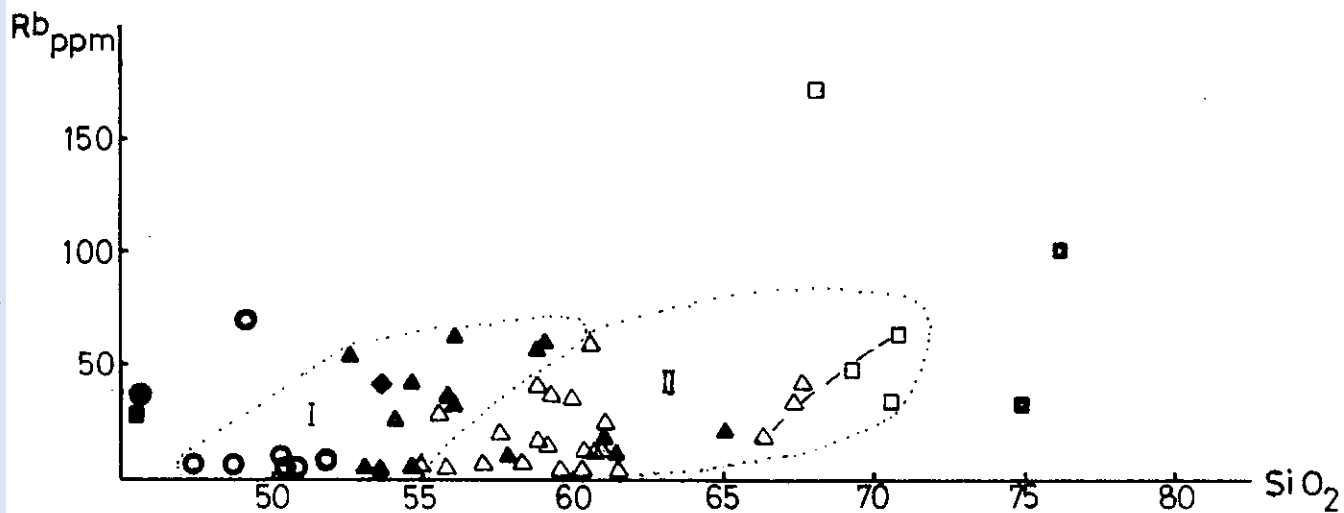


Fig.111 Légende p. 374 et 375

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

Ces constatations expliqueraient également certaines estimations sur la fugacité de l'oxygène qui dépend aussi probablement de p_{H_2O} (MAURY et al., 1978) et les variations de ces facteurs au cours de l'évolution des roches décrites. Par exemple, dans le magma basique alcalin peut se produire une évolution sous forte fugacité de l'oxygène qui conduit à la cristallisation précoce de la magnétite ; le fractionnement de cette magnétite provoque alors une chute des teneurs en V dans le magma résiduaire. Cela est vraisemblablement le cas de la basanite analcimique de l'Oligo-Miocène, dont la teneur en V est relativement faible (135 ppm). On peut également supposer une modeste fugacité de l'oxygène au cours de l'évolution magmatique des termes intermédiaires pour qu'une séparation importante d'oxydes opaques ne produise pas une baisse rapide des teneurs en fer, titane et vanadium. Vers les termes acides (dacites et rhyolites) l'augmentation de la fugacité de l'oxygène, due probablement à une concentration et à une augmentation de p_{H_2O} , cause de nouveau une précipitation plus accentuée des minéraux opaques.

3.2.4. Variations des éléments-traces en fonction de la silice (fig. 111)

Les variations de Rb, Sr et Ba en fonction des teneurs en SiO_2 , présentées dans les diagrammes suivants, sont assez comparables à celles des éléments-traces en fonction de I.D.

Rb/ SiO_2 - Dans les deux séquences volcaniques NgV_1 et NgV_2 (II), les teneurs en Rb s'élèvent généralement en fonction de l'augmentation des teneurs en SiO_2 . Pourtant l'enrichissement en Rb reste faible, ce que montre l'étalement relatif des points représentatifs par rapport à l'abscisse SiO_2 . Dans la séquence volcanique NgV_2 (II), les faciès doméens à composition dacitique-rhyolitique forment une lignée bien distincte où il y a une augmentation des teneurs en Rb des dacites aux rhyolites.

Sr/ SiO_2 - Les teneurs en Sr diminuent généralement du pôle basique au pôle acide. Comme pour Sr/I.D., les termes basiques forment deux groupes : termes basaltiques riches en Sr (I') (> 900 ppm) avec $SiO_2 < 50$ % (pour la séquence NgV_1) et roches basaltiques modestement riches en Sr ($300 \text{ ppm} < Sr < 600$ ppm) et avec $50 \% < SiO_2 < 52$ % pour la séquence NgV_1). Une comparaison avec Sr/I.D. montre que le premier groupe (I') comporte des roches nettement plus riches en alcalins, ce qui

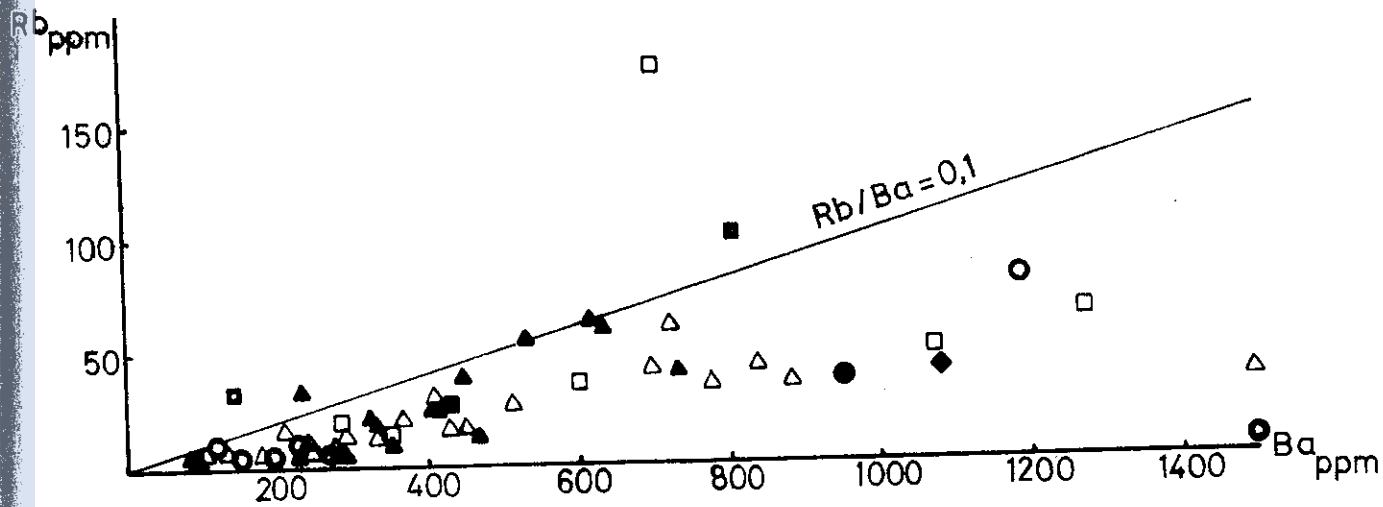
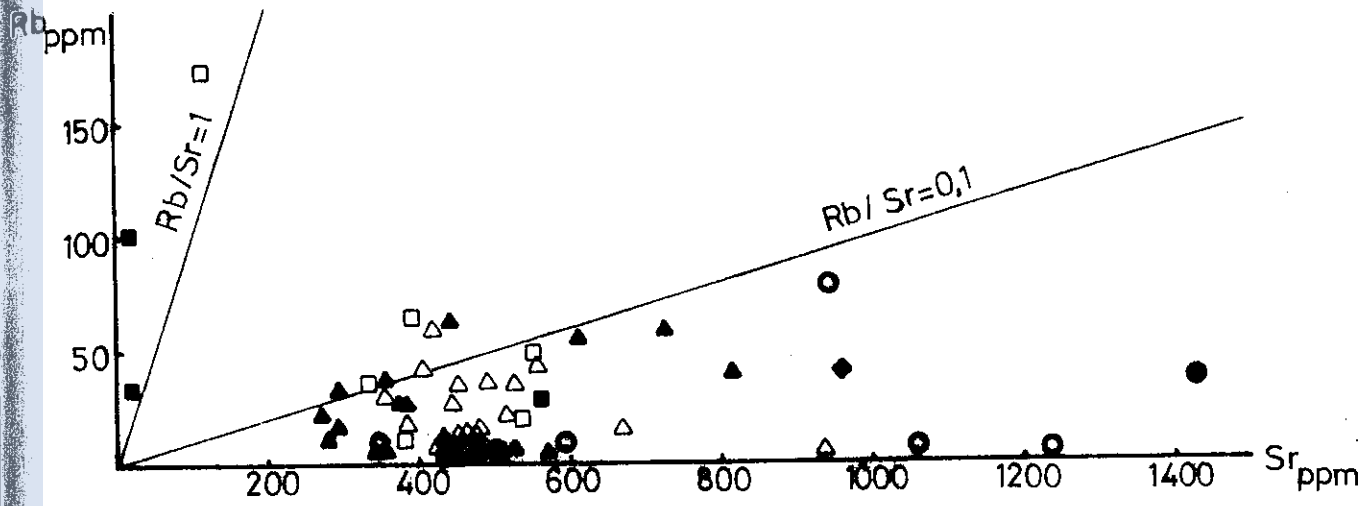


Fig-112 Légende p. 374 et 375

tel:005099889 - version 1 - 17-AUG-2010

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

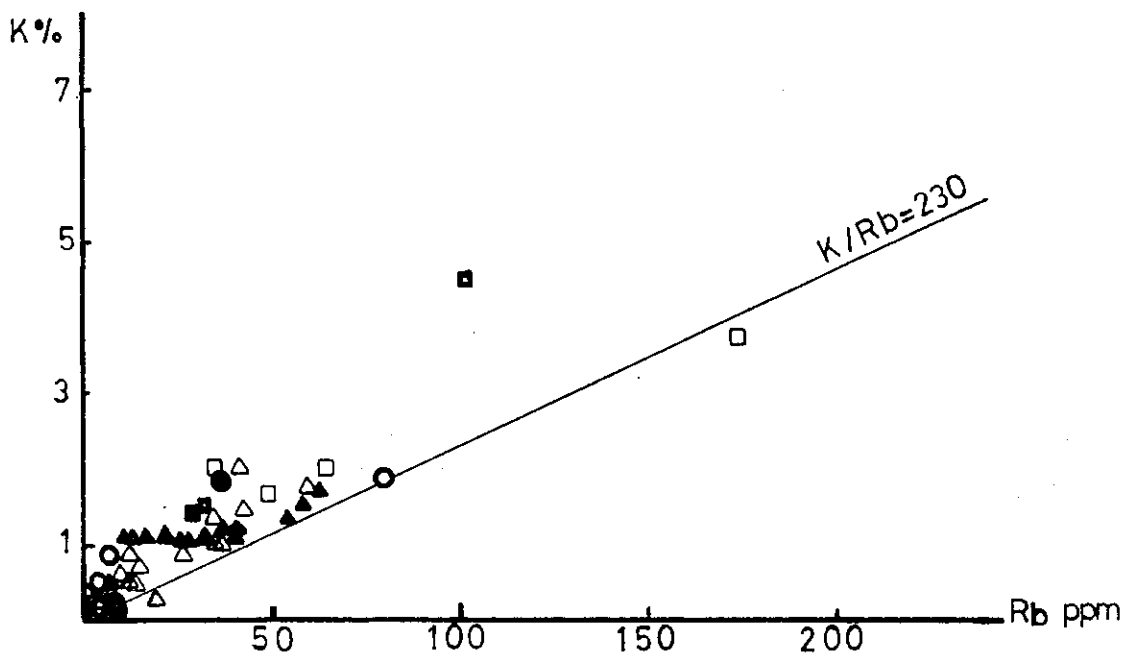
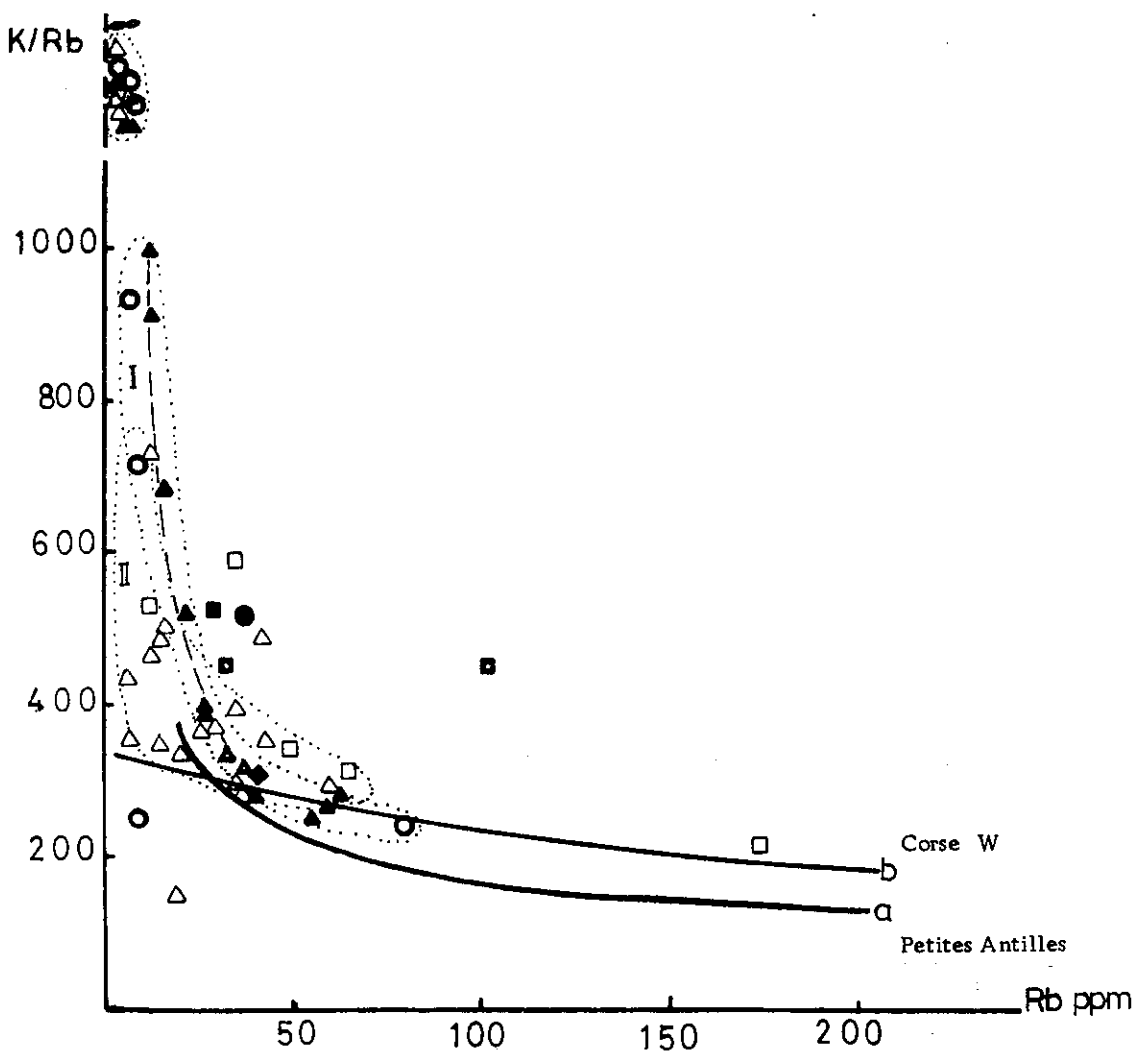


Fig. 113 Légende p. 374 et 375

est confirmé par leurs indices de différenciation plus élevés malgré leurs teneurs plus faibles en SiO_2 par rapport aux basaltes du groupe (I). Comme nous l'avons souligné (Sr/I.D.), il semble qu'une relation existe entre la concentration des alcalins et, relativement, des éléments incompatibles et celle des volatils. Dans la séquence volcanique NgV_2 , une nette diminution des teneurs en Sr s'observe pour la lignée dacitique-rhyolitique.

Ba/SiO₂ - Ce diagramme est aussi analogue à Ba /I.D. ; à l'exception de quelques termes basiques riches en Ba (> 900 ppm) (I') qui sont écartés, on note un enrichissement général des teneurs en Ba depuis les roches basiques jusqu'aux roches acides. Ici, comme pour Rb/SiO_2 , les deux séquences volcaniques NgV_1 et NgV_2 sont bien individualisées ; dans la séquence NgV_1 l'enrichissement en Ba va des basaltes aux andésites et dans NgV_2 des andésites aux rhyolites.

3.2.5. Diagrammes Rb/Sr et Rb/Ba (fig.112)

Diagramme Rb/Sr - La relation entre ces deux éléments n'est pas très nette. Les basaltes de l'ensemble volcanique de l'Oligo-Miocène et de Plio-Pléistocène s'observent dans le domaine $\text{Rb/Sr} < 0,1$, ce qui est analogue aux basaltes de l'Eocène. Par contre, la majorité des termes intermédiaires et acides (NgV_2) de cet ensemble volcanique diffèrent de leurs équivalents de l'Eocène et se groupent, comme les basaltes, dans le domaine $\text{Rb/Sr} > 0,1$. Les rhyolites de l'Oligocène et une rhyolite potassique de NgV_2 sont analogues aux rhyolites de l'Eocène et se placent dans le domaine $\text{Rb/Sr} > 1$.

Diagramme Rb/Ba - Ces deux éléments montrent généralement une corrélation positive. A l'exception des rhyolites de l'Oligocène, de la rhyolite potassique NgV_2 et d'un terme intermédiaire NgV_1 , les autres volcanites de l'Oligo-Miocène et du Plio-Pleistocène se localisent dans le domaine $\text{Rb/Ba} \leq 0,1$.

3.2.6. Diagrammes K/Rb -Rb et K/Rb (fig.113)

Diagramme K/Rb-Rb - La majorité des volcanites des séquences NgV_1 et NgV_2 se groupent respectivement dans les enveloppes (I) et (II). Dans l'enveloppe (I)

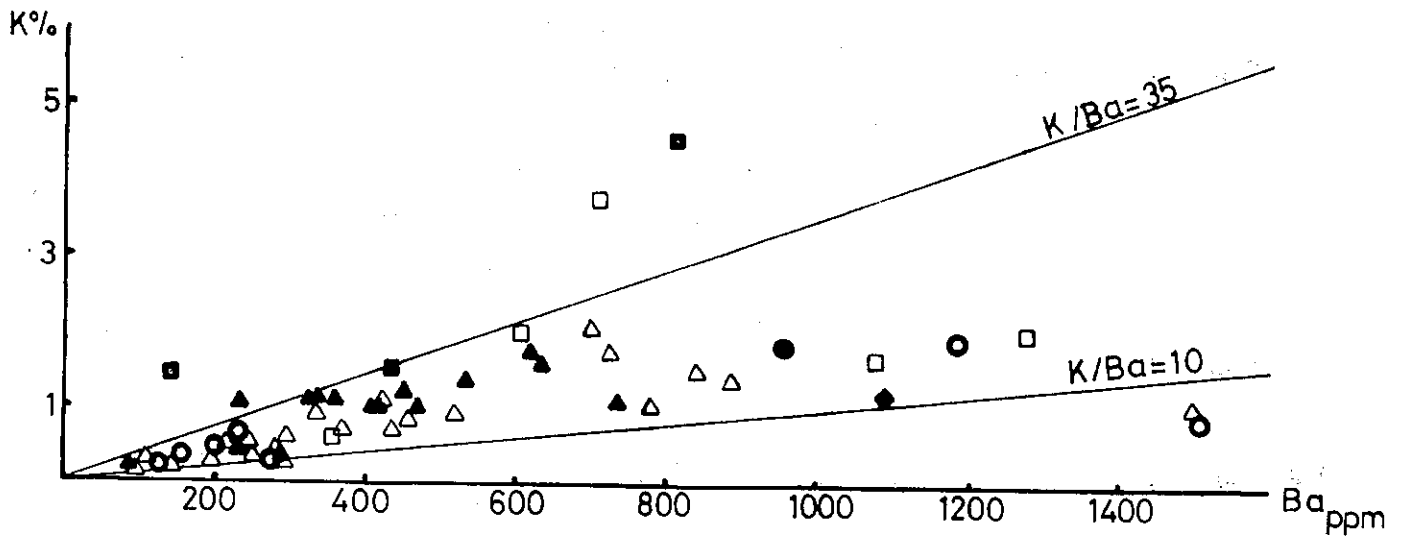
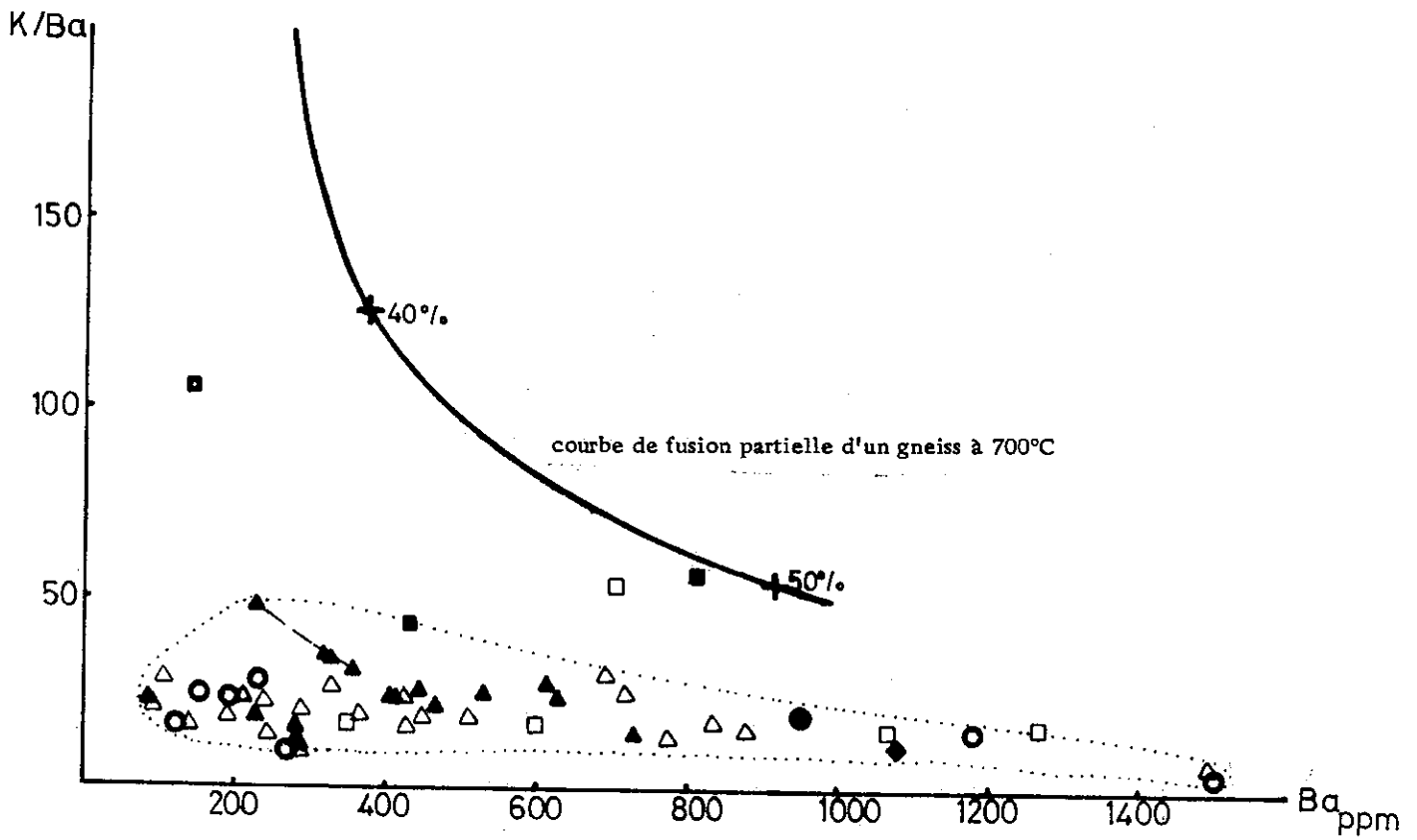


Fig.114

Légende p. 374 et 375

la ligne en tireté représente la séquence andésitique-dacitique de la région de Jusheghan (cf. p. 219). Quant à la séquence volcanique NgV₂ (II), on observe une évolution qui va des andésites aux dacites et rhyolites. Certaines roches très pauvres en Rb (< 10 ppm) et pauvres en K se groupent également vers l'infini.

Diagramme K/Rb - Ces éléments ont une bonne corrélation positive, et les points représentatifs de cet ensemble volcanique sont répartis parallèlement au-dessus de la droite K/Rb = 230. On note que l'enrichissement en K et Rb, dans la séquence NgV₁, va des basaltes aux andésites basaltiques et andésites ; dans la séquence NgV₂ des roches andésitiques et dacitiques aux rhyolites.

3.2.7. Diagrammes K/Ba-Ba et K/Ba (fig. 114)

Diagramme K/Ba-Ba - Dans ce diagramme, l'ensemble volcanique de l'Oligo-Miocène et Plio-Pleistocène est bien étalé, et le rapport K/Ba diminue très légèrement en fonction de l'augmentation rapide des teneurs en Ba, ce qui ne traduit pas en général une évolution très caractéristique. Mais pour la séquence andésitique-dacitique du Jusheghan (ligne en tireté), on observe des andésites aux dacites une diminution plus sensible de K/Ba, liée à une élévation des teneurs en Ba. De plus, dans ce diagramme deux rhyolites (dont la rhyolite à grenat de l'Oligocène, cf. p. 212) se rapprochent de la courbe de fusion partielle d'un gneiss à 700°C (in DUPUY, 1970).

Diagramme K/Ba - Les teneurs en Ba augmentent généralement en fonction de l'élévation des teneurs en K. L'enrichissement continu en K et Ba pour les termes basaltiques à andésitiques de la séquence NgV₁ ainsi que pour les termes andésitiques-dacitiques à rhyolitiques de la séquence NgV₂, indique que le fractionnement des feldspaths potassiques n'est pas intervenu dans le processus magmatique. Cela est confirmé par les observations minéralogiques car le feldspath alcalin n'apparaît que dans la matrice des roches et résulte d'une cristallisation tardive. Dans cet ensemble volcanique, la majorité des roches se localisent dans un domaine compris entre K/Ba = 10 et K/Ba = 35. Les rhyolites de l'Oligocène et une rhyolite potassique de NgV₂ sont relativement plus riches en K et présentent un rapport K/Ba plus élevé. De même deux termes enrichis en Ba se décalent dans le domaine inférieur de K/Ba = 10.

Ca/Sr_i

500

400

300

200

100

200

400

600

800

1000

1200

1400

Sr_{ppm}

Ca%

7

5

3

1

200

400

600

800

1000

1200

1400

Sr_{ppm}

Fig. 115

Légende p. 374 et 375

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

3.2.8. Diagrammes Ca/Sr-Sr et Ca/Sr (fig. 115)

Diagramme Ca/Sr-Sr - Ce diagramme permet d'individualiser les domaines suivants :

- Domaine des roches basaltiques et des andésites basiques (I) qui est bien étalé et où les termes basiques enrichis en alcalins présentent les teneurs les plus élevées en Sr et les rapports Ca/Sr les plus faibles (exemple : basanite de l'Oligo-Miocène). Par contre les termes moins enrichis en alcalins donnent des teneurs plus faibles en Sr et des rapports Ca/Sr plus forts (exemple terme basique du Kuh-e-Khastak à tendance subalcaline ; éch. 76-E-2, cf. p.232).

- Domaine des roches andésitiques et dacitiques, avec des teneurs plus ou moins élevées en Sr, mais des rapports Ca/Sr plus faibles (II, essentiellement la séquence NgV₂), ce qui est représentatif des roches souvent porphyriques à phénocristaux de plagioclase ; il faut adjoindre le domaine andésitique - dacitique de la région de Jusheghan (II') avec des teneurs en Sr plus faibles, mais des rapports Ca/Sr plus élevés : il s'agit des roches à structure aphyrique ou subaphyrique.

- Domaine rhyolitique-dacitique assez riche en plagioclase (III) avec des teneurs plus ou moins élevées en Sr ($300 < Sr < 450$ ppm) avec rapports en Ca/Sr faibles (< 75). Par contre, les rhyolites pauvres en plagioclase de l'Oligocène et une rhyolite NgV₂ ont des teneurs faibles en Sr, mais un rapport Ca/Sr élevé.

Diagramme Ca/Sr - On y trouve les mêmes domaines que dans le diagramme précédent. En général, pour les roches acides et intermédiaires, la corrélation entre Ca et Sr est plus nette et relativement positive, tandis que dans les termes basiques cette corrélation est moins nette, ce qu'illustre la dispersion des points représentatifs.

4. GEOCHIMIE DES ROCHES INTRUSIVES

Nous avons déjà vu que, dans la région étudiée, les massifs plutoniques se manifestent sous différentes formes et avec des compositions allant de termes acides (granites, aplites) à des termes basiques (gabbros et gabbrodiorites), avec une prédominance très nette pour les granitoïdes.

4.1. Éléments majeurs

Nous avons présenté 30 analyses de ces roches pour les éléments majeurs ;
les moyennes sont indiquées dans le tableau ci-dessous.

Oxydes	Granites n = 9	Granodiorites n = 7	Diorite à quartz n = 6	Diorites gabbroïque n = 1	Gabbros n = 7
SiO ₂	73,72 (2,66)	66,23 (1,85)	60,70 (1,70)	54,49	49,75 (2,08)
Al ₂ O ₃	13,69 (1,32)	15,76 (1,10)	16,25 (0,94)	16,70	18,01 (1,89)
Fe ₂ O ₃	0,67 (0,40)	1,31 (0,84)	2,39 (1,18)	4,24	3,63 (1,82)
FeO	0,57 (0,26)	1,19 (0,48)	2,06 (1,00)	3,17	6,02 (1,23)
MnO	0,03 (0,03)	0,06 (0,04)	0,11 (0,07)	0,14	0,16 (0,04)
MgO	0,61 (0,51)	1,84 (0,51)	2,33 (1,11)	3,69	3,87 (0,84)
CaO	2,28 (1,61)	4,14 (2,26)	6,45 (1,34)	4,93	8,46 (2,22)
Na ₂ O	4,11 (1,75)	6,54 (2,91)	4,95 (2,67)	7,51	3,98 (1,33)
K ₂ O	2,60 (2,63)	0,98 (1,22)	1,11 (0,87)	0,98	1,26 (0,81)
TiO ₂	0,47 (0,24)	0,77 (0,20)	0,76 (0,13)	1,19	1,52 (0,42)
P ₂ O ₅	0,07 (0,02)	0,14 (0,03)	0,15 (0,03)	0,16	0,30 (0,11)
CO ₂	-	-	-	0,16	-
H ₂ O+	1,37 (0,72)	1,15 (0,84)	2,55 (1,40)	1,73	2,94 (1,46)
H ₂ O-	-	-	-	-	-
TOTAL	100,29 (0,66)	100,39 (0,41)	99,99 (0,95)	99,09	99,99 (0,34)

Tableau 78 - Moyennes des roches intrusives de la région étudiée, avec leur écart type (chiffres entre parenthèses) et le nombre d'analyses (n). Coupures en SiO₂ selon la classification de PECCERILLO et TAYLOR (1976)

4.1.1. Caractères généraux et géochimie comparée

On peut comparer les roches intrusives de notre région avec d'une part les moyennes des roches intrusives indiquées dans le tableau suivant (d'après LEMAITRE, 1976) et d'autre part les moyennes de leurs équivalents volcaniques mondiaux (tableau 69); car comme nous l'avons déjà dit, ces massifs se sont souvent mis en place dans les niveaux superficiels et passent parfois à des faciès à texture de roches volcaniques.

Oxydes	Granites n = 197	Granodiorites n = 125	Tonalites n = 32	Diorites n = 141	Gabbros n = 173
SiO ₂	71,30	66,09	61,52	57,48	50,14
Al ₂ O ₃	14,32	15,73	16,48	16,67	15,48
Fe ₂ O ₃	1,21	1,38	1,83	2,50	3,01
FeO	1,64	2,73	3,82	4,92	7,62
MnO	0,05	0,08	0,08	0,12	0,12
MgO	0,71	1,74	2,80	3,71	7,59
CaO	1,84	3,83	5,42	6,58	9,58
Na ₂ O	3,68	3,75	3,63	3,54	2,39
K ₂ O	4,07	2,73	2,07	1,76	0,93
TiO ₂	0,31	0,54	0,73	0,95	1,12
P ₂ O ₅	0,12	0,18	0,25	0,29	0,24
CO ₂	0,05	0,08	0,14	0,10	0,07
H ₂ O+	0,64	0,85	1,04	1,15	0,75
H ₂ O-	0,13	0,19	0,20	0,21	0,11
TOTAL	100,07	99,90	100,01	99,98	99,15

Tableau 79 - Moyennes mondiales des principales roches plutoniques (LEMAITRE, 1976)

SiO₂ - Les teneurs sont plus ou moins comparables à celles des équivalents mondiaux, à l'exception des diorites qui se rapprochent plutôt des tonalites. Cela confirme notre dénomination pétrographique (cf. chapitre sur les massifs plutoniques): ces roches ont été classées comme diorites (ou microdiorites) quartziques.

Al₂O₃ - A l'exception des gabbros, les autres termes ont des teneurs moyennes analogues à celles de leurs équivalents mondiaux. Par contre, les gabbros ont une teneur moyenne plus élevée, due à l'abondance des phénocristaux de plagioclase calcique et à leur texture porphyrique. Nous rappelons que ces gabbros forment souvent des sills et de petits massifs hypovolcaniques où la texture porphyrique est banale, et que le fractionnement des minéraux ferromagnésiens (comme dans le cas des laves basiques de notre région) et l'apparition des types plagioclasiques semblent être responsables de leur richesse en Al₂O₃.

FeO total - Les teneurs moyennes des granites, granodiorites et diorites à quartz sont moins élevées que leurs équivalents intrusifs et volcaniques (tableaux 79 et 69); tandis que les gabbros et une diorite basique sont moins déficitaires en fer total. Cela est plus ou moins comparable aux roches volcaniques de l'ensemble oligo-miocène et plio-pleistocène, où les rhyolites et les dacites présentent des moyennes assez faibles en fer, tandis que celles des termes basiques et intermédiaires sont assez analogues aux moyennes mondiales.

MgO - A l'exception des gabbros de notre région qui montrent une moyenne nettement inférieure à leurs équivalents intrusifs et volcaniques (à l'inverse de leur teneur moyenne en Al₂O₃), les autres termes sont assez analogues à leurs équivalents mondiaux.

CaO - Par rapport aux moyennes mondiales (tableau 79), nos granitoïdes ont des teneurs moyennes nettement plus élevées, mais celle de nos gabbros est plus faible. Dans ces derniers, la faiblesse relative des minéraux comme le clinopyroxène peut être responsable, tandis que dans les granitoïdes l'abondance des types à hornblende est à noter.

Alcalins - Nos roches intrusives ont une tendance sodique avec $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}} > 1$, et, sauf nos granites qui ont une somme moyenne en alcalins inférieure à leur équivalent mondial, les autres termes, surtout les gabbros et la diorite gabbroïque, sont nettement plus riches en alcalins. La teneur moyenne de nos gabbros en alcalins (% 5,24) est plutôt comparable à celle de basanites (LEMAITRE, 1976), ce qui confirme le caractère alcalin de nos roches basiques.

TiO₂ - Sans exception, les teneurs moyennes des roches intrusives de notre région sont plus élevées que celles de leurs équivalents du tableau (79).

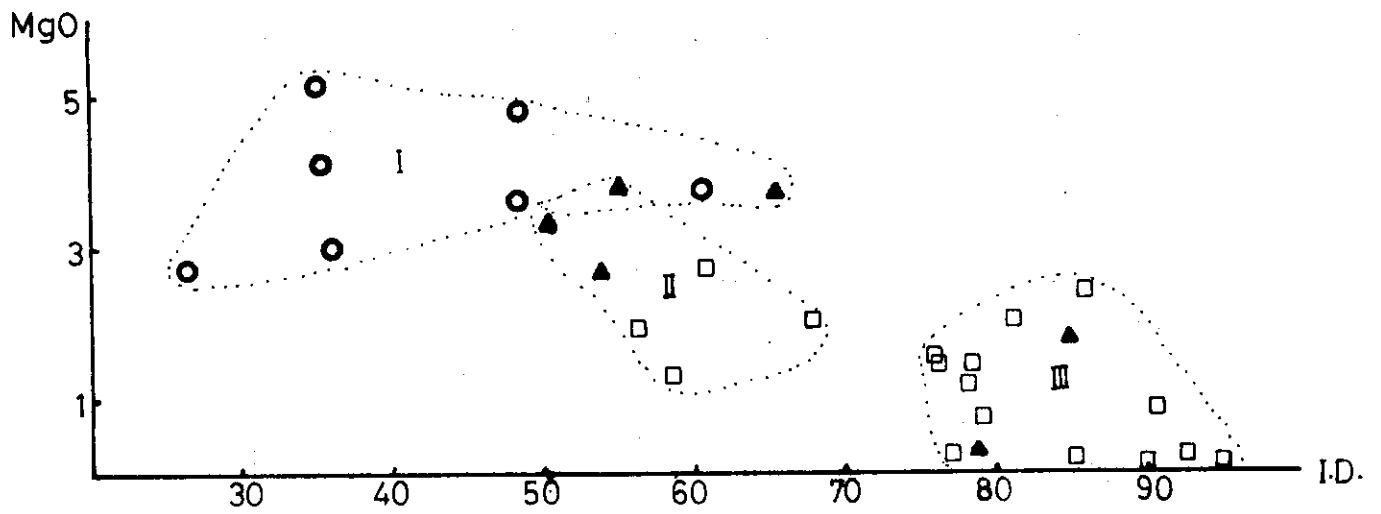
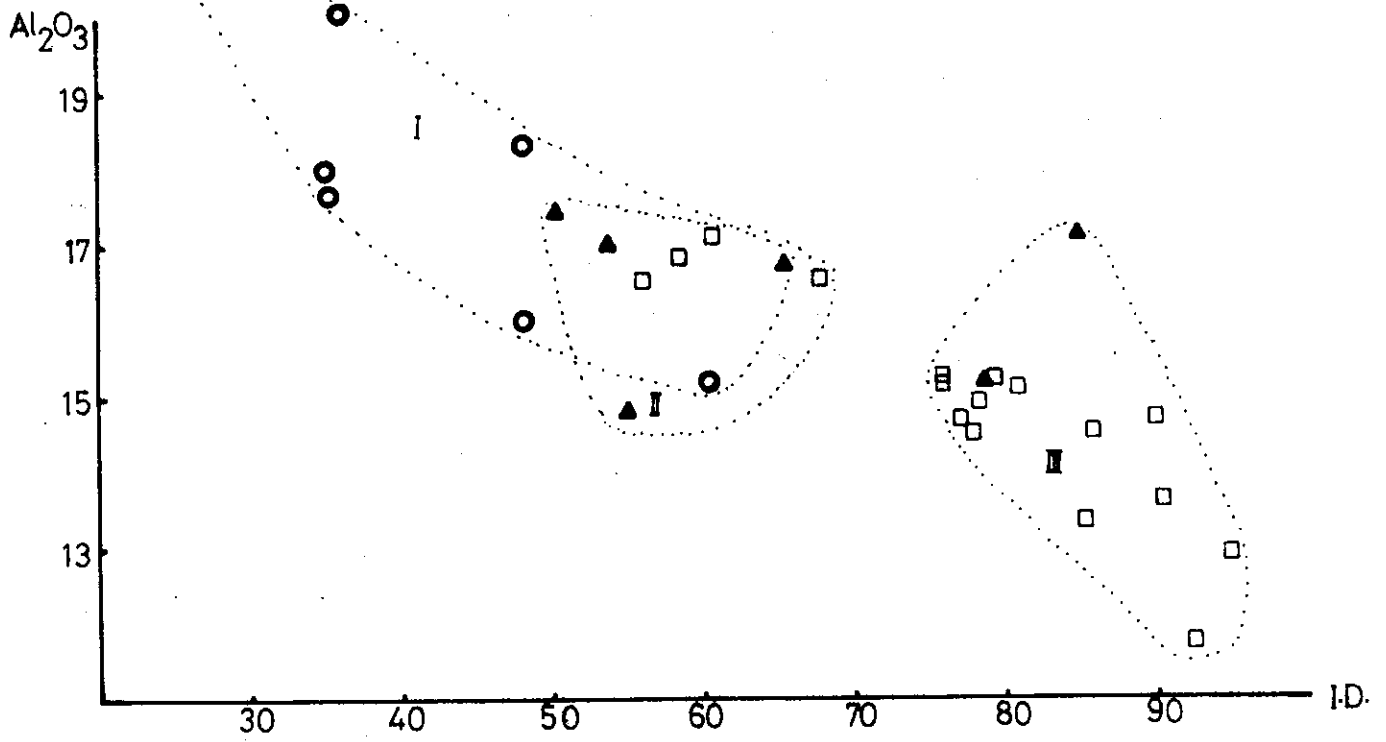
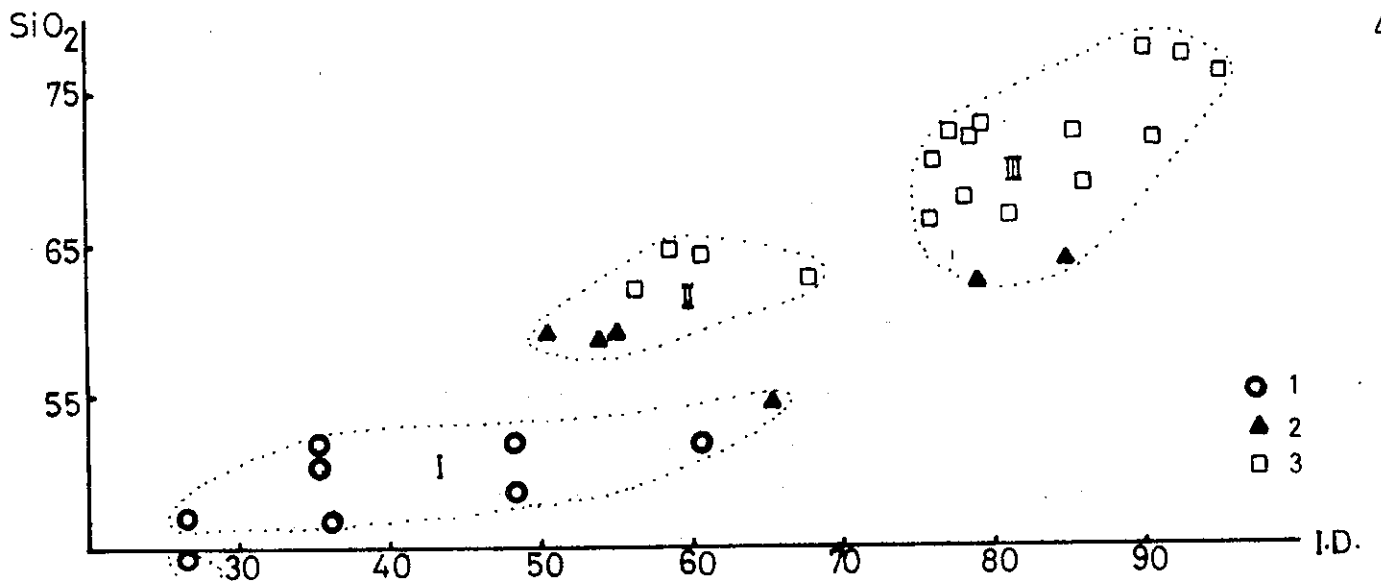


Fig.116

Légende p. 402

tel-00509888_v1 - 17 Aug 2010

4.1.2. Variation des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation (fig. 116, 117 et 118)

Dans les diagrammes suivants, on observe les gabbros (1), les diorites (avec ou sans quartz) et les syénites sodiques (2), enfin les granodiorites et granites (3).

SiO₂/I .D. - Ce diagramme permet d'individualiser trois groupes séparés par de nettes lacunes :

- Les gabbros et la diorite basique (éch. 76-6-18) (groupe I) montrent un enrichissement relativement faible en silice, mais par contre un enrichissement rapide en alcalins (ou ab + or normatifs), ce dont témoigne l'augmentation rapide de I.D.

- Groupe des diorites à quartz et granodiorites (II) qui montrent un enrichissement en silice des diorites quartziques aux granodiorites.

- Les granodiorites, granites et syénites sodiques forment le groupe (III) avec un enrichissement apparemment plus net en silice que dans les deux groupes précédents. Ici, pour les syénites sodiques l'enrichissement en alcalins est plus net que celui en SiO₂.

Al₂O₃/I.D. - Dans le groupe des roches basiques (I) les teneurs en Al₂O₃ diminuent généralement en fonction de l'augmentation de l'indice de différenciation, ce qui traduit un fractionnement du plagioclase. Pourtant la fluctuation des points représentatifs correspond à des quantités diverses de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens.

- Le groupe des diorites quartziques et granodiorites (III) ne montre pas d'évolution très nette.

- Dans le groupe granodioritique (III), l'évolution est plus caractéristique et on voit une diminution assez rapide des teneurs en Al₂O₃ en liaison avec l'évolution des termes feldspathiques vers les types quartziques.

MgO/I.D. - Dans les termes basiques (I) la fluctuation des points représentatifs est à l'inverse de celle que nous venons de décrire (Al₂O₃/I .D.). Les types plagioclasiques sont relativement pauvres en MgO et vice-versa. Mais cette fluctuation devient moins sensible vers les termes plus évolués ; il s'agit de l'apparition de termes basiques à minéraux ferromagnésiens de densité relativement plus faible (éch. E-21 et E-18 avec amphibole).

Dans le groupe (II), on observe une diminution assez régulière des teneurs en MgO (des diorites quartziques aux granodiorites) due à une baisse relativement continue de la quantité d'amphibole (surtout).

Dans le groupe (III) les minéraux ferromagnésiens s'observent en faibles quantités et ne montrent pas une évolution très caractéristique ; on a un étalement des points, parallèle à l'abscisse.

tel-00509888, version 1, 17 Aug 2010

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

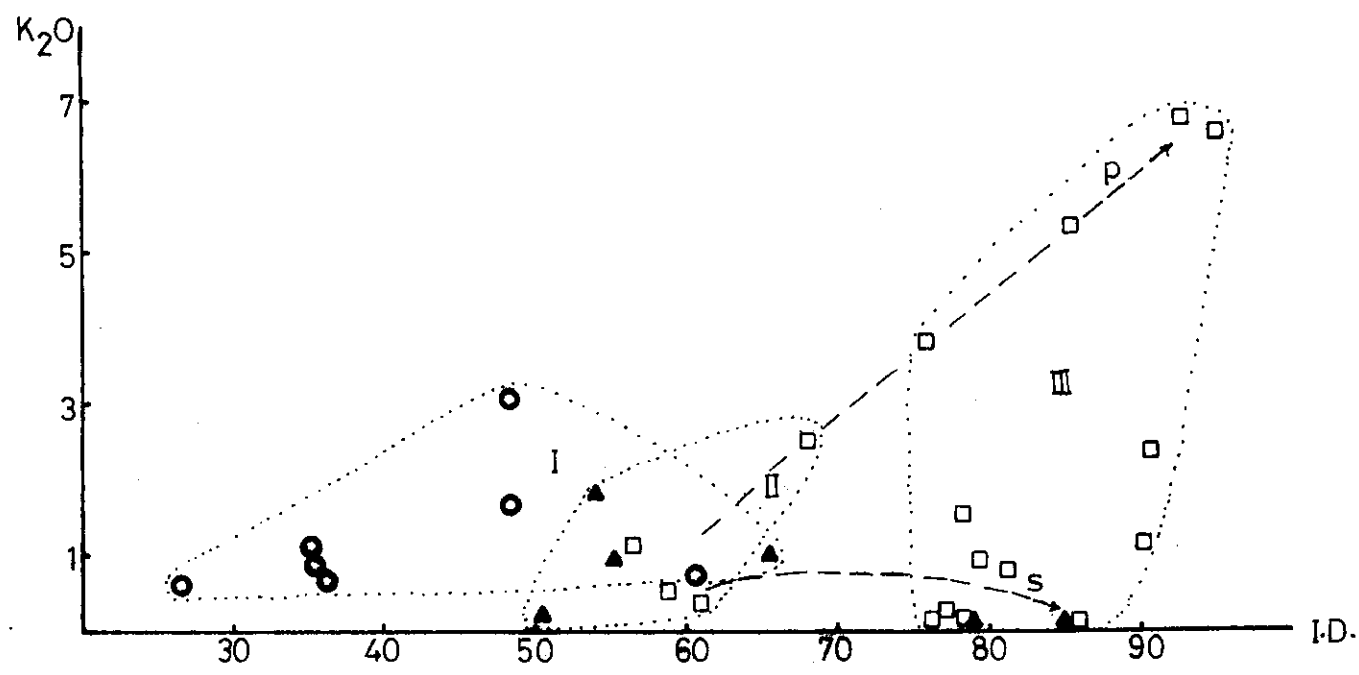
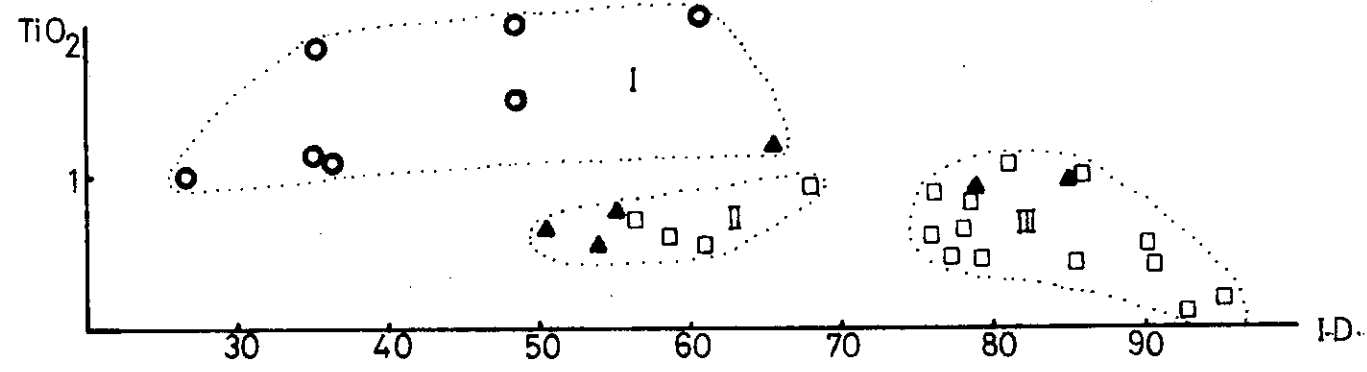
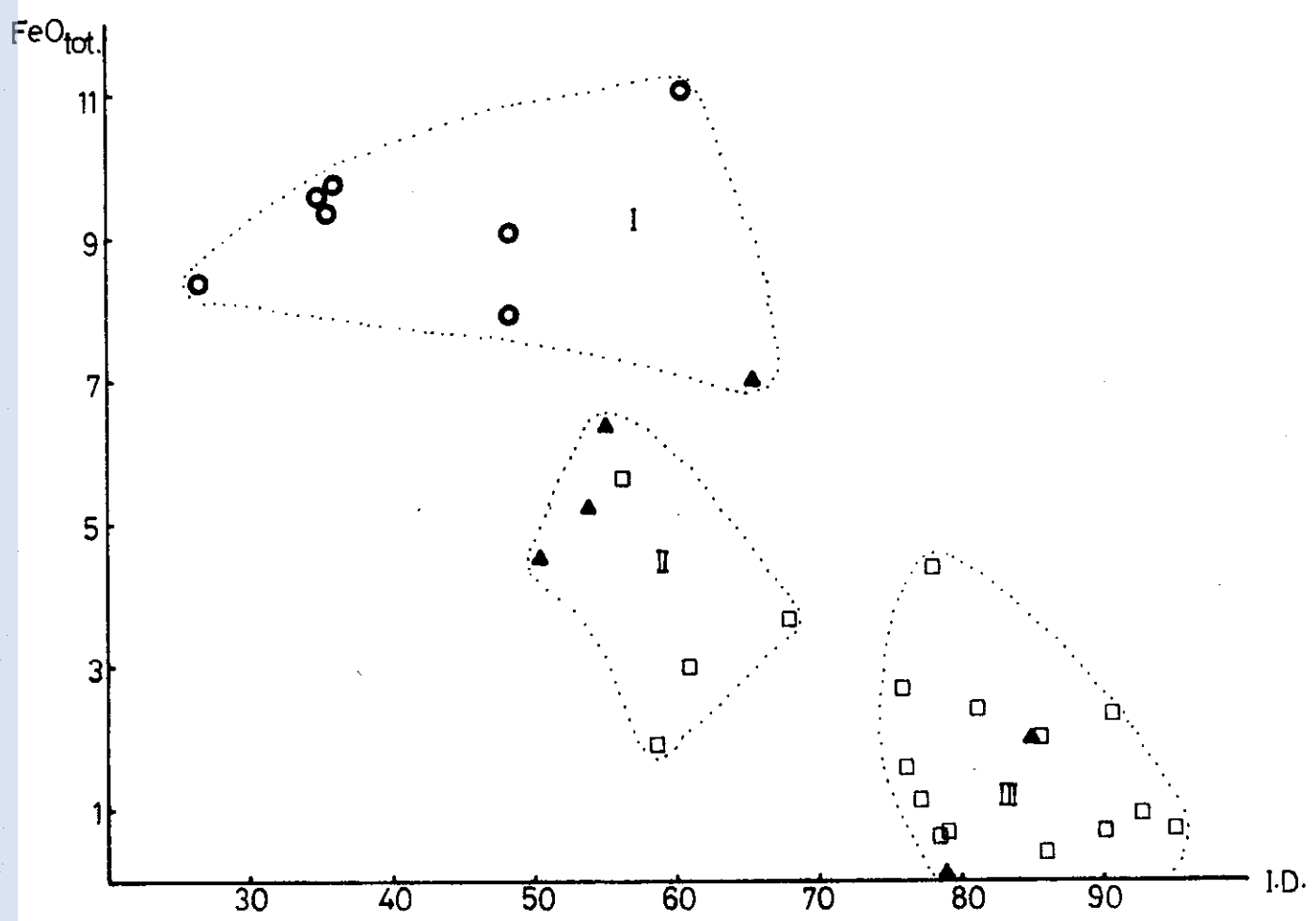


Fig.117 Légende p. 401 et 402

tel-00509888, version 1, 17 Aug 2010

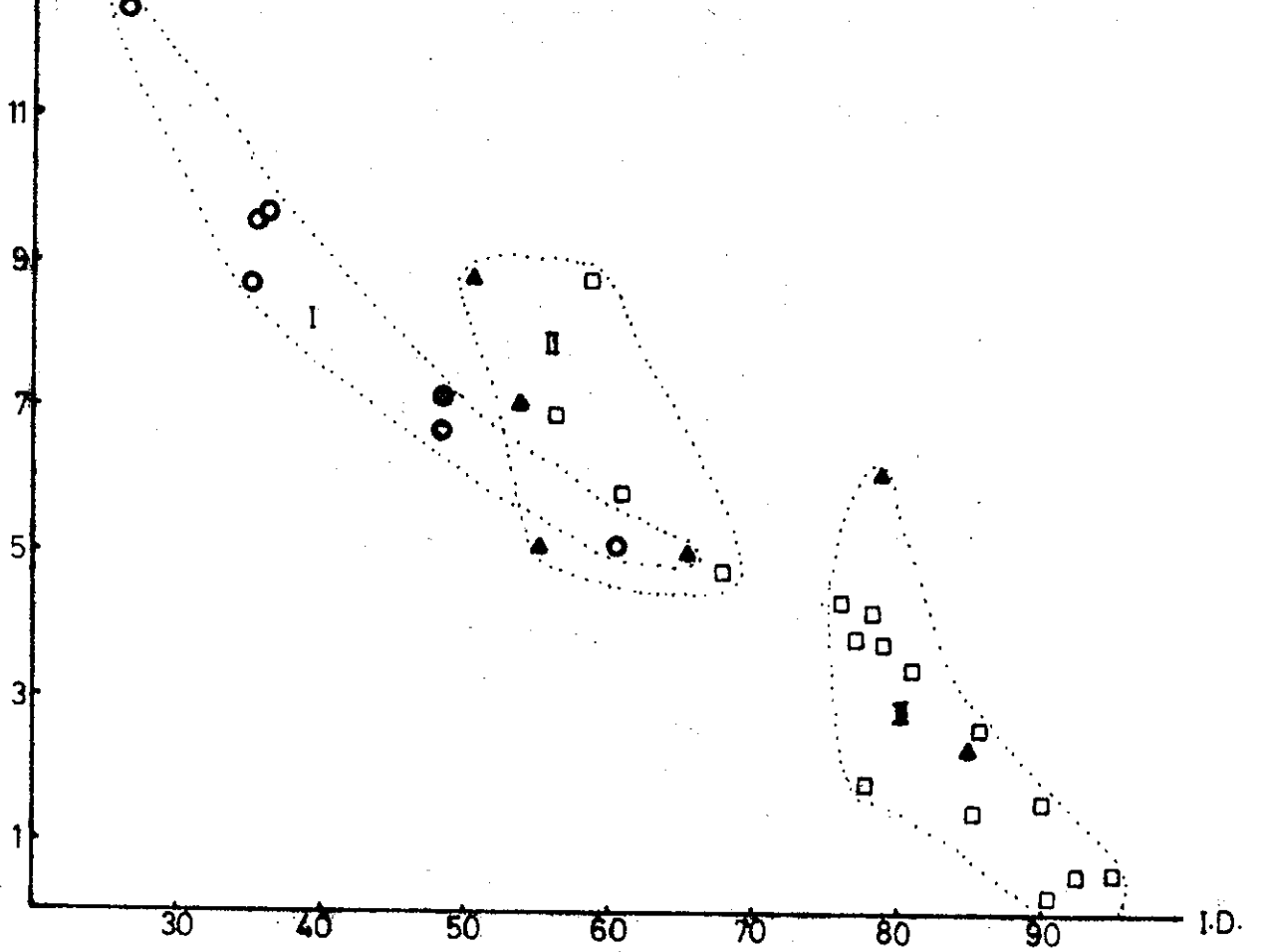
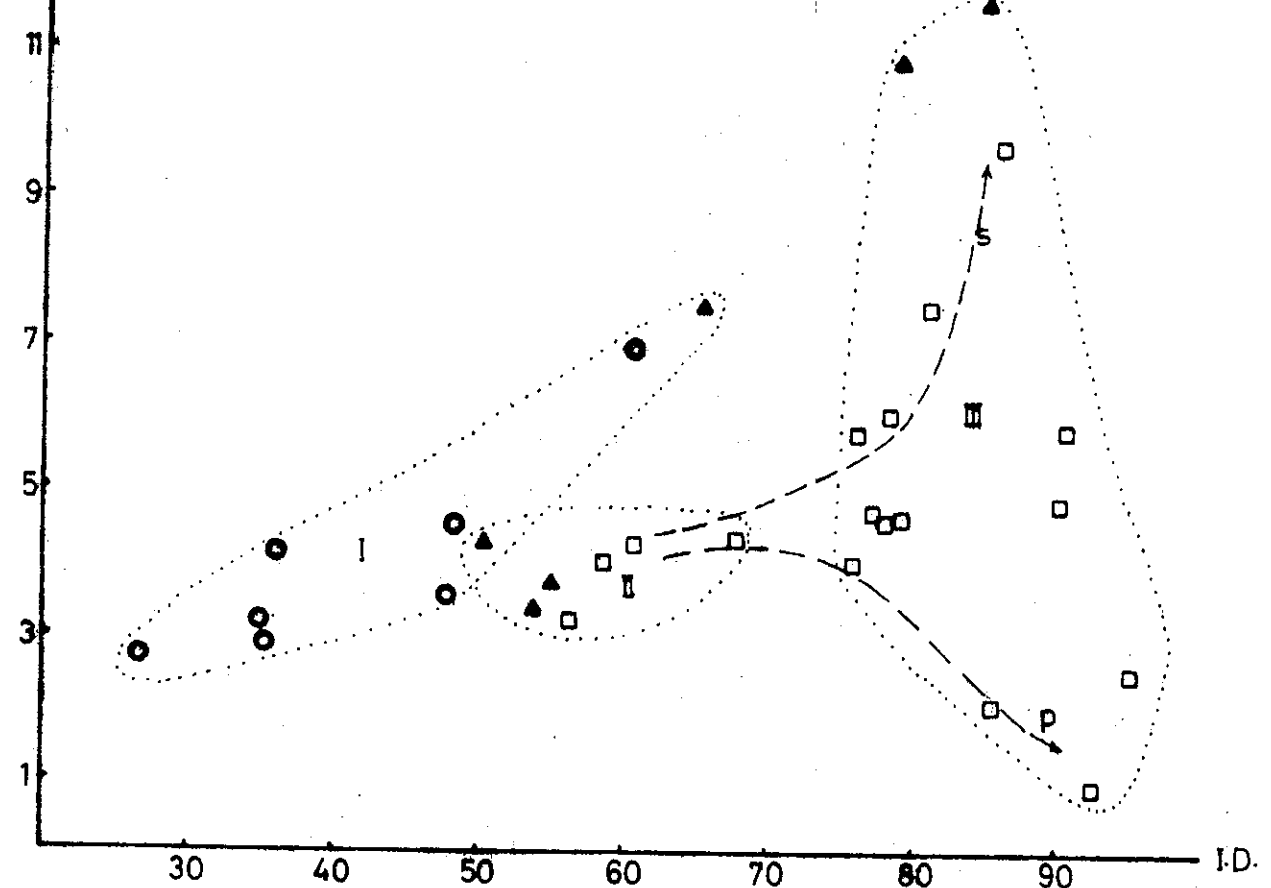


Fig. 118 Légende p. 401 et 402

FeO tot./I.D. - Dans les termes basiques (I), à l'exception de l'échantillon E-213 qui appartient au sill du niveau supérieur de la région de Naragh et où un enrichissement tardif en fer (dû à l'augmentation de fO_2) s'est produit au cours du processus magmatique (voir : chapitre sur les massifs plutoniques), une baisse générale en fer existe. Cette baisse est plus sensible pour les roches des groupes (II) et (III).

TiO₂/I.D. - Les teneurs en TiO₂ ne diminuent pas sensiblement et il y a même une très légère augmentation dans les termes basiques (I). Cela montre qu'un fractionnement précoce des oxydes opaques n'a pas eu lieu dans les termes les moins évolués. Cela a été déjà constaté pour les sills gabbroïques de la région de Navagh. Les teneurs en TiO₂ dans le groupe (II) ont tendance à se stabiliser, tandis que MgO et FeO baissent assez régulièrement, ce qui traduit plutôt une séparation des minéraux ferromagnésiens (surtout l'amphibole) que des oxydes opaques. Par contre une baisse sensible en TiO₂ existe pour les granodiorites-granites (III), traduisant une évolution vers des termes holoalcalins quasiment privés d'oxydes opaques.

K₂O/I.D. - A part un terme basique de la zone de Sanandaj-Sirjan (avec environ 3 % K₂O), l'enrichissement en K₂O reste très faible pour les gabbros et la diorite gabbroïque (I). Une importante fluctuation des teneurs en K₂O existe au niveau des roches granodioritiques-granitiques (III). Cela correspond en effet au partage des roches acides en deux lignées sodique (S) et potassique (P), analogue à ce que nous avons déjà vu surtout pour les volcanites du Lutétien. Les roches de groupe (II) indiquent aussi ces deux tendances sodique et potassique et la continuité des deux lignées (S) et (P).

Na₂O/I.D. - L'évolution dans chaque groupe s'oppose à ce que nous venons de voir pour le potassium. Dans le groupe basique (I) l'enrichissement en Na₂O est notable. Dans le groupe (II) les teneurs en Na₂O restent plus ou moins stabilisées ; tandis que dans le groupe des roches acides (III) la fluctuation s'accroît et on observe un enrichissement très fort pour la lignée sodique (S), ainsi qu'un appauvrissement remarquable en Na₂O pour la lignée potassique (P). Cela souligne encore la concentration sélective des alcalins dans la pétrogenèse de nos roches éruptives.

CaO/I.D. - La baisse des teneurs en CaO, en fonction de l'augmentation de l'indice de différenciation, est assez régulière, surtout en ce qui concerne les roches basiques (I). Dans le groupe (III), la présence de calcite dans une syénite sodique, explique son décalage.

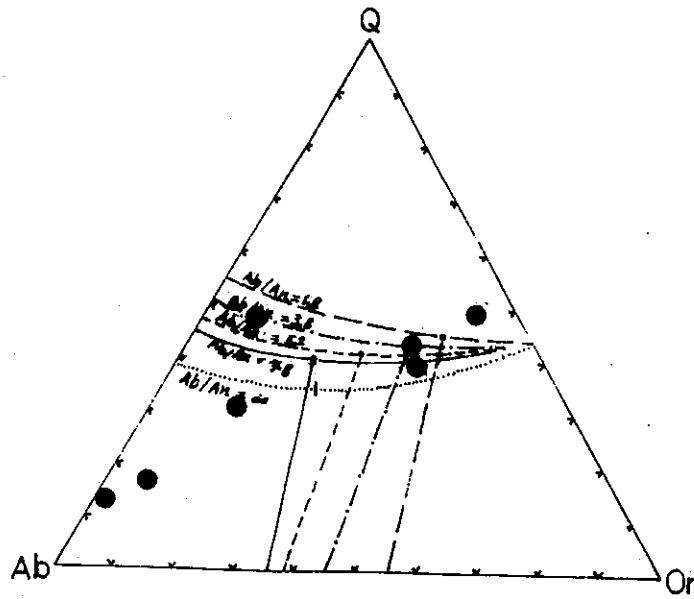


Fig. 119 - Diagramme Q - Ab - Or - H₂O (VON PLATEN, 1965) des granitoïdes de la région étudiée.

tel-00509888, version 1.1, 17 Aug 2010

4.1.3. Diagramme Q-Ab-Or-H₂O (fig. 119)

- Les granites-rhyolites du NW de Ravanj (éch. E-54), dans le système Q-Ab-Or-H₂O de VON PLATEN (1965), ont une composition tout à fait analogue au minimum ternaire pour Ab/An = 3,8, ce qui traduit une compatibilité avec un liquide granitique d'origine anatectique formé dans des conditions de P_{H₂O} = 2 Kb et à une température de l'ordre de 695°C. Les granites-rhyolites, du NW du Siah Kuh (éch. E-79) sont aussi proches de la lignée cotectique avec Ab/An = 7,8.

- Le granophyre de la région de Doudhak (éch. E-340) appartenant au même épisode magmatique que celui du NW de Ravanj ; il se place aussi sur la lignée cotectique avec Ab/An = 3,8.

- L'aplite hypersiliceuse du NW de Ravanj (éch. E-55) tombe dans le domaine du quartz.

- Les granitoïdes à tendance sodique (éch. E-345) et hypersodique (éch. E-39 et E-40) se localisent dans le domaine du plagioclase, alignés vers le pôle albitique.

4.2. Eléments-traces

Dans le tableau suivant, nous présentons les moyennes de nos roches intrusives en Rb, Sr, Ba et V ; pour comparaison avec les roches éruptives équivalentes, leurs pourcentages en SiO₂ et K, ainsi que les rapports K/Rb ont été aussi indiqués.

	Granites n = 9	Granodiorites n = 6	Diorites à quartz-n=5	Diorite gabbroïque n = 1	Gabbros n = 6
SiO ₂ %	73,72 (2,66)	66,52 (1,85)	60,44 (1,75)	54,49	50,18 (1,93)
K % ²	2,16 (2,18)	0,88 (1,00)	0,91 (0,79)	0,81	1,13 (0,69)
Rb ppm	53 (58)	20 (19)	25 (27)	17	24 (20)
Sr "	169 (122)	237 (189)	380 (216)	346	411 (152)
Ba "	504 (304)	283 (241)	517 (444)	318	311 (192)
K/Rb	408	440	364	476	471
	n = 6	n = 4	n = 2	n=1	n = 4
V ppm *	51 (47)	138 (93)	25 (17)	171	295 (76)

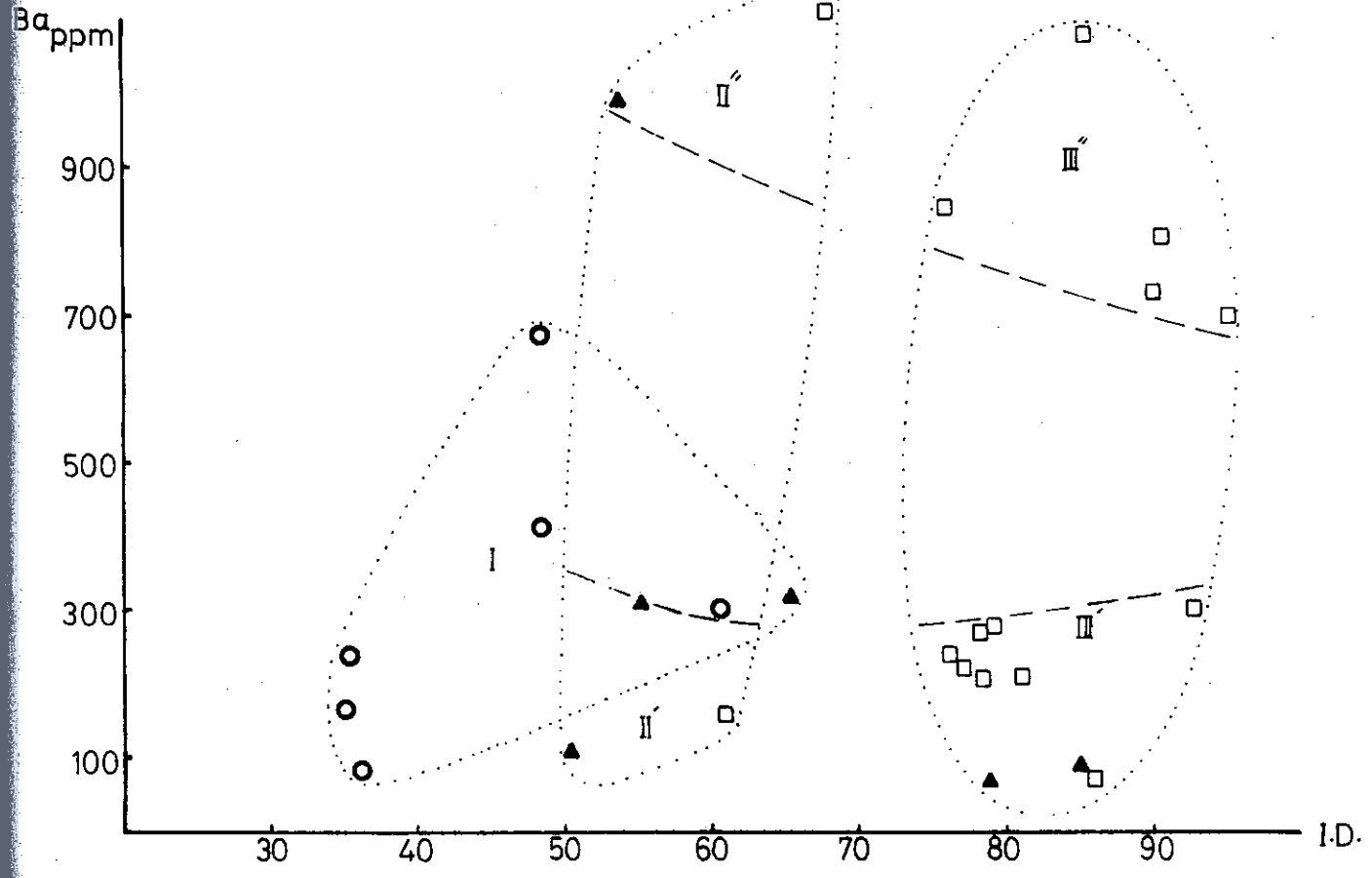
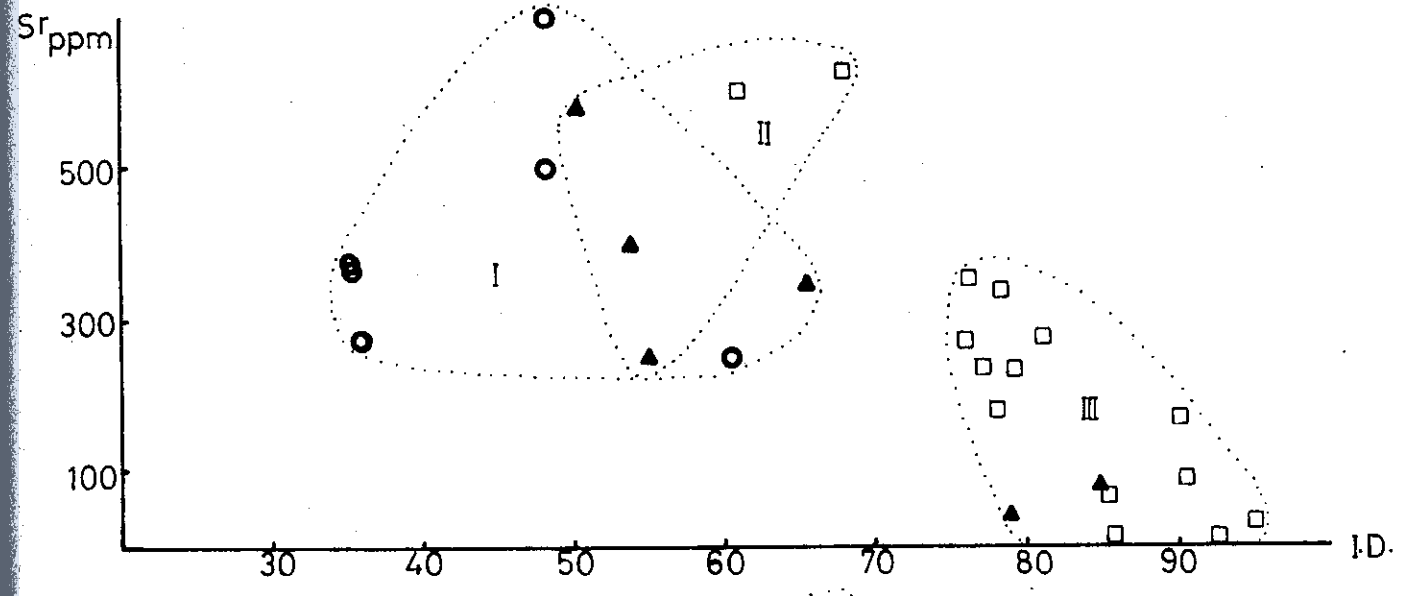
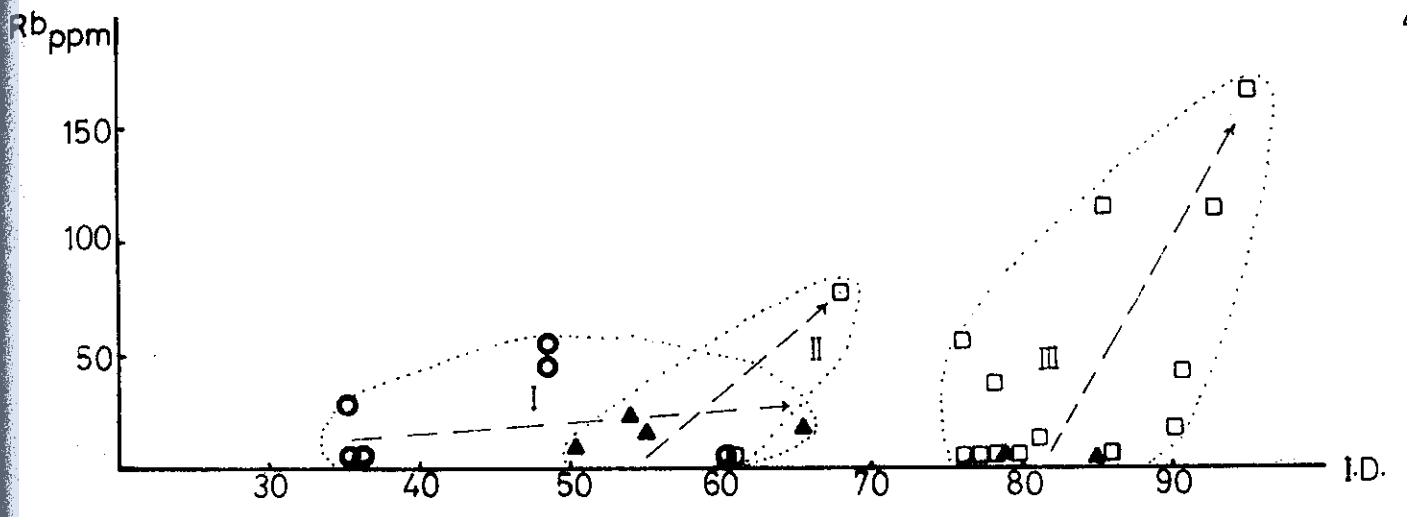
Tableau 80 - Moyennes des teneurs en éléments-traces des roches intrusives de la région étudiée, avec l'écart type (chiffres entre parenthèses) et n = nombre d'analyses (* en bas: n = nombres d'analyses pour le vanadium).

4.2.1. Caractères généraux et géochimie comparée

Rb - On observe une grande fluctuation dans les différents types pétrographiques, ce dont témoignent les valeurs importantes des écarts-types. La moyenne des gabbros est assez comparable à celle des roches basaltiques mondiales (30 ppm) indiquée par TUREKIAN et WEDEPOHL (1961), tandis que les teneurs moyennes de nos granites et granodiorites sont nettement plus faibles que celles de leurs équivalents mondiaux signalés par les mêmes auteurs (respectivement 170 et 110 ppm). Quant à la moyenne de nos diorites quartziques, elle se rapproche de celle des andésites de TAYLOR et al. (1969).

Sr - La teneur moyenne en Sr de nos gabbros est plus ou moins proche de celle des roches basaltiques mondiales (TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961), tandis que nos granites et granodiorites montrent des teneurs moyennes respectivement plus fortes et plus faibles que celles de leurs équivalents mondiaux (100 et 440 ppm), présentées par les mêmes auteurs. La teneur moyenne des diorites quartziques de notre région est analogue à celle des andésites de TAYLOR et al. (1969) (tableau 71). La baisse des teneurs moyennes en Sr, à partir des gabbros jusqu'aux granites est régulière.

Ba - Cet élément fluctue dans nos roches intrusives comme dans nos roches volcaniques. Les teneurs moyennes augmentent des gabbros vers les diorites quartziques ; ensuite il y a une baisse au niveau des granodiorites, mais à nouveau une augmentation se produit dans les granites. Les moyennes de nos gabbros et diorites en Ba sont plus ou moins comparables à leurs équivalents éruptifs mondiaux indiqués dans le tableau (71). Par contre nos granites et granodiorites ont des teneurs moyennes nettement plus faibles que celle des mêmes roches mondiales. Cette faiblesse qui s'observe également pour les teneurs en Rb, est due à la prédominance des granitoïdes à tendance sodique dans notre région.



tel-00509888_vers1on 1 - 17 Aug 2010

Fig.120 Légende p. 401 et 402

V - A part de deux diorites quartziques pauvres en V, les teneurs moyennes de nos autres termes intrusifs sont plus ou moins analogues à leurs équivalents éruptifs mondiaux (tableau 71) et les teneurs en V baissent des roches basiques vers les roches acides.

4.2.2. Variations des éléments-traces en fonction de l'indice de différenciation (fig. 120)

Rb/I.D. - L'enrichissement en Rb pour le groupe gabbroïque (I), en fonction de I.D. est très faible et les points représentatifs s'étalent subparallèlement à l'axe des abscisses. Par contre, l'augmentation des teneurs en Rb dans les groupes (II) et (III) s'accroît malgré une certaine fluctuation à l'intérieur de chaque groupe. Dans ce diagramme, l'évolution générale de ces groupes reste tout à fait analogue à celle de $K_2O/I.D.$, et on observe plus ou moins le partage, surtout dans les granitoïdes (III), vers deux pôles sodique (très pauvre en Rb) et potassique (riche en Rb). Cette répartition des roches, surtout remarquable par le nombre des granitoïdes très pauvres en Rb, souligne encore qu'un simple processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma basique ne peut pas expliquer la faiblesse des termes acides en Rb.

Sr/I.D. - Les points représentatifs, dans les groupes des gabbros (I) et des diorites quartziques-granodiorites (II), sont dispersés et ne montrent pas une évolution très nette, ce qui est dû en partie aux quantités variables de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens, ainsi qu'à des textures à tendance porphyrique (voir : $Al_2O_3/I.D.$). Par contre, il semble que les teneurs en Sr diminuent assez régulièrement dans les granitoïdes (III), ce qui, en liaison avec $Al_2O_3/I.D.$, traduit un fractionnement du plagioclase vers les termes plus riches en alcalins et en silice.

Ba/I.D. - Dans ce diagramme, on observe les caractères suivants :

- Dans le groupe gabbroïque (I), malgré la fluctuation des points représentatifs, il existe un enrichissement général en Ba vers les termes plus évolués.
- Dans les groupes (II) et (III), la variation des teneurs en Ba, permet d'individualiser deux tendances très nettes : d'une part les diorites quartziques

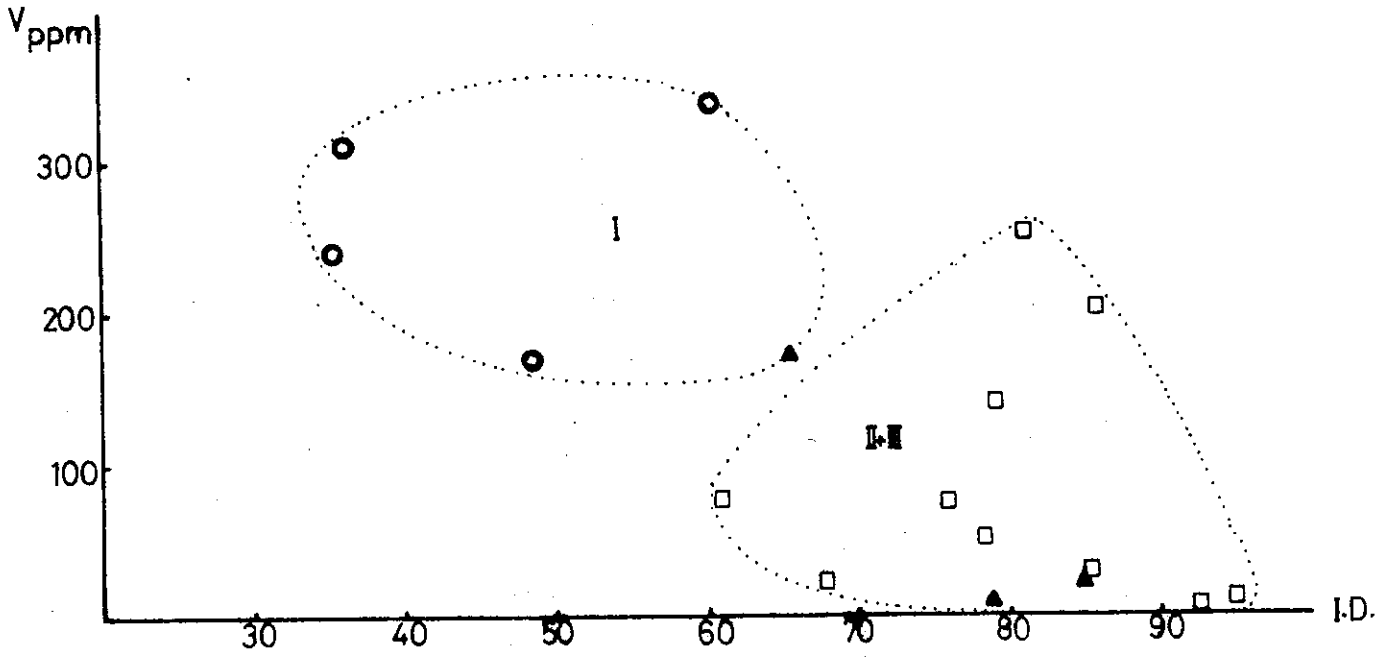


Fig.121

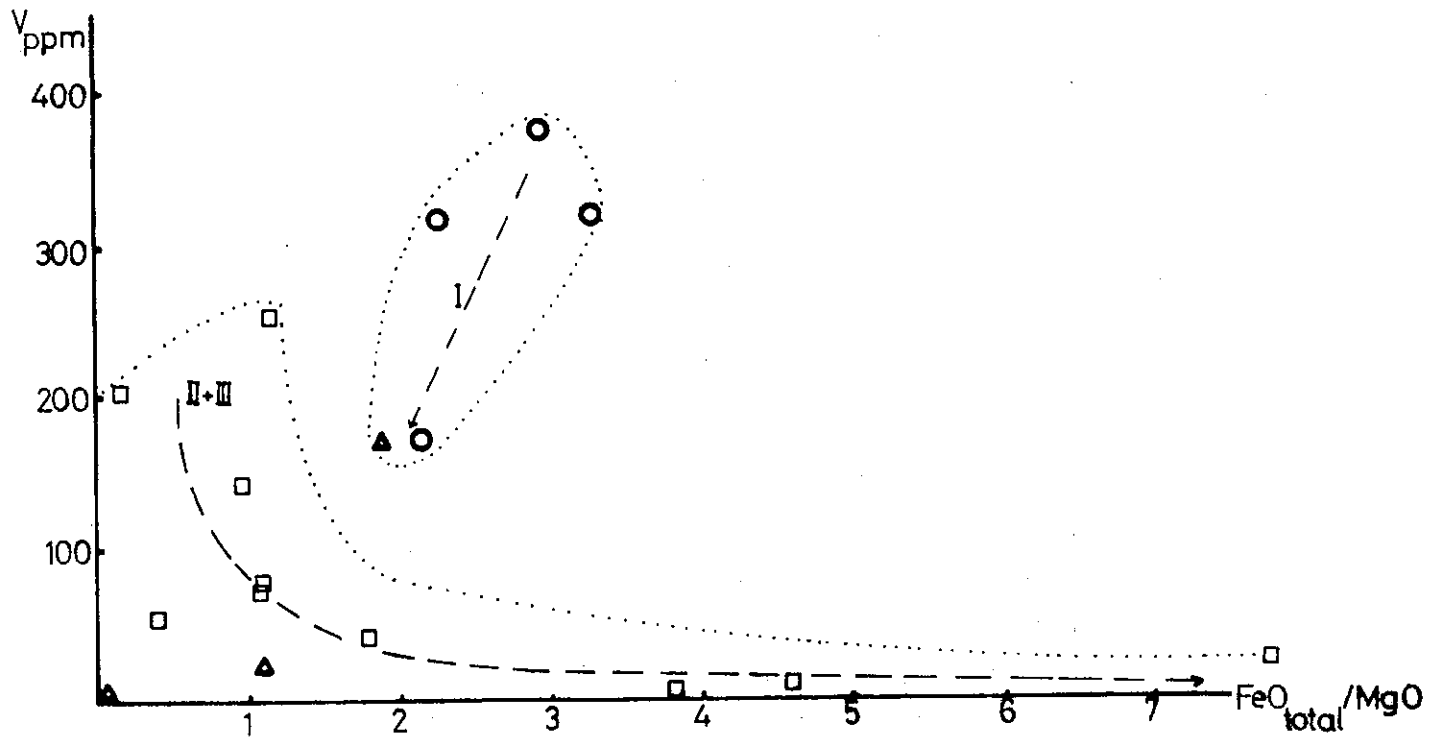


Fig.122 Légende p. 401 et 402

tel:00509888 version 1 - 17-Avr-2010

- granodiorites (II') ainsi que les granodiorites-granites (I') assez pauvres en Ba (types essentiellement sodiques), et d'autre part les diorites quartziques - granodiorites (II'') ainsi que granodiorites granites (I'') enrichis en Ba (types essentiellement potassiques). Cette répartition des granitoïdes s'oppose encore à une origine par un simple phénomène de cristallisation fractionnée du magma basique. C'est ainsi que la séparation du plagioclase dans un magma basique peut concentrer les teneurs en Ba avant que le feldspath potassique ne devienne une phase significative au liquidus ; ensuite les teneurs en Ba baissent avec la cristallisation du feldspath potassique. Or, les observations minéralogiques montrent que ce n'est le cas ni de nos termes gabbroïques, ni de nos diorites quartziques. Ici, il faut souligner le rôle de l'enrichissement sélectif des alcalins qui engendre deux types de roches intrusives :

- l'un relativement riche en K, Rb et Ba ;

- l'autre assez pauvre en K, Rb et Ba, mais riche en Na.

Le rôle de Sr dans ces deux groupes n'est pas décisif et dépend surtout des quantités de plagioclase. Cet enrichissement sélectif en K ou Na peut se produire dans un même massif plutonique ou dans les différentes roches associées d'un même épisode magmatique (voir Chapitre sur les massifs plutoniques). De plus, certains exemples de ce type s'observent aussi dans les termes volcaniques de notre région.

V/I.D. - Dans ce diagramme (fig. 121), on observe une grande fluctuation des teneurs en V, soit pour les roches basiques (I), soit pour les termes intermédiaires à acides (II et III). Mais, en général, une baisse des teneurs en V, vers les termes plus évolués, est plus ou moins nette.

4.2.3. Diagramme V-FeO tot./MgO (fig. 122)

Dans ce diagramme, nous avons représenté les mêmes roches que sur le précédent. Dans les termes basiques (I) l'abondance des oxydes opaques dans les gabbros (comme les sills de la région de Navagh) donne un rapport FeO tot. /MgO assez élevé (2,25 à 3,25) ainsi que des teneurs remarquables en V. Ce rapport diminue dans les termes basiques moins riches en V (E-18 et E-71), car leurs teneurs en fer total sont moins élevées (voir FeO total/I.D.), tandis que leurs teneurs en MgO restent plus ou moins analogues (Voir MgO/I.D.). Dans les granitoïdes, au début

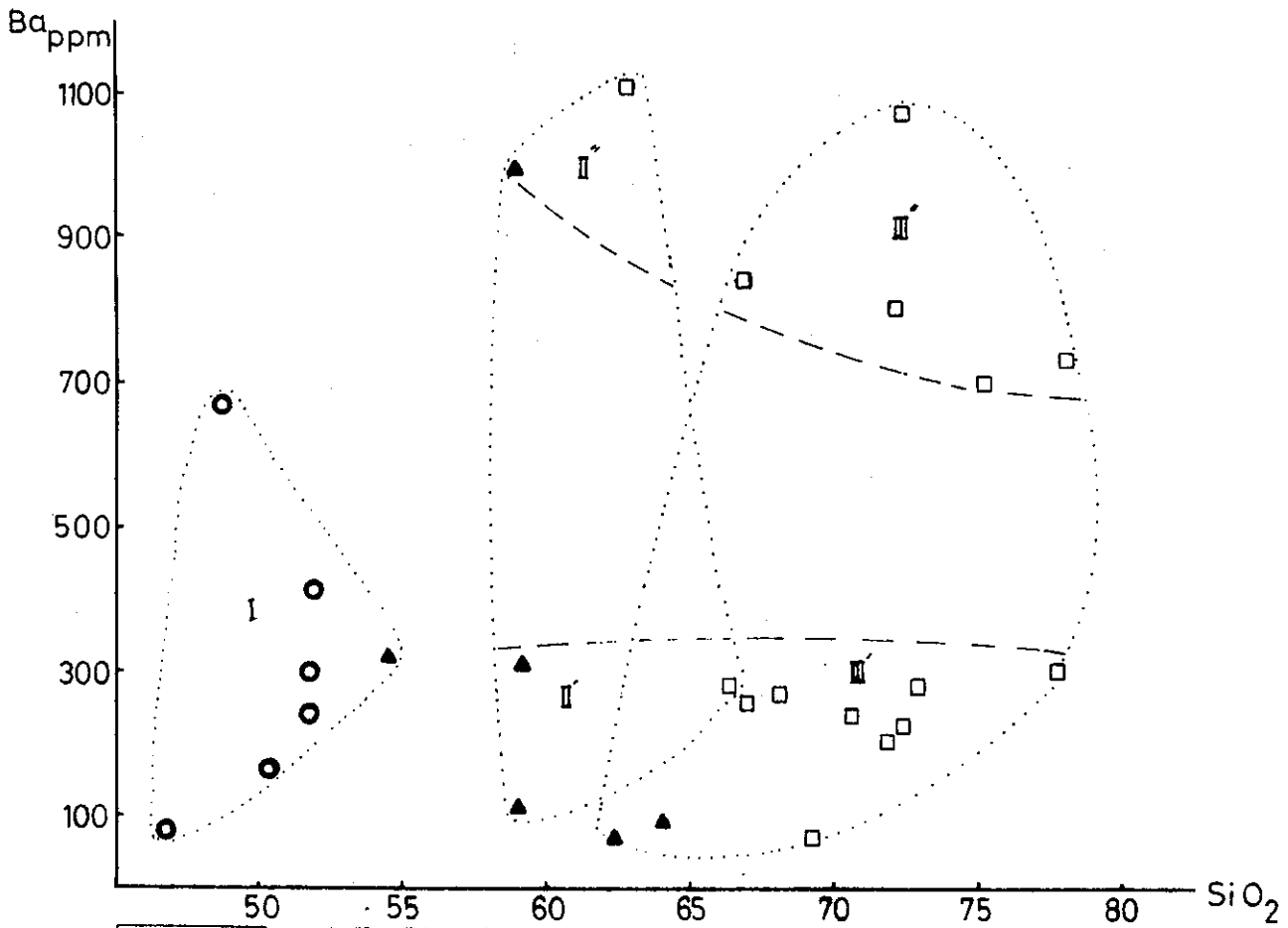
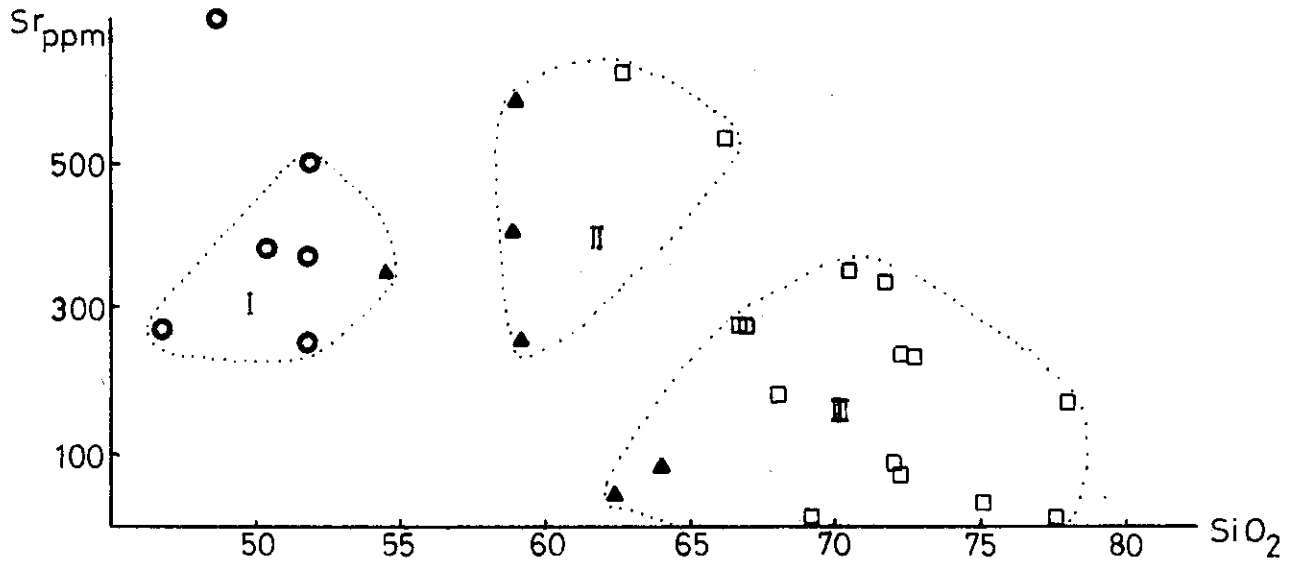
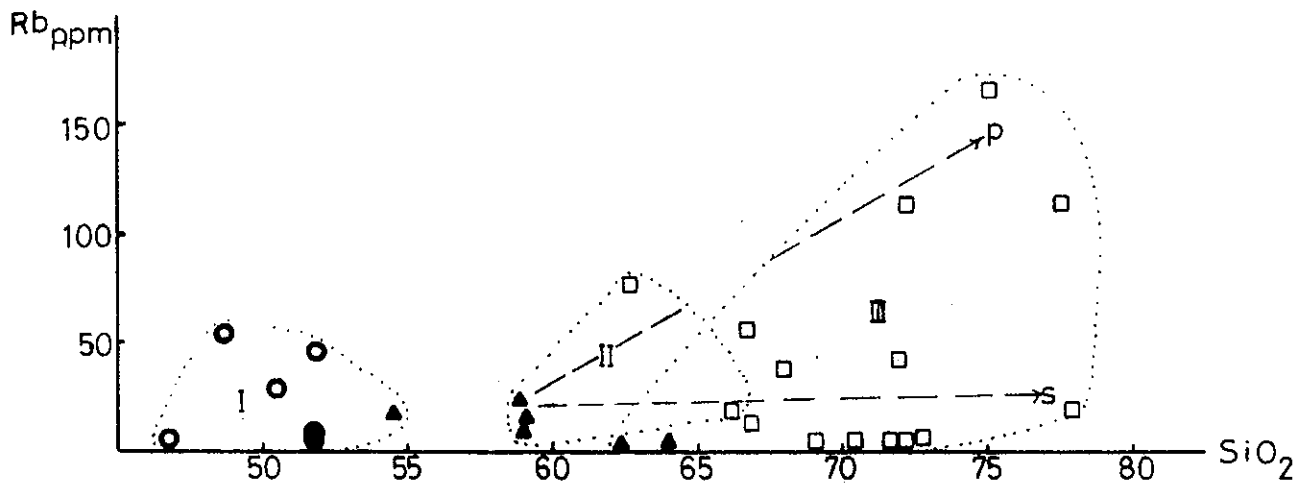


Fig.123 Légende p. 401 et 402

tel-00509888_v1 - 17 Juin 2010

la baisse des teneurs en oxydes opaques (diminution des teneurs en V) est liée à la diminution des quantités des minéraux ferromagnésiens (essentiellement amphibole) et le rapport FeO total/MgO varie faiblement. Tandis que dans les roches plus acides et hololeucocrates (éch. E - 55, E - 54, E-79), les minéraux ferromagnésiens sont absents, mais une faible quantité d'oxydes opaques donne des rapports élevés en FeO tot./MgO et une fluctuation des termes très pauvres en V le long de l'axe des abscisses.

4.2.4. Variations des éléments-traces en fonction des teneurs en silice (fig. 123)

Les mêmes groupes que dans les diagrammes précédents sont pris en considération ici.

Rb/SiO₂ - Le groupe gabbroïque (I) est séparé des autres roches intrusives (II et III) par une lacune et ne montre pas une nette évolution en fonction des teneurs en silice. Dans les diorites quartziques et jusqu'aux granites (II et III) deux tendances sont à noter : l'une où les teneurs en SiO₂ augmentent mais où il n'y a pas d'enrichissement sensible en Rb (lignée sodique), l'autre où l'augmentation des teneurs en silice est liée avec l'enrichissement en Rb (lignée potassique).

Sr/SiO₂ - Cet élément fluctue dans les trois groupes de nos roches intrusives et ne montre pas une évolution très nette en fonction des teneurs en silice.

Ba/SiO₂ - Ce diagramme est assez comparable à celui de Ba/I.D. ; il y a plus ou moins un enrichissement en Ba en fonction de l'augmentation des teneurs en silice dans le groupe gabbroïque (I), ainsi qu'une individualisation des diorites quartziques et des granites, assez pauvres en Ba (II' + III') par rapport aux mêmes roches riches en Ba (II'' + III'').

tel-00509888, version 1, 17 Aug 2010

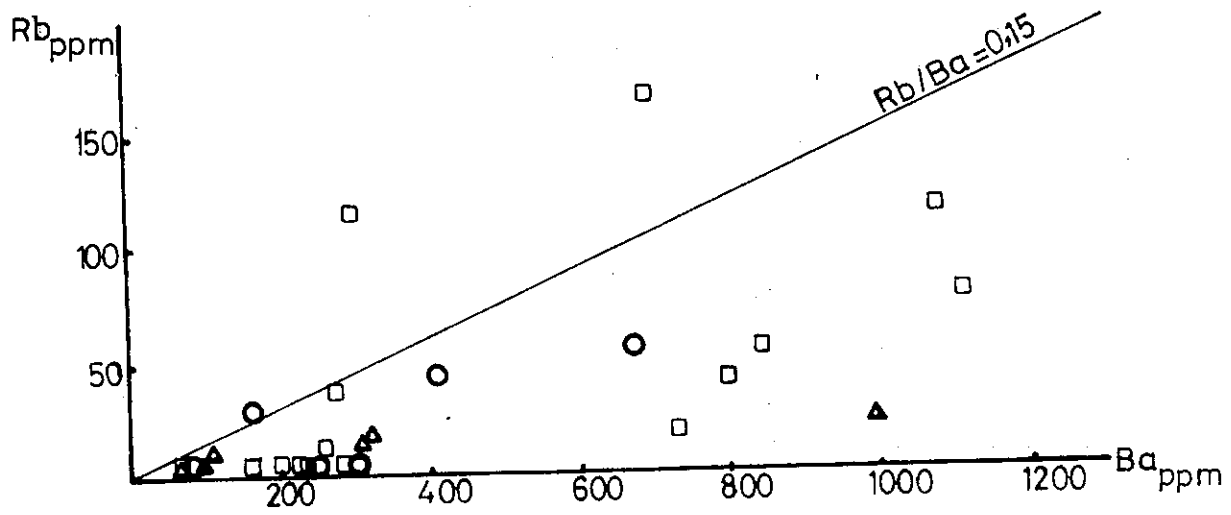
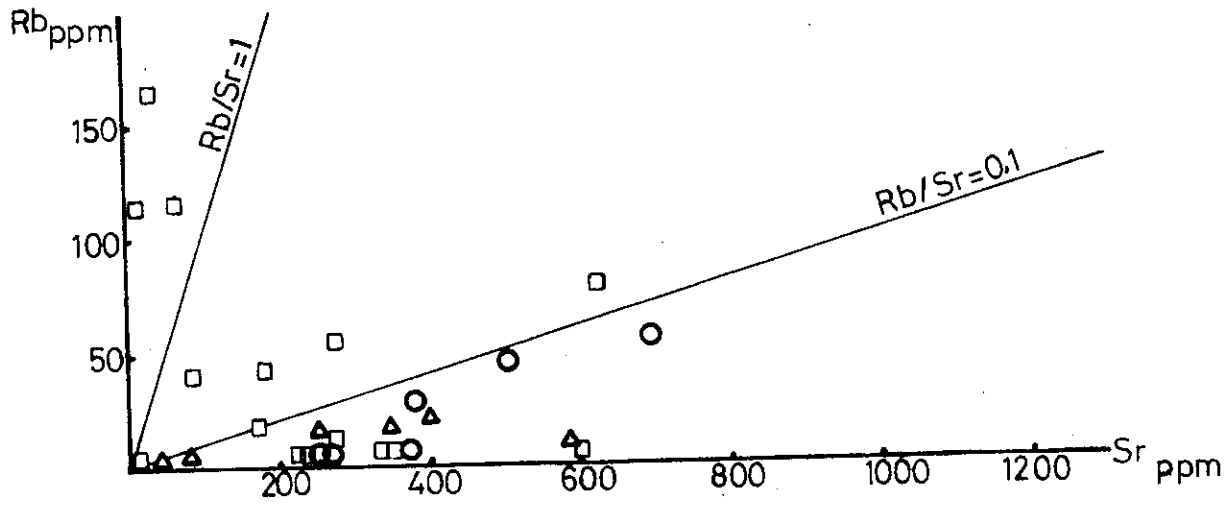


Fig.124

Légende p. 401 et 402

4.2.5. Diagrammes Rb/Sr et Rb/Ba (fig.124)

Rb/Sr - On n'observe pas une corrélation nette entre ces deux éléments (comme dans nos volcanites). Dans ce diagramme, tous les termes gabbroïques et dioritiques, ainsi que certains granitoïdes à tendance sodique se localisent dans un domaine caractérisé par $Rb/Sr \leq 0,1$, tandis que les granites potassiques se placent dans le domaine où $Rb/Sr \geq 1$. Entre ces deux domaines, il y a quelques granodiorites et granites qui ont un rapport intermédiaire entre les types sodique et potassique.

Rb/Ba - Les points représentatifs sont assez dispersés mais sont répartis essentiellement dans un domaine où le rapport $Rb/Ba \leq 0,15$. Mais, malgré cette dispersion, les termes plus riches en Ba sont relativement plus enrichis en Rb et vice-versa, ce que traduit une corrélation positive entre ces deux éléments.

4.2.6. Diagrammes K/Rb-Rb/K/Rb (fig.125)

Dans ces diagrammes sont utilisés les mêmes symboles que dans les diagrammes précédents; nous avons indiqué, à titre de référence, les courbes de différenciation des Petites Antilles (courbe a, in DUPUY, 1970) et des roches éruptives de Corse occidentale (courbe b, CARRON et al., 1973)

Diagramme K/Rb-Rb - Les trois groupes gabbros (I), diorites quartziques - granodiorites (II) et granodiorites-granites (III), par leur rapport K/Rb et leur teneur en Rb, sont subdivisés dans les enveloppes suivantes :

- enveloppe gabbros (I') avec $300 < K/Rb < 500$ et des teneurs en Rb limitées entre 15 à 55 ppm ;
- enveloppe diorite quartziques-granodiorites (II'), avec $250 < K/Rb < 650$ et des teneurs en Rb limitées entre 15 à 80 ppm ;
- enveloppe granodiorites-granites (III'), avec $300 < K/Rb < 600$ et des teneurs en Rb entre 10 et 170 ppm environ ;

tel-00509888, version 117 Aug 2010

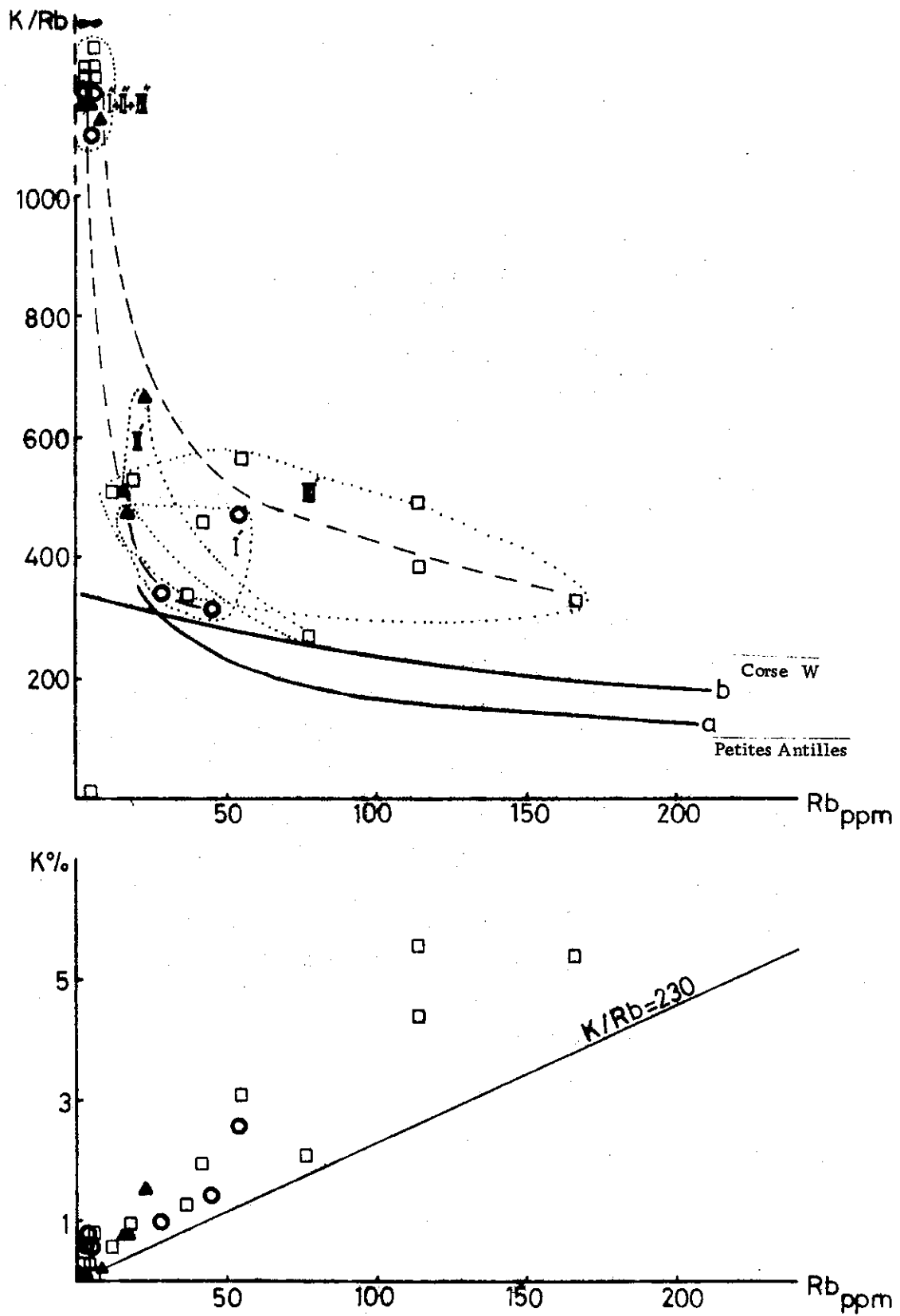


Fig.125

Légende p. 401 et 402

tel:00500989 version 1 - 17 Aug 2010

- enfin une enveloppe de toutes ces roches (I" + II' + III"), caractérisée par des teneurs très faibles en Rb (< 10 ppm) et des rapports K/Rb très élevés à tendance vers l'infini.

La disposition de ces enveloppes suggère entre ces roches des relations subparallèles et indépendantes (lignes en tireté) plutôt qu'une évolution continue à partir des termes basiques vers les faciès acides. Un phénomène de cristallisation fractionnée d'un magma basaltique aboutirait à des teneurs plus élevées en Rb et à des rapports K/Rb plus faibles pour ses termes les plus évolués et les plus acides, et non à des rapports K/Rb plus élevés et à des teneurs plus faibles en Rb, comme nous le voyons ici pour la majorité de nos termes acides. Les observations de terrain sont aussi en faveur de l'indépendance des granitoïdes vis-à-vis des massifs gabbro-dioritiques :

- les granitoïdes forment plus de 90 % du volume des roches intrusives de notre région ;

- les termes gabbroïques forment de petits massifs isolés et indépendants par rapport aux massifs granitoïdiques ;

- les variations pétrographiques, dans les massifs granitoïdiques et leurs satellites (filons, etc.), ne dépassent pas une composition tonalitique, tandis que dans les massifs gabbroïques différenciés (comme les sills de Naragh) les roches les plus évoluées ont une tendance vers les roches dioritiques (basiques) ;

- l'hiatus qui existe entre nos faciès gabbroïques et granodioritiques-granitiques n'est pas caractéristique de notre région ; il s'observe aussi dans d'autres régions comme par exemple celle de Natanz - Nain - Surk (AMIDI, 1975).

Diagramme K-Rb - La corrélation entre R et Rb est positive et nos faciès intrusifs, comme nos roches volcaniques, ont un rapport K/Rb supérieur à 230. Selon JAKES et WHITE (1972), les roches calco-alcalines ayant K/Rb < 230 sont caractéristiques des marges continentales.

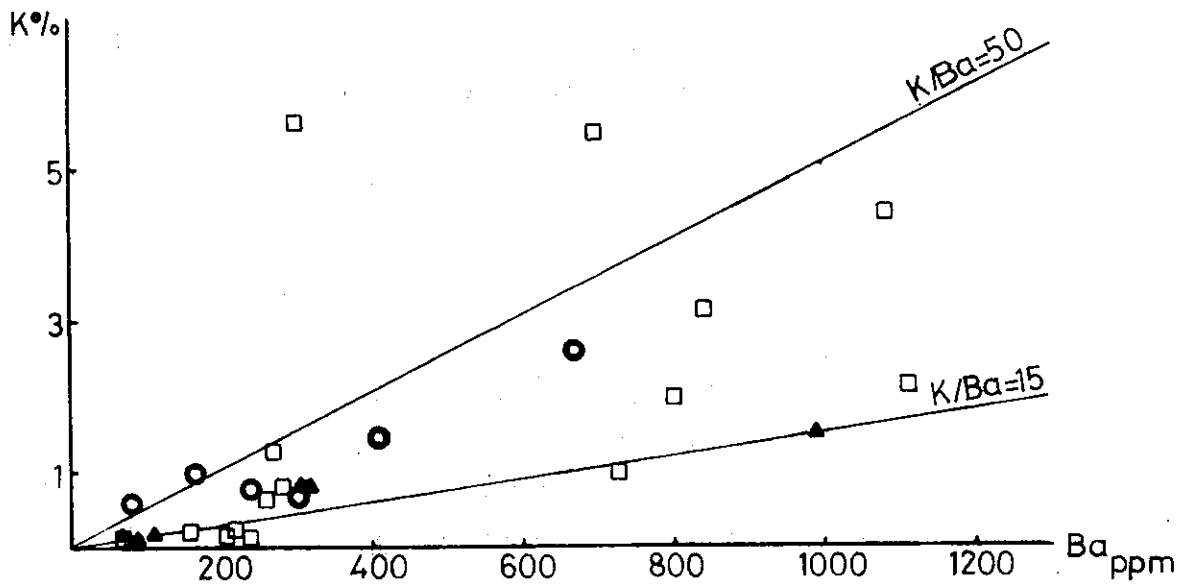
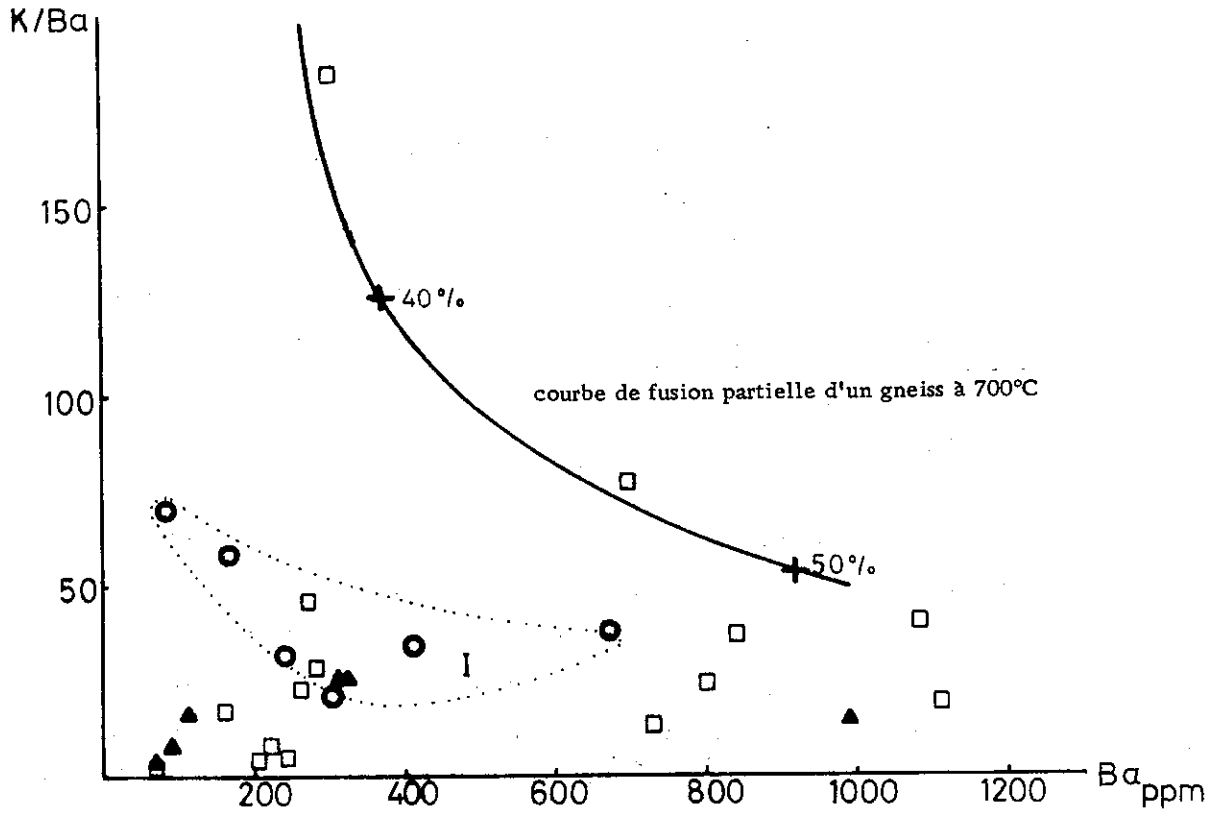


Fig.126 Légende p. 401 et 402

tel-00509888_vers1on 1 - 17 Aug 2010

4.2.7. Diagrammes K/Ba-Ba et K/Ba (fig.126)

Diagramme K/Ba-Ba - La fluctuation des teneurs en Ba, que nous avons observée dans les diagrammes précédents, se reproduit également ici et provoque une dispersion des points représentatifs, surtout en ce qui concerne les termes acides. Dans le groupe gabbroïque (I), l'évolution est relativement plus nette et il y a une diminution du rapport K/Ba, liée à une augmentation des teneurs en Ba. Les roches dioritiques quartziques à granitiques ont essentiellement un rapport K/Ba < 50 et, comme nous l'avons déjà vu, sont partagées entre deux pôles, pauvre et riche en Ba. Les dernières se rapprochent de la courbe de fusion partielle d'un gneiss à 700°C (in DUPUY, 1970). Un faciès aplitique (éch. E-55) s'écarte beaucoup des autres types acides et montre un rapport K/Ba assez élevé, ce qui est apparemment dû à un fractionnement du feldspath potassique dans un magma granitique du type potassique.

Diagramme K/Ba - Malgré certains points dispersés, la majorité de nos termes intrusifs se localise dans un domaine avec $15 < K/Ba < 50$, et les roches les plus riches en Ba sont relativement les plus riches en K, ce qui traduit une corrélation généralement positive entre ces deux éléments.

4.2.8. Diagrammes Ca/Sr-Sr et Ca/Sr (fig.127)

Diagramme Ca/Sr-Sr - Ce diagramme nous permet d'individualiser les groupements ci-dessous :

- Les roches gabbroïques (I), caractérisées par des rapports Ca/Sr entre 75 et 250 et des teneurs en Sr entre 250 à 700.
- Les roches dioritiques quartzitiques-granodioritiques sont subdivisées en deux types : l'un (II') avec des teneurs en Sr autour de 600 ppm et des rapports Ca/Sr limités entre 50 à 100, et l'autre (II'') avec une variation des teneurs en Sr (250 à 460 ppm environ) et des rapports Ca/Sr peu variables ($125 < Ca/Sr < 150$).

tel-00509888, version 11, July-Aug-2010

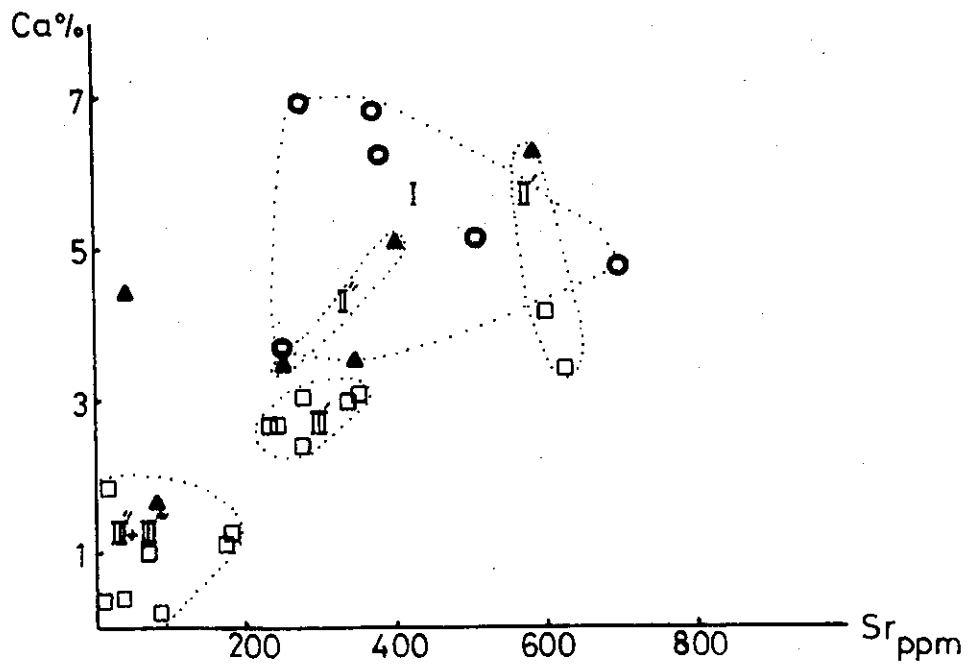
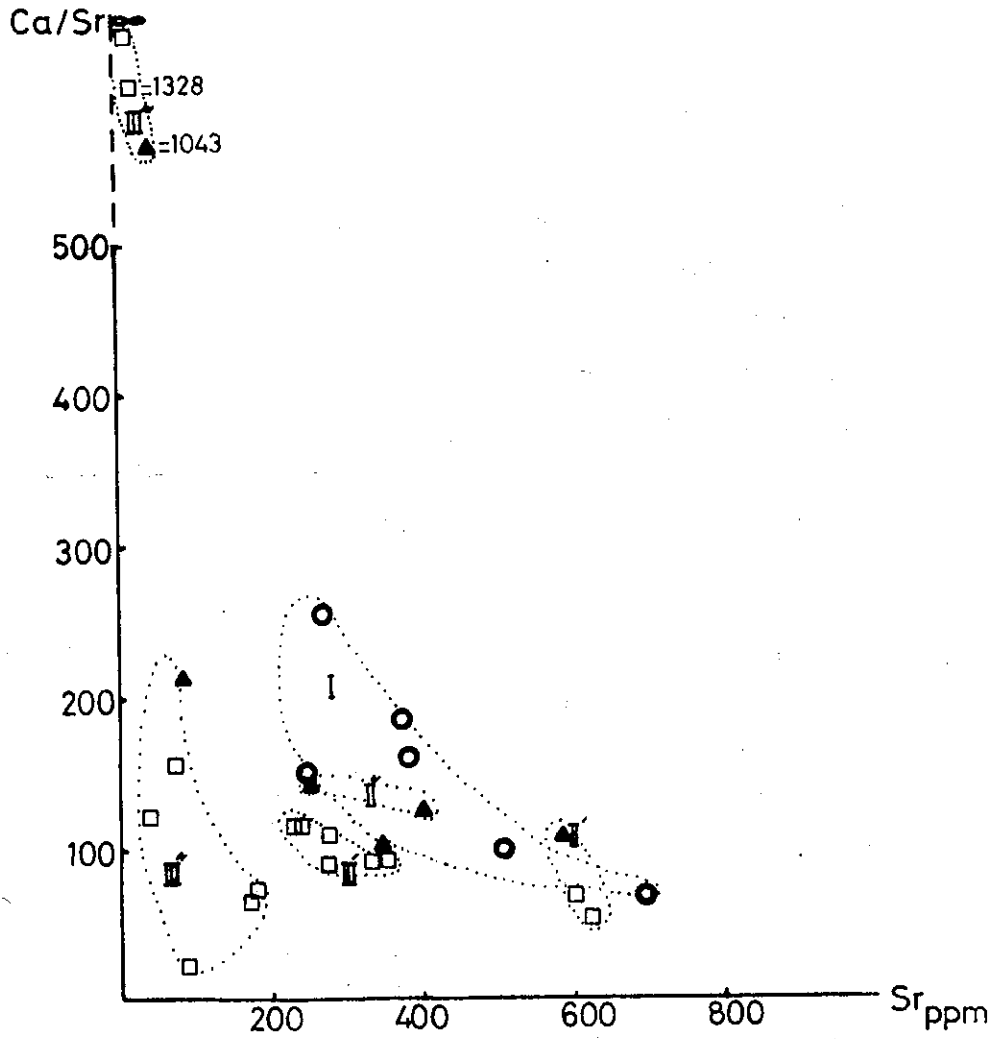


Fig.127 Légende p. 401 et 402

tel:00509988 - version 1 - 17-AUG-2010

- Les granodiorites-granites (se subdivisent en trois types : les termes assez riches en plagioclase et amphibole (III''), assez riches en Sr (environ 225 à 350 ppm) et à rapport Ca/Sr peu variable ; les faciès assez pauvres en Sr (< 200 ppm) et un rapport Ca/Sr relativement variable ($0 < \text{Ca/Sr} < 250$) : il s'agit de roches relativement pauvres en plagioclase et à teneur variable en hornblende ; enfin les roches très pauvres en Sr, mais à rapport Ca/Sr très élevé (III''') : il s'agit de faciès presque privés de plagioclase, avec peu d'amphibole (éch. E-40) et avec des plages de calcite (éch. E-23).

Diagramme Ca-Sr - Le même groupement que dans le diagramme précédent s'observe ici. Les roches gabbroïques forment un champ assez étendu qui est sous l'influence de deux types de fractionnement : l'un où les teneurs en Ca diminuent, mais où les teneurs en Sr augmentent (séparation du clinopyroxène) ; l'autre où la diminution des teneurs en Ca s'accompagne d'une baisse des teneurs en Sr (séparation du plagioclase calcique).

Dans la subdivision (II'), il y a une baisse assez remarquable du Ca avec une légère augmentation des teneurs en Sr. Cette évolution se fait à partir d'une diorite quartzique (éch. E-142) vers les roches granodioritiques (massif du Kuh-e-Mamu) dans lesquelles les quantités d'amphibole diminuent. Quant aux roches de la subdivision (II''), leur évolution est contrôlée par les quantités de plagioclase. Dans les granodiorites-granites (III'), l'évolution est surtout sous l'effet du plagioclase, mais dans les termes (III'' + III''') la diminution des quantités du plagioclase (baisse en Ca et Sr) et des minéraux calciques, comme l'amphibole, la calcite, etc. (baisse en Ca), aboutit aux roches hololeucocrates, essentiellement quartzo-feldspathiques (éch., E-55, E-79, etc.) très pauvres en Sr et Ca. La syénite sodique de la région de l'Est de Naragh (éch. E-23), assez riche en plages de calcite mais très pauvre en Sr (terme essentiellement albitique), est bien entendu décalée dans ce diagramme.

5 - INTERPRETATION MAGMATOGENETIQUE ET PETROSTRUCTURALE

5.1. Termes basiques

Dès le début de l'activité volcanique dans notre région, un pôle basique alcalin à tendance essentiellement sodique se met en place et se manifeste à plusieurs reprises pendant le Tertiaire et le Quaternaire. Un volcanisme basique potassique à tendance shoshonitique est également à noter qui, comme nous l'avons vu, apparaît à l'Eocène supérieur et dont nous parlerons plus loin.

Selon MIYASHIRO (1978), trois types d'associations alcalines peuvent être distingués. Le premier type ou "Kennedy trend" commence par des basaltes à faibles teneurs en néphéline normative; ces dernières augmentent au cours de la différenciation et l'évolution s'achève sur des compositions phonolitiques. Le deuxième type ou "Coombs trend" commence par des basaltes à hypersthène normatif; vers les termes plus évolués, les teneurs de ce minéral normatif augmentent et le fractionnement s'achève sur des compositions comenditiques. Une troisième association existe également dont l'évolution commence par des basaltes à néphéline normative, continue avec l'apparition de compositions à hypersthène normatif et s'achève sur des compositions à quartz normatif; ce troisième type est désigné par MIYASHIRO (1978) comme "Straddle-B type".

Notre étude géochimique et pétrographique, ainsi que nos observations de terrain, montrent une cristallisation fractionnée (aux basses pressions) pour le pôle basique alcalin où, souvent, les termes faiblement sous-saturés en silice (à néphéline normative) passent à un faciès saturé (à hypersthène normatif), puis sursaturé (à quartz normatif), ce qui correspond à l'association alcaline "Straddle-B type" de MIYASHIRO (1978). L'association basique du Lutétien inférieur, celle des faciès porphyriques du secteur d'Indes - Ravand (Eocène supérieur), la séquence gabbrodioritique de Naragh, etc., sont quelques exemples de ce type d'association alcaline; pourtant nos études indiquent (surtout la géochimie des éléments traces) qu'un simple phénomène de cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique n'est pas compatible avec les caractères géochimiques des termes intermédiaires acides, non plus qu'avec leurs volumes et la chronologie des événements volcaniques correspondants.

Mais l'évolution des basaltes alcalins vers les termes basiques à tendance intermédiaire (trachy-basaltes, gabbros diorites basiques) peut être tout à fait envisagée. Dans les modifications que subit le magma basaltique alcalin, le rôle de la cristallisation fractionnée est particulièrement important. Au moyen de divers diagrammes géochimiques, nous avons souligné et montré, dans les pages précédentes, qu'au début du phénomène de cristallisation fractionnée, c'est très souvent l'olivine qui est séparée; ce fractionnement peut intervenir dès le début de l'ascension du magma basaltique vers la surface, surtout si la vitesse ascensionnelle n'est pas élevée. Mais une part notable de ce fractionnement magmatique se produit dans les chambres magmatiques superficielles et à basses pressions. On observe ce même phénomène parfois dans les gisements subvolcaniques (sills) des épisodes basiques. En tout cas, malgré la rareté relative de l'olivine, sa présence dans le magma basique alcalin initial n'est pas douteuse, ce dont témoignent encore ses agrégats glomérocrystallins et/ou ses reliques dans les faciès volcaniques. STOLPER et WAKER (1980) montrent que, dans un magma primaire riche en olivine, avec fractionnement de ce minéral, les densités des liquides résiduels évoluent.

vers un minimum où le plagioclase et le pyroxène participent à la séquence de la cristallisation; un tel liquide à densité minimale arrive à la surface plus facilement que le magma primaire, et même que les liquides basaltiques très fractionnés (car avec le fractionnement des minéraux légers et l'enrichissement en fer du liquide résiduel la densité recommence à augmenter avant que l'ilménite se cristallise). Ce processus a joué probablement un rôle important dans l'apparition et l'abondance des termes basiques alcalins à clinopyroxène et plagioclase (surtout dans les termes porphyriques à plagioclase) de notre région, ainsi que dans la majeure partie de l'Iran central. Le fractionnement encore plus avancé de ces liquides basaltiques, en liaison avec une séparation partielle du clinopyroxène et du plagioclase calcique, pourrait aboutir aux termes basiques à tendance intermédiaire, mais cette évolution ne va pas plus loin. L'indépendance géochimique (voir par exemple l'étude des éléments comme Ba et Rb), chronologique et volumétrique des volcanites intermédiaires et acides de l'Eocène, ainsi que des granitoïdes de notre région, vis-à-vis des termes basaltiques ou gabbroïques, et d'autres arguments que nous verrons plus loin, sont en faveur de cette interprétation.

Par contre, les volcanites du Néogène forment deux séries indépendantes NgV_1 et NgV_2 , ayant chacune une évolution continue; dans NgV_1 , nous verrons que le fractionnement de la pargasite dans les basaltes peut conduire jusqu'aux compositions andésitiques.

De telles observations sont assez analogues à celles faites dans la région de Natanz-Naïn-Surk par AMIDI (1975): continuité pour les volcanites du Pliocène (équivalent de NgV_2), mais indépendance des andésites (s.l.) du Paléogène, ainsi que des gabbro-diorites du Miocène, vis-à-vis respectivement des rhyolites du Paléogène et des granitoïdes du Miocène.

Un autre fractionnement affectant le magma basique alcalin primaire est la séparation souvent précoce des oxydes opaques qui peut être mise en évidence par l'étude pétrographique (participation de leurs phénocristaux aux agrégats glomérocrystallins avec olivine, clinopyroxène, etc.; présence de leurs inclusions automorphes dans des minéraux tels que le clinopyroxène, etc.) et par l'étude géochimique (absence d'un enrichissement en fer dans le diagramme AFM; baisse souvent continue des teneurs en FeO total en TiO_2 et en V, vis-à-vis de l'indice de différenciation, etc.). Cela pourrait être en partie responsable d'une faiblesse relative, par exemple en TiO_2 , de certains termes alcalins souvent évolués de notre région, et probablement aussi d'Azerbaïdjan (LESCUYER et RIOU, 1976), etc. Moins fréquemment, une concentration tardive de ces minéraux opaques (par exemple, sill gabbroïque de Naragh) existe, qu'il ne faut pas confondre avec l'évolution des séries tholéïtiques, car ni minéralogiquement, ni chimiquement nos termes basiques ne s'en rapprochent; une telle évolution s'observe dans la série alcaline de l'île de Rapa (Polynésie française) où l'apparition tardive de magnétite est, selon MAURY et al. (1978), en liaison avec une fugacité d'oxygène inférieure au tampon FMQ (fayalite - magnétite - quartz).

5.1.1. Origine du magma basaltique alcalin

On peut invoquer plusieurs hypothèses et différents phénomènes peuvent intervenir dans l'apparition des liquides magmatiques alcalins (voir : The Alkaline Rocks; ed. Sørensen, 1974). Dans la littérature on admet souvent une origine par fusion partielle à taux de fusion faible ou bien une fusion partielle du manteau

tel-00509888, version 1, 17 Aug 2010

sous de fortes pressions. En effet, différents auteurs (YODER et TILLEY, 1962; KUSHIRO, 1972; HARRIS, 1974, etc.) ont montré que les liquides produits par la fusion partielle du manteau deviennent progressivement plus alcalins et plus sous-saturés en silice, en fonction de l'augmentation de la pression. On peut obtenir du basalte alcalin à olivine par fusion partielle directe d'une herzolite à spinelle sous une pression de 20 kb (KUSHIRO, 1972). L'enrichissement du magma basaltique en éléments incompatibles a été également expliqué par les processus pétrogénétiques, tels que le "zone refining" (HARRIS, 1957), ou la "Wall rock reaction" (GREEN et RINGWOOD, 1967). Ces modèles ont été appliqués par LESCUYER et RIOU (1976) pour expliquer l'origine des laves alcalines à tendance shoshonitique d'Azerbaïdjan.

5.1.2. Origine des laves shoshonitiques

Dans notre région, comme nous l'avons déjà vu (cf. p. 205), une association shoshonitique apparaît vers la fin de l'Eocène. Quant à l'origine des laves shoshonitiques, on a souvent considéré qu'elles ne sont pas représentatives d'un magma primaire (voir GIROD et al., 1978). En effet, certaines études basées sur les isotopes du strontium, l'absence de ces roches dans les domaines strictement océaniques, la très grande variation du degré de saturation en silice, peuvent évoquer le phénomène de contamination. PROSTKA (1973) explique l'origine des laves shoshonitiques d'Absaroka (Wyoming) par une contamination entre des matériaux gabbroïques et un magma syénitique à température élevée. Pour DUPUY et al. (1977), ces roches sont le résultat de la contamination d'un magma d'origine mantélique par des matériaux crustaux.

LEFEVRE (1979), avec des arguments géochimiques et surtout l'étude de la répartition des Terres Rares, pense que le magma shoshonitique pourrait dériver d'une faible fusion partielle de péridotite à grenat; ce magma ayant ensuite subi des fractionnements d'olivine, de clinopyroxène et de spinelle, ainsi qu'un processus de contamination crustale.

Dans notre région, nous avons souligné que l'ensemble des caractères géochimiques (éléments majeurs et traces) et minéralogiques révèlent un lien génétique entre nos basaltes alcalins et le terme peu évolué (absarokite, éch. E-648) de notre association shoshonitique. Pourtant, pour les termes plus évolués on observe un fort enrichissement en potassium, rubidium et baryum. Cet enrichissement en K devient surtout plus accentué dans la région de Narreh Khar Kuh, où une séquence importante de laves acides et des ignimbrites, à caractère parfois hyperpotassique, se sont mises en place à la même époque. Ces constatations nous permettent de penser que notre association shoshonitique pourrait dériver d'un magma basaltique alcalin ayant subi une cristallisation fractionnée de l'olivine (surtout) et du clinopyroxène (voir diagramme MgO/I.D), puis une contamination sélective sous l'influence d'un transfert gazeux à partir du magma acide "ignimbritique". Rappelons, à ce sujet, les observations pétrographiques concernant les laves bréchiques et surtout celles faites sur l'ignimbrite vitrophyrique de la région de Narreh Khar Kuh, (cf. p.185) où un phénomène de mélange entre un magma basique et un magma acide a été mis en évidence.

En résumé, il semble que le phénomène de cristallisation fractionnée, surtout dans les niveaux à basses pressions, ait affecté le magma basique alcalin primaire. Ce phénomène, en accord avec les observations de terrain, minéralogiques et géochimiques, pourrait expliquer l'apparition de liquides basiques alcalins à tendance intermédiaire, mais il ne répond ni aux caractères géochimiques, ni à la chronologie, ni aux volumes des termes plus acides, comme nous le verrons plus loin.

tel-00509888_version 1 - 17 Aug 2010

5.2. Termes intermédiaires

Il s'agit d'un groupe de roches (phases volcaniques de l'Eocène, de l'Oligo-Miocène et du Plio-Pléistocène), de compositions et de caractères variés (andésites basaltiques, andésites, dacites, trachyandésites, etc.), dont la majeure partie se rangent dans les séries calco-alkalines. En ce qui concerne l'origine de ces dernières, on peut invoquer plusieurs hypothèses.

5.2.1. Origines des roches de la série calco-alkaline

a) Fusion partielle

- Fusion partielle d'amphibolites - dans une zone de subduction, l'enfoncement de la plaque lithosphérique s'accompagne d'une transformation métamorphique (favorisée par l'eau) de la croûte océanique (basaltes) en amphibolites.

La fusion partielle de ces amphibolites sous des conditions $PH_2O < P$ charge et à des pressions d'environ 10 kb (GREEN et RINGWOOD, 1968a) peut produire des magmas calco-alkalins et un résidu formé d'amphibole, de pyroxène et peut-être, en moindre quantité, de plagioclase calcique et de grenat.

- Fusion partielle d'éclogite à quartz - dans la zone de subduction, la fusion partielle d'éclogite à quartz formée par la transformation des basaltes de la croûte océanique, à des profondeurs de 100 - 150 km et en milieu anhydre, engendre des liquides ayant la composition de nature calco-alkaline (GREEN et RINGWOOD, 1968a).

- Fusion partielle de péridotite en milieu hydraté - la fusion partielle, en milieu hydraté, du manteau péridotitique sus-jacent à la zone de subduction pourrait être selon certains auteurs (O'HARA, 1965 et 1968; YODER, 1969; KUSHIRO et YODER, 1969; KUSHIRO, 1970, 1972; MYSEN et al., 1974, etc.) à l'origine de magmas de nature calco-alkaline.

Pourtant NICHOLLS et RINGWOOD (1972) ont montré que des magmas formés par ce mécanisme ont généralement une composition de nature tholéitique, et que les liquides andésitiques ne peuvent se produire par fusion partielle hydratée de péridotites qu'à des températures et à des pressions (< 10 kb) assez faibles. Là encore, les liquides engendrés ont une composition chimique relativement différente de celle que l'on observe dans la nature chez les andésites.

- Fusion partielle de la croûte continentale - L'importance du volume des roches acides (ignimbrites, laves rhyolitiques et dacitiques, etc.) dans les provinces calco-alkalines, telles que les marges continentales, pose un problème pour leur origine, soit directement mantellique, soit par fractionnement d'un magma basaltique; les rapports relativement élevés de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de certaines de ces roches (par exemple, certaines ignimbrites d'Amérique centrale, PUSHKAR et al. 1971) s'opposent aussi à de telles origines. Tandis qu'une origine par fusion partielle de roches crustales en milieu hydraté, parfois expérimentalement réalisée (WINKLER, 1960, WYLLIE et TUTTLE, 1961), peut être envisagée. Ainsi, dans les Andes, l'origine des roches calco-alkalines a été attribuée à la fusion partielle de la croûte continentale (PICHLER et ZEIL, 1970, 1972; FERNANDEZ et al. 1973; KLERKX et al., 1977, etc.).

b) Cristallisation fractionnée

L'origine des roches calco-alkalines par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique a été envisagé par BOWEN (1928). Cette hypothèse, selon GREEN et RINGWOOD (1968), n'est pas un mécanisme efficace pour l'enrichissement en silice, car le fractionnement des minéraux à teneurs modérées en silice (olivine, pyroxène pauvre en alumine et plagioclase) impose un volume énorme de basalte pour produire les importants volumes de termes intermédiaires et acides de la série calco-alkaline; alors que le basalte n'est pas un membre abondant de cette série. De plus, le produit final de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique tholéitique est du type islandite ou granophyre, riche en fer. OSBORN (1959, 1962) suggère que la série calco-alkaline pourrait dériver par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique sous une fugacité constante d'oxygène, engendrée

probablement par une PH_2O relativement élevée. Dans ces conditions, la cristallisation précoce de la magnétite par rapport au plagioclase, provoque une augmentation des teneurs en silice du liquide résiduel et empêche l'enrichissement en fer. Cette hypothèse a été critiquée par certains auteurs tels que TAYLOR et al. (1969) d'après qui le fractionnement de la magnétite sous des conditions de $f\text{O}_2$ constante devrait appauvrir très sensiblement les teneurs en V des magmas résiduels, ce qui n'est pas le cas des roches de la série calco-alcaline où la teneur en V est assez analogue à celle des basaltes alcalins et tholéitiques.

Le fractionnement de l'olivine, associée ou non à un spinelle, à partir d'un magma basaltique a été envisagé par certains auteurs (NICHOLLS et RINGWOOD, 1973; EWART et al., 1973), pour expliquer la genèse des roches calco-alcalines.

Une autre hypothèse concernant la cristallisation fractionnée et basée sur des études expérimentales (ALLEN et al., 1972; HOLOWAY et BURNHAM, 1972; GREEN, 1972 etc.), est le fractionnement d'amphiboles pauvres en silice, à partir d'un magma basaltique ce qui permet l'apparition de liquides andésitiques.

c) Contamination

Divers mécanismes provoquent la contamination des magmas, l'incorporation de matériaux solides (assimilation), le mélange avec un autre liquide magmatique (hybridation), enfin l'influence d'une phase gazeuse (transfert gazeux). De nombreux auteurs (LARSEN et al., 1936; KUNO, 1950, MACDONALD et KATSURA, 1965; EWART et STIPP, 1968; EICHELBERGER, 1974, 1978 a et b; SIGURDSSON et SPARK, 1981, etc.) ont mis en évidence les phénomènes d'hybridation de magmas à composition contrastée (généralement basique et acide) ou de contamination d'un magma basique par des roches crustales, pour expliquer la naissance des termes intermédiaires de la série calco-alcaline. Le phénomène peut être une "contamination en masse", c'est-à-dire l'incorporation totale de matériaux magmatiques étrangers (EICHELBERGER, 1974, 1978 a et b; SAKUYAMA, 1978; SIGURDSSON et SPARK 1981, etc.); ou bien une "contamination sélective" où le contaminant est un élément ou un groupe d'éléments, par exemple sous l'influence de fluides (LEFEVRE, 1979).

Le phénomène de contamination, sans doute remarquable dans les provinces calco-alcalines à croûte continentale plus ou moins développée, a été cependant critiqué par certains auteurs (GREEN et RINGWOOD, 1968; TAYLOR et al., 1969, etc.), surtout en ce qui concerne la genèse des roches calco-alcalines des arcs insulaires où la croûte sialique est absente ou très mince.

5.2.2. Origine des termes intermédiaires de la région étudiée

a) Contexte structural

Dans la zone d'Iran central, la liaison du volcanisme intermédiaire (y compris les roches calco-alcalines) avec une zone de subduction hypothétique (TAKIN, 1972; JUNG et al., 1975, etc.) a été rejetée d'une manière convaincante par SABZEHEI (1974), et ensuite par AMIDI (1975), LESCUYER et RIOU (1976), CAILLAT et al. (1978), etc., grâce à de nombreux arguments touchant à la chronologie, au métamorphisme, à la répartition des volcanites, aux caractères géochimiques, etc. Quelques-uns sont résumés ci-dessous:

- Absence d'une zonation métamorphique polarisée qui s'observe généralement sur l'emplacement d'une zone de subduction, avec deux zones HP/BT et HT/BP.

- Présence de roches éruptives calco-alcalines, du même âge que celles de la chaîne volcanique Urumieh-Dokhtar (Iran Central), reprises par le métamorphisme HP/BT; autrement dit, le volcanisme prétendu être une conséquence de la subduction, est remanié par un métamorphisme qui devrait lui être au plus contemporain, non postérieur.

- Disposition du volcanisme tertiaire iranien, le long de grandes fractures du craton remontant au Précambrien et réactivées à plusieurs reprises (voir Chapitre Tectonique).

tel:00509888 version 1 - 17 Aug 2010

- Les ophiolites jalonnant de grands accidents (comme celui du Zagros) et interprétées comme la cicatrice d'une zone de Benioff fossile, sont souvent à proximité immédiate des volcanites et parfois indifféremment recoupées ou bien bordées de part et d'autre par les volcanites calco-alcalines.

- Les volcanites iraniennes ne se disposent pas en bandes de plus en plus récentes lorsqu'on s'éloigne de la cicatrice d'une zone de Benioff hypothétique. Au contraire, les volcanites des différentes phases sont superposées ou même plus proches d'une telle cicatrice.

- Il n'y a pas dans le temps et dans l'espace un enrichissement en potassium pour les volcanites, lorsqu'on se dirige de la cicatrice supposée vers la plaque chevauchante. En effet, les enrichissements en K qu'on observe dans les volcanites iraniennes apparaissent indépendants de toute chronologie, comme cela a été souligné en Azerbaïdjan (LESCUYER et RIOU, 1976) pour les latites porphyriques de l'ensemble inférieur et les trachy-andésites analcímiques de l'ensemble supérieur de l'Eocène.

Notre étude confirme aussi les points de vue de ces auteurs. On note également dans notre région, comme ailleurs, l'absence de la zonation magmatique qui existe normalement dans une zone de subduction (KUNO, 1959; SUGIMURA, 1961, 1968; GILL, 1970; JAKES et WHITE, 1969, 1972; MACKENZIE et CHAPPELL, 1972, MIYASHIRO, 1974; LEFEVRE, 1979, etc.). En effet, dans les arcs insulaires et les marges continentales, en s'éloignant de la fosse on peut rencontrer successivement les associations volcaniques suivantes:

- série tholéiitique (Tonga);
- série tholéiitique + série calco-alcaline (Kouriles, Kermadec, Sardaigne, etc.);
- série tholéiitique + série calco-alcaline + série alcaline (Japon, Kamchatka, Nouvelle Zélande, Antilles, etc.);
- série tholéiitique + série calco-alcaline + série shoshonitique (Mélanésie, Cascade Range);
- série calco-alcaline + série shoshonitique (exemple: Andes centrales).

A l'échelle de l'Iran toutes ces associations volcaniques existent: tholéiitiques, calco-alcalines, shoshonitiques et alcalines (y compris les laves sous-saturées et hyperalcalines à analcime ou néphéline, caractéristiques plutôt de zones cratoniques stables comme celles des rifts africains) mais avec prédominance des tendances alcalines et calco-alcalines (fig.128). Quelques exemples pour le volcanisme paléogène et surtout celui de l'Eocène, montreront la répartition de ces différentes séries volcaniques.

- Région de Qom-Aran (Iran Central): volcanisme acide prédominant (ignimbrites, rhyolites, séries vertes), volcanisme basique alcalin (dès le début de l'activité volcanique de l'Eocène); volcanisme intermédiaire alcalin et calco-alcalin plus tardifs, avec une association shoshonitique vers la fin de l'Eocène.

- Région de Saveh (Iran Central; CAILLAT et al., 1978): important volcanisme rhyolitique palingénétique et volcanisme basique tholéiitique (dès le début du volcanisme éocène), associés à des termes intermédiaires (calco-alcalins et alcalins) et volcanisme basique à tendance shoshonitique (plus tardif).

- Région de Natanz - Naïn-Surk (Iran Central, AMIDI, 1975): volcanisme plus tardif de l'Eocène (Lutétien supérieur - Eocène supérieur) avec rythmicité des termes rhyolitiques (origine anatectique) et andésitiques (calco-alcalin), et une association shoshonitique tardive (vers la fin de l'Eocène).

- Azerbaïdjan (LESCUYER et RIOU, 1976; DIDON et GEMAIN, 1976, etc): volcanisme rhyolitique (origine anatectique) contemporain de termes basiques à intermédiaires essentiellement alcalins; deux associations shoshonitiques vers le début et la fin de l'activité volcanique de l'Eocène.

tel-00509888, version 1-17 Aug 2010

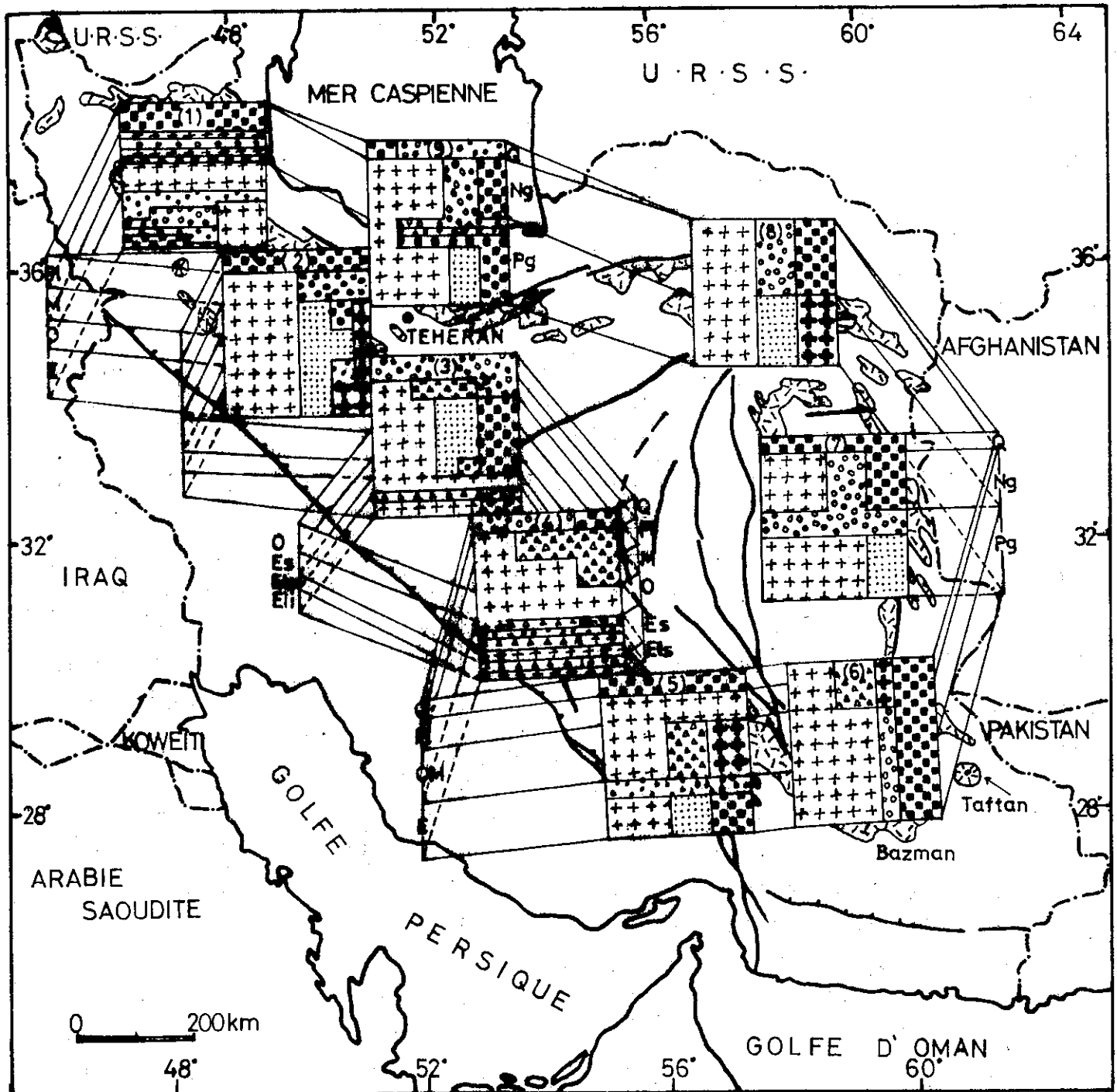


Fig. 128 - Répartition des roches éruptives du Tertiaire et du Quaternaire en Iran.



a) Roches éruptives acides; b) Roches basiques alcalines; c) Roches alcalines (tendance shoshonitique); d) Roches tholéïtiques; e) Roches intermédiaires alcalines; f) Roches intermédiaires calco-alcalines; g) Roches intermédiaires en général; h) Roches éruptives; i) Volcans quaternaires.

1) Azerbaïdjan (LESCUYER et al., 1976); 2) Saveh (CAILLAT et al., 1978); 3) Qom-Aran; 4) Natanz - Nafn-Surk (AMIDI, 1975); 5) S. de Kerman (FORSTER et al., 1972); 6) Lut (CONRAD et al., 1977); 7) S. de Birjand (EMAMI, 1974); 8) Sabzevar - Kashmar (FORSTER, 1968; EFTEKHAR NEZHAD et al., 1976); 9) Alborz (ALLENBACH, 1966; STALDER, 1971; ANNELLS et al., 1975; BROUSSE et al., 1977, etc.).

Q: Quaternaire; Pl: Pliocène; M: Miocène; OM: Oligo-Miocène; O: Oligocène; E: Eocène; Eli: Lutétien inférieur; Els: Lutétien supérieur; Es: Eocène supérieur; Pg: Paléogène; Ng: Néogène.

- Alborz (LORENZ, 1964, DEDUAL, 1967, STALDER, 1971, ANNELS et al., 1975): volcanisme rhyolitique très important (tufs verts ou formation de Karadj) associé à des termes basiques à intermédiaires porphyriques de nature essentiellement alcaline (y compris des termes basiques à phénocristaux d'analcime et des basanites riches en olivine dans les parties supérieures des volcanites paléogènes; STALDER, 1971).

- Est d'Iran (Lut) (CONRAD et al., 1977; VARET, 1970, etc.): important volcanisme acide (ignimbrites, laves) du Lutétien moyen et basaltes alcalins (avec plus ou moins des feldspathoïdes et de l'olivine) d'âge priabonien et oligo-miocène (CONRAD et al., 1977). Les termes intermédiaires sont rares et leurs caractères pétrographiques les rattachent soit aux basaltes alcalins, soit aux laves acides (CONRAD et al., 1977), il s'agit plutôt de laves trachy-andésitiques.

- Région de Kerman (FÖRSTER et al. 1972) : au Lutétien, un volcanisme basique à intermédiaire ("andésite") à olivine, suivi par les latites, latites-andésites et tufs, enfin par des trachy-andésites et phonolites (à phénocristaux de feldspathoïdes) d'âge priabonien.

Dans ces volcanites du Paléogène, qui occupent une place principale dans le volcanisme cénozoïque d'Iran, on n'observe aucune zonation magmatique, ni dans le temps, ni dans l'espace. Par exemple, dans notre région, en Azerbaïdjan, etc., les laves alcalines (ou même celles à tendance shoshonitique) se manifestent dès le début du volcanisme tertiaire, tandis que plusieurs auteurs (JAKES et WHITE, 1969, 1972; MIYASHIRO, 1975, etc.) soulignent que les laves de la série tholéiitique caractérisent les premières manifestations volcaniques d'une zone de subduction et les laves alcalines ou shoshonitiques les dernières. Dans l'espace aussi, les relations entre les différentes séries magmatiques ne sont pas en faveur d'une zone de subduction (voir aussi le Chapitre Tectonique). Dans notre région, plus proche de l'accident du Zagros, le volcanisme commence avec des termes basiques alcalins et bien sûr un volume important de volcanites acides. Plus loin de cet accident, vers le NE et dans la région de Saveh, on a des termes basaltiques tholéiitiques associés aux termes acides; encore plus loin, vers le NE et dans la région d'Alborz-Azerbaïdjan, à nouveau il y a une prédominance du volcanisme basique à intermédiaire alcalin avec d'énormes quantités de produits volcaniques acides. Cette situation est tout à fait différente de ce qu'on attend dans une de subduction. Par contre, à part l'importance du volcanisme acide dans ces régions qui est en relation avec la nature de la croûte continentale de la zone volcanique iranienne (fusion partielle de matériaux crustaux; voir p.437), la répartition des roches basiques rappelle plus ou moins ce que JAKOBSON (1972) a mis en évidence pour le volcanisme récent (post glaciaire) de l'Islande: une zone occidentale (le long de la péninsule de Snaefellsnes) avec des basaltes alcalins et des basaltes transitionnels; une zone centrale (reliée à la dorsale de Reykjanes au Sud et allant jusqu'à Langjökull au Nord) avec des tholéiites à olivine; une zone orientale, comportant dans sa partie nord des tholéiites, et vers le Sud-Ouest des basaltes transitionnels, puis alcalins. En Iran, la région de Saveh, avec ses basaltes tholéiitiques, a une situation géographique centrale par rapport à notre région (au Sud) et à l'Alborz (au Nord) avec des termes basiques alcalins. D'après CAILLAT et al. (1978), le véritable caractère primitif des magmas basaltiques tholéiitiques de la région de Saveh serait celui d'une tholéiite océanique.

Notre étude a également mis en évidence que les teneurs en éléments traces (surtout Ba et Sr) et leurs variations sont comparables à celles des basaltes alcalins du rift du Baïkal, ou encore de ceux de l'île d'Heimaey (Islande). Ces constatations suggèrent plutôt un contexte structural en extension qu'une zone orogénique liée soit à un arc insulaire, soit à une marge continentale. JAKOBSON (1972) a mis en évidence une relation entre le taux d'expansion et la composition des basaltes: les basaltes tholéiitiques sont situés dans les zones où l'expansion est

tel:00509888, version 1.2.47, Aug 20 1978

maximale et les basaltes alcalins dans les zones où l'expansion est minimale. On observe le même caractère dans la région de Saveh, où CAILLAT et al. (1978) ont mis en évidence une extension précoce et plus importante qu'ailleurs. Nous reviendrons encore sur ces problèmes dans le chapitre tectonique; mais ici, il est intéressant de noter que le calcul du paramètre qz de NIGGLI pour la chaîne volcanique Urumieh-Dokhtar (Iran Central) (MOIN VAZIRI et AMIN SOBHANI, 1977), analogue à ce que MAC BIRNEY et GASS (1967) ont obtenu dans l'Atlantique et le Pacifique, est en faveur de l'hypothèse que nous venons d'exposer (fig. 129). Selon MAC BIRNEY et GASS (1967) les îles constituées de basaltes tholéïtiques ou faiblement alcalins, associés à des laves sursaturées, sont situées au-dessus ou à proximité des crêtes des dorsales, tandis que celles dont les laves sont alcalines, sont loin de ces axes et d'autant plus alcalines qu'elles en sont plus éloignées. Ce phénomène, est également en relation directe avec le flux thermique et son intensité plus importante vers les axes des dorsales. Nous avons noté aussi la présence de laves franchement alcalines (basanites riches en analcime, etc.) dans l'Alborz qui, par rapport à notre région, est plus éloigné de la région de Saveh.

Au Néogène aussi, la répartition des séries volcaniques n'est pas non plus en faveur d'une zone de subduction:

- Dans notre région, les termes basiques alcalins, comme on l'a déjà vu, persistent jusqu'à la phase volcanique terminale (Plio-Pléistocène), mais les termes volcaniques intermédiaires (alcalins, calco-alcalins) sont ici plus importants que les rhyolites. Pourtant les granitoïdes intrusifs peuvent être considérés comme les équivalents des termes volcaniques acides.

- Dans la région de Saveh (CAILLAT et al., 1978), le volcanisme oligo-miocène comporte des basaltes alcalins à olivine et des trachy-andésites riches en K, associés aux dacites calco-alcalines. Ce volcanisme ainsi que celui du Quaternaire (basanites) sont beaucoup moins développés que le volcanisme de l'Éocène.

- Dans l'Azerbaïdjan (LESCUYER et al., 1976), les basaltes alcalins se manifestent au Miocène inférieur, suivis par des alternances d'andésites et de rhyodacites, en liaison avec un processus bimagmatique (basique et acide). Au Pliocène, le magma basaltique alcalin se met en place à nouveau.

- Dans la région de Natanz-Naïn-Surk (AMIDI, 1975); il existe deux groupes opposés de roches intrusives basiques (gabbros à diorites) et acides (granites à granodiorites) au Miocène, une série d'andésites basaltiques à rhyodacites calco-alcalines au Pliocène et enfin des termes basiques à intermédiaires essentiellement alcalins au Quaternaire.

- Dans l'Est d'Iran (Lut) (CONRAD et al., 1977), il y a un volcanisme basaltique alcalin à l'Oligocène supérieur - Miocène inférieur (20 - 27 Ma), un plutonisme (granites à diorites quartziques) associé à des rhyolites et à des dacites d'âge miocène (Kuh-e-Shah Savaran). Le volcanisme est ensuite calco-alcalin au Plio-Quaternaire (dans le Kuh-e-Shah Savaran et le Kuh-e-Bazman) avec des laves andésitiques, dacitiques et rhyodacitiques, associées à des basaltes tholéïtiques. Selon ces auteurs, cette association est analogue à celle des arcs insulaires. A la même époque (Plio-Quaternaire), le volcanisme fissural du centre du Lut (Gandom Beryan et Kuh-e-Kafut) est composé de basaltes alcalins.

tel-00509988, version 1.2.7, 7 Aug 2010 10:00:00

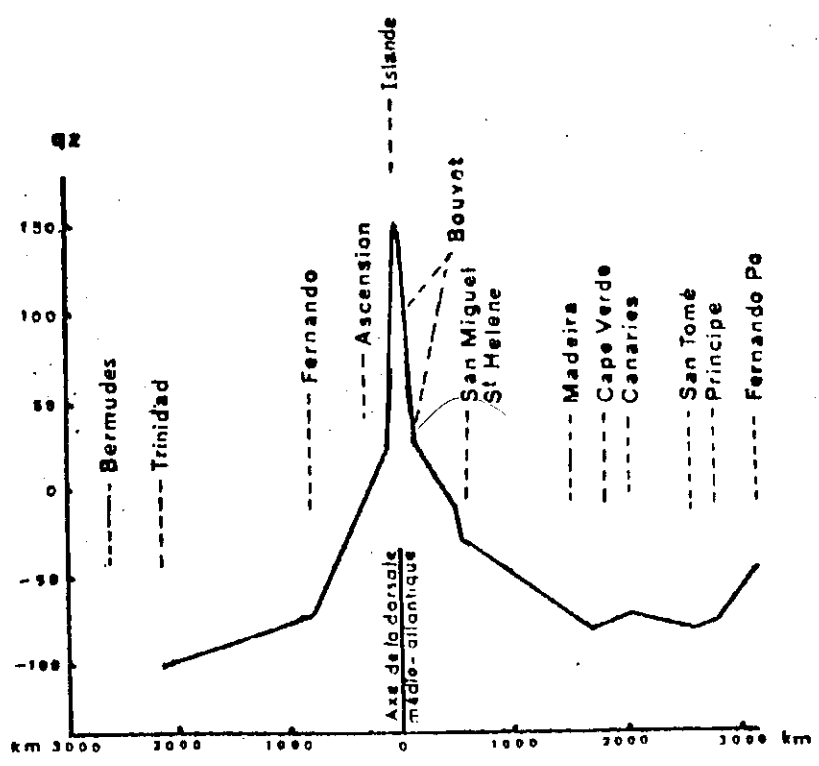
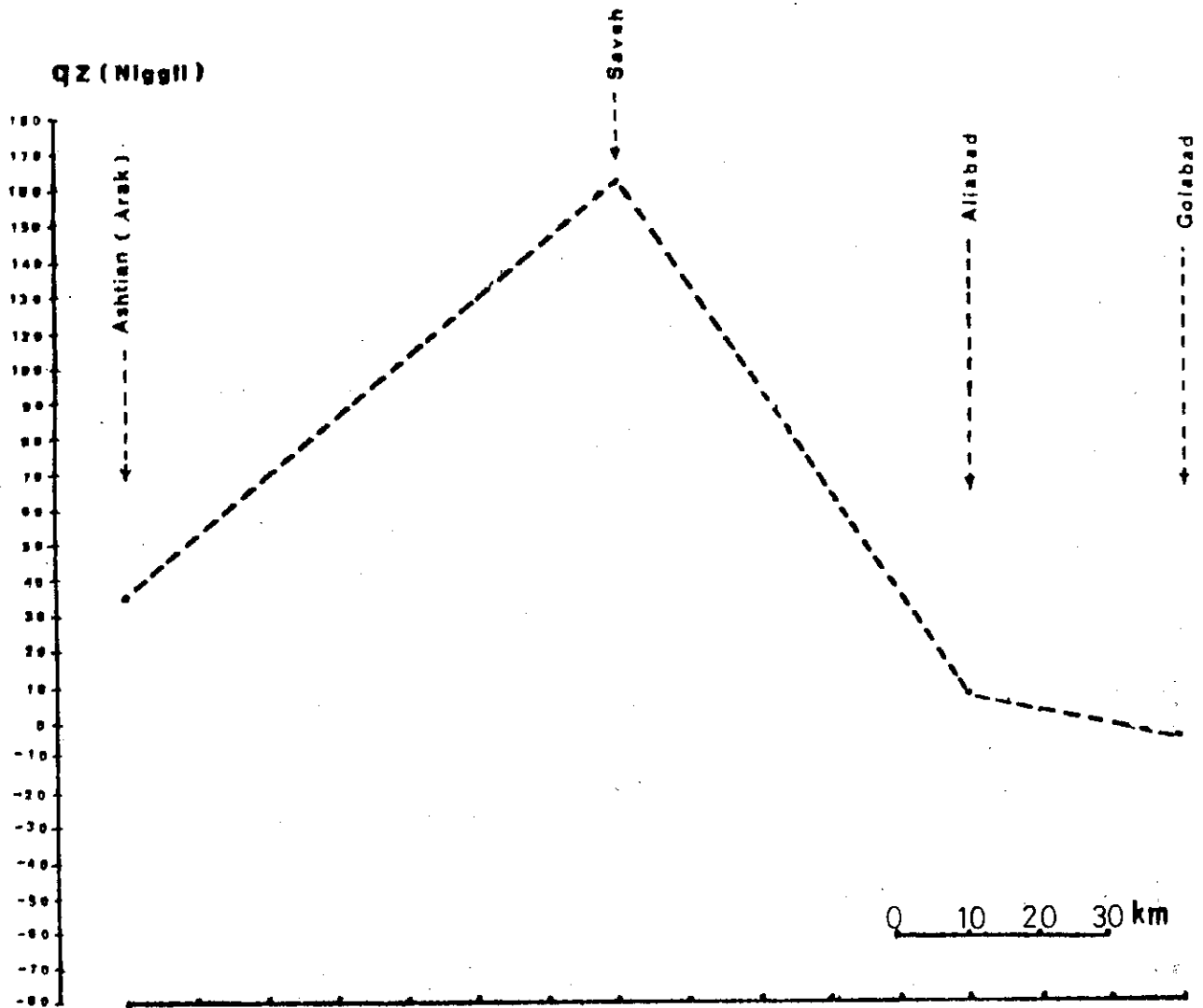


Fig.129

Dans le Néogène et le Quaternaire, on n'observe pas non plus une zonation magmatique pour les séries volcaniques. Les laves basiques alcalines se manifestent dans le temps et dans l'espace à la faveur des fractures profondes, si le phénomène d'extension est suffisamment efficace. Les basaltes alcalins potassiques du Quaternaire peuvent être observés aussi bien à une centaine de kilomètres de l'accident du Zagros (région de Bijar, BOCCALETTI et al., 1976-77) que beaucoup plus loin (385 km) de cet accident (laves alcalines à tendance shoshonitique du Damavand; BROUSSE et al., 1977). La migration du volcanisme du Néogène s'oppose aussi à une relation avec une zone de subduction (voir aussi le Chapitre Tectonique). Enfin, il ne faut pas omettre que, dans les zones sismiques récentes (carte sismo-tectonique d'Iran; BERBERIAN, 1976), il n'existe nullement une augmentation de la profondeur des épencentres des séismes vers le NE de l'accident du Zagros, c'est-à-dire sous la "plaque chevauchante", mais par contre des foyers profonds s'observent dans la chaîne du Zagros. De plus les zones de collision entre blocs continentaux (par exemple, plaque arabique et plaque eurasiennne) échappent aux lois de la tectonique des plaques (MOLNAR et TAPPONNIER, 1975; BIRD et al., 1975, in GIROD et al. 1978): elles présentent en effet une certaine résistance à la subduction, le raccourcissement s'effectuant au moins en partie par un épaissement crustal. Nous verrons (Chapitre Tectonique) que les contraintes exercées par la plaque arabique se manifestent aussi par des mouvements décrochants dextres.

b) Genèse

Toutes les constatations ci-dessus montrent donc qu'il n'y a pas, en Iran, d'arguments convaincants en faveur d'un volcanisme tertiaire lié à une zone de subduction. Mais il reste à expliquer l'origine des termes intermédiaires, en particulier celle des roches à tendance calco-alcaline qui ailleurs, sont très souvent liées aux zones orogéniques.

Nous écartons, ici, les phénomènes de fusion partielle, liés directement ou indirectement à une zone de subduction, car ils ne peuvent pas répondre de l'hétérogénéité que nous observons dans les roches intermédiaires de notre région. Par exemple, les roches de la lignée potassique (dans les volcanites du Lutétien, ou dans les roches intrusives, etc.) enrichies en K, Rb et Ba pourraient être liées à une fusion partielle de taux faible, tandis que celles de la lignée sodique, appauvries en ces éléments, exigeraient un degré de fusion partielle plus élevé. Or nous savons que ces termes intermédiaires à tendance sodique ou potassique peuvent se manifester au cours d'une même phase volcanique (ou d'un même épisode plutonique) et dans un même secteur; c'est le cas des termes intermédiaires des parties sommitales du Lutétien inférieur, avec des émissions synchrones des laves hétérogènes (andésites basaltiques, andésites, dacites, trachy-andésites) à tendance sodique ou potassique et dans une région assez limitée, de quelques kilomètres à une vingtaine de kilomètres; c'est encore le cas des dacitoïdes de l'Eocène supérieur du domaine NE (Narreh Khar Kuh) qui appartiennent à une même mise en place volcanique, mais avec une tendance qui varie graduellement des termes sodiques aux termes potassiques; ou bien le cas du massif granodioritique du Kuh-e-Anar Boneh ou du massif de granodiorite - diorite quartzique du Kuh-e-Mamu, etc., et leurs satellites qui peuvent montrer les mêmes variations. De plus, à part le fer qui peut être parfois mobilisé par les phases fluides et qui s'appauvrit dans certains termes potassiques (par exemple dans les dacitoïdes potassiques (E6) de la région de Narreh Khar Kuh, où l'on observe des minéralisations hématitiques au sein des volcanites éocènes), un élément moins mobile comme Ti ne montre pas des

teneurs sensiblement différentes (pour des teneurs en SiO_2 plus ou moins analogues); de même, les teneurs en Mn ne sont pas très tranchées. On attend par exemple, dans le cas d'une fusion partielle hydratée de péridotites du manteau supérieur, pour un taux faible de fusion partielle, une concentration faible en éléments de transition pour les termes potassiques enrichis en éléments lithophiles, et, à un taux plus élevé, pour les termes sodiques, une concentration notable en éléments de transition, mais faible en éléments lithophiles; ce n'est pas le cas de nos volcanites. Une dernière remarque, concerne les rhyodacites et les rhyolites, qui, dans les modèles de fusion partielle à partir d'amphibolites ou de péridotites, exigent un taux faible, ce qui ne semble pas compatible avec les énormes volumes de ces roches. Le modèle de fusion partielle de la croûte continentale ne peut pas non plus expliquer les termes basiques de la série calco-alcaline (andésites basaltiques, basaltes) qui se trouvent aussi dans notre région.

Quant aux modèles de cristallisation fractionnée, nous avons déjà vu que le fractionnement de l'olivine et d'un spinelle peut intervenir dans le magma basaltique, mais ce phénomène n'explique ni les faibles teneurs en éléments lithophiles (par rapport aux termes basiques évolués) des roches intermédiaires à tendance sodique, ni les problèmes du volume et de la chronologie des émissions volcaniques. Par exemple, il ne semble pas logique que, dans le Lutétien inférieur où existent les premières manifestations volcaniques de composition intermédiaire, le fractionnement de ces minéraux à partir du magma basaltique donne à la fois des andésites basaltiques à dacitiques ainsi que des trachy-andésites à tendance sodique ou potassique.

Le fractionnement du plagioclase à partir du magma basique, comme il a été envisagé par ABBOTT (1969) peut expliquer la diminution des teneurs en Ca et Sr depuis les termes basiques déjà assez différenciés jusqu'aux termes acides. Mais ce phénomène s'accompagne d'un enrichissement des teneurs en K, ainsi qu'en Rb et Ba (avant la précipitation du feldspath potassique), ce qui n'est pas le cas de nos roches intermédiaires et acides, pauvres en ces éléments; les problèmes chronologiques et volumétriques se posent également.

Quant au fractionnement de l'amphibole, comme nous l'avons déjà constaté (cf. p. 235), il peut être vraisemblablement efficace pour la genèse des andésites basaltiques et des andésites NgV₁, dans la région de Sakht Hessar - Khastak. En effet, tous les caractères pétrographiques et géochimiques s'accordent avec cette hypothèse.

Pétrographiquement, il existe dans cette région une séquence volcanique allant du basalte aux andésites. Les phénocristaux ou mégacristaux d'amphibole pargasitique pauvre en silice (<44 %) se présentent en équilibre dans les termes basaltiques. Ce minéral s'observe dans les termes intermédiaires, mais en faibles quantités et en déséquilibre, ainsi qu'avec une transformation en plagioclase, pyroxène, magnétite, etc. (STEWART, 1975). L'évolution s'est faite sans doute sous de fortes pressions d'eau; la présence des mêmes phénocristaux d'amphibole et l'existence dans cette région d'une séquence volcanique surtout explosive (voir chapitres Stratigraphie et Ensemble volcanique de l'Oligo-Miocène et Plio-Pléistocène); en sont les témoins.

Géochimiquement, nous avons constaté, en général, une certaine continuité pour les volcanites du Néogène (par rapport aux phases volcaniques de l'Eocène ou aux roches intrusives) qui forment deux séquences volcaniques individualisées (NgV₁ et NgV₂). Les éléments lithophiles comme Rb et Ba tendent à augmenter vers les andésites de la région de Sakht Hessar - Khastak; par contre, les teneurs en V diminuent, par suite du fractionnement de la magnétite associée à l'amphibole. Les éléments majeurs, dont les alcalins, ne posent pas de problème.

Pourtant ce phénomène, efficace pour les roches basiques à intermédiaires NgV₁ de la région de Sakht-Hessar et Khastak, ne peut s'appliquer aux roches des autres périodes et mêmes aux autres termes du Néogène (par exemple, la séquence NgV₂), pour les mêmes raisons que nous avons exposées précédemment et comme cela est

démonstré par les différents diagrammes géochimiques.

Il ne nous reste maintenant qu'à envisager un dernier phénomène, celui de la contamination, pour expliquer les caractères magmatiques, minéralogiques et géochimiques des roches éruptives de notre région. Mais auparavant, nous attirons l'attention sur le fait que certaines hétérogénéités magmatiques et géochimiques que nous avons déjà notées ne sont pas limitées à la région étudiée; elles peuvent se rencontrer ailleurs.

Dans la région de Saveh, CAILLAT et al. (1978) à la suite de leur étude géochimique (éléments majeurs et éléments traces) montrent qu'un phénomène de contamination réciproque entre un magma basaltique et un magma rhyolitique palingénétique est à l'origine des roches intermédiaires et de l'apparition d'une tendance calco-alcaline. C'est le même processus qui a été envisagé par LESCUYER et RIOU (1976) pour les volcanites rythmiques acides et basiques intermédiaires du Miocène de l'Azerbaïdjan. Dans le Lut, CONRAD et al. (1977) ont envisagé au Paléogène, un magma basique alcalin volumétriquement peu abondant, un magma acide prédominant issu d'une anatexie de matériel crustal, représenté par des rhyolites et des ignimbrites, et enfin des roches intermédiaires qui sont le résultat de l'hybridation de ces deux magmas. Dans la région de Natanz - Nain - Surk, AMIDI (1975) accepte aussi un modèle bimagmatique pour expliquer les alternances de rhyolites et d'andésites, et la coexistence de gabbros-diorites et de granodiorites - granites, bien qu'il n'ait pas envisagé le phénomène de contamination pour les roches intermédiaires.

A part les observations de terrain, par exemple la mise en place simultanée d'un magma acide volumineux et d'un magma basique moins volumineux dans l'espace, ou leur alternance dans le temps, ainsi que l'apparition tardive de laves intermédiaires avec émission simultanée de produits de composition chimico-minéralogique variable, qui sont quelques caractères frappants en faveur de l'existence de deux magmas basique et acide et de l'éventualité de leur contamination réciproque, nous avons mis en évidence les arguments pétrographiques suivants:

Laves bréchiques: il s'agit de roches formées par l'incorporation d'un magma basique dans un magma acide avec immiscibilité, ce qui a été aussi observé en Islande par BLAKE et al. (1965) et récemment expliqué par SIGURDSSON et SPARKS (1981). Nous avons montré comment un élément basique (micropillow, flamme) se détache au contact du magma acide pour une homogénéisation mécanique. Dans ces laves qui sont les signes d'un mélange magmatique imparfait (peut-être à cause de la faiblesse du temps de stockage magmatique après le mélange, de l'absence d'un brassage dans la chambre magmatique, etc.), il existe pourtant une zone d'hybridation dans l'interface de l'élément basique et du magma acide. De plus, la diffusion existe entre les deux magmas contrastés: par exemple, on observe souvent, au contact, des plages de calcite formées aux dépens des plagioclases calciques d'éléments basiques, et en revanche une pseudomorphose des plagioclases par la silice, et parfois par le feldspath alcalin aux dépens du magma acide. Le fer a tendance aussi à se mobiliser vers le magma acide, ce qui donne une teinte rouge à la matrice de ces roches acides contaminées.

Phénocristaux ou des agrégats glomérocrystallins basiques: il existe souvent, dans les termes intermédiaires de notre région, des phénocristaux ou des agrégats glomérocrystallins de nature basique (olivine, plagioclase calcique, clinopyroxène, magnétite, etc.) comme ceux des termes basaltiques. Mais ici, ces cristaux sont en déséquilibre dans la matrice relativement acide des roches intermédiaires, et ils ont subi des phénomènes de corrosion intense, de résorption et plus ou moins de pseudomorphose. Parfois des inclusions de verre basique sombre existent dans ces phénocristaux basiques, flottant dans une matrice acide, vitreuse ou quartzo-feldspathique. SAKUYAMA (1978), après avoir formulé les différentes interprétations concernant ces déséquilibres pétrographiques dans les roches calco-alcalines, comme par exemple la contamination par des roches granitiques anciennes (KUNO, 1950) ou le changement brutal de PH_2O (YODER 1969), etc., montre que le mélange magmatique est le processus le plus logique pour répondre à ces déséquilibres pétrographiques.

* Voir Planches II et III

- Phénocristaux de quartz automorphe (rhyolitique) dans les roches basiques: à l'inverse de ce que nous venons de décrire, il existe des phénocristaux de quartz automorphe, avec auréole réactionnelle, dans les termes basiques de notre région (voir phase volcanique NgV1). Nous avons montré, en accord avec EICHELBERGER (1978 a et b), qu'il s'agit d'un mélange magmatique entre un magma basaltique et un magma rhyolitique.

En dehors de ces caractères pétrographiques qui enlèvent tout doute sur le rôle de la contamination dans la genèse des volcanites intermédiaires de notre région, nous avons aussi des arguments géochimiques. Il s'agit surtout de l'hétérogénéité géochimique qui s'observe au niveau des roches intermédiaires qui, comme nous l'avons déjà dit, ne peuvent pas s'expliquer par un simple processus de cristallisation fractionnée ou de fusion partielle. Par exemple, la dispersion de la corrélation entre Rb et Ba est, d'après DUPUY et LEFEVRE (1974), un des caractères les plus marquants des marges continentales (alors que Rb et Ba présentent une corrélation positive dans les arcs insulaires) ce qui peut s'expliquer, mis à part les phénomènes de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée, par une contamination crustale (LEFEVRE, 1979). De même, une grande dispersion des alcalins, analogue à celle qui affecte nos volcanites intermédiaires, a été interprétée par LEFEVRE (1979) comme le résultat d'une contamination plus ou moins importante avec l'encaissant (cet auteur a envisagé une contamination sélective entre un magma d'origine mantellique et un magma ignimbritique d'origine crustale).

Dans les processus de contamination réciproque des deux magmas originels, l'un basique dérivant d'une source profonde (probablement dans le manteau supérieur), et l'autre acide de nature crustale, malgré le fait d'une "contamination en masse" que nous avons mis en évidence, le rôle de la "contamination sélective" semble être plus important. En effet, on a vu que, même dans les laves bréchiques, le phénomène de diffusion entre deux éléments contrastés peut modifier leur composition. Ainsi, à une échelle plus générale, on peut penser également que, dans les processus de contamination réciproque des deux magmas originels, la contamination par diffusion peut amorcer la modification de composition des magmas basique et acide pour l'apparition des termes intermédiaires. Ces deux magmas basique et acide évoluent à leur tour. Comme nous l'avons vu, le magma basique a subi une cristallisation fractionnée et, pour les termes acides, le phénomène de transfert gazeux et l'enrichissement sélectif en alcalins sont les phénomènes responsables de la répartition des alcalins, et par conséquent de la tendance sodique ou potassique des termes acides. Il s'agit donc d'une contamination réciproque entre deux magmas plus ou moins évolués. Ici, il faut noter que, dans le cas de contact et d'incorporation du magma basique chaud dans le magma acide plus froid, le transfert thermique à partir du magma basique peut accélérer le phénomène de cristallisation fractionnée et l'apparition des liquides à tendance intermédiaires. Ainsi, le magma basique, plus ou moins évolué par un enrichissement assez important en silice et/ou alcalins, peut donner naissance aux termes intermédiaires, ce qui donne, dans quelques diagrammes éléments majeurs (ou traces)/ I.D., une augmentation brutale de l'indice de différenciation que nous avons appelée "enrichissement en matériaux rhyolitiques". Parfois, certains éléments, comme le fer par exemple, peuvent être modifiés vers le magma acide, ce qui donne, dans les diagrammes FeO tot./ I.D., une diminution faible en fer total vis-à-vis de l'augmentation de l'indice de différenciation; tandis que, par exemple, les teneurs en Mg peuvent diminuer dès le début de l'évolution magmatique par le fractionnement des minéraux comme l'olivine et le clinopyroxène et, dans les termes intermédiaires à acides, par la séparation du pyroxène, de l'amphibole et parfois de la biotite. Dans ces processus de contamination, l'hybridation du magma basique plus ou moins évolué avec le

tel-00509888, version 1 - 17-AUG-2015

magma acide plus ou moins enrichi en potassium pourrait donner naissance aux termes intermédiaires tardifs à tendance potassique en apportant Si, K, Rb vers le magma basique; de même qu'une contamination réciproque avec un stock rhyolitique appauvri en K et Rb, mais enrichi en Na, pourrait être responsable des volcanites intermédiaires de la lignée sodique. Ce mécanisme ne pose ni problème volumétrique, ni chronologique, et s'accorde avec les observations minéralogiques et les interprétations géochimiques. Par exemple, dans les périodes où le phénomène d'extension est important, ou pendant les périodes d'instabilité, la montée du magma basique vers la surface est assez rapide et la modification de sa composition par le magma acide peut être négligeable; ainsi a-t-on des émissions basiques et acides, sans avoir de termes intermédiaires. Mais le stockage du magma basique et sa contamination par le magma acide permettent l'apparition tardive des émissions intermédiaires. Le problème du volume des termes intermédiaires ne se pose pas ici; en effet, un mélange magmatique en proportions variables peut donner naissance à des liquides intermédiaires à la fois de composition et de volume variables. Par exemple, à l'Eocène, l'importance du volume du magma rhyolitique permet d'expliquer l'abondance des termes rhyodacitiques à dacitiques. Certains caractères géochimiques, inexplicables par l'étude minéralogique s'expliquent par le phénomène de "contamination sélective". Par exemple, dans le cas de la lignée sodique, on a vu (en accord avec les observations minéralogiques et géochimiques) que cette tendance n'est évidemment pas due au fractionnement du feldspath potassique dans les termes basiques; il faut donc un enrichissement sélectif en Si et Na (par le magma acide) pour provoquer l'apparition de cette tendance. De plus, ce mécanisme permet aussi l'hétérogénéité des termes intermédiaires, surtout en ce qui concerne les éléments comme Na, K, Rb et Ba et leur dispersion (dans les diagrammes géochimiques) entre deux champs basique et acide. Cette hétérogénéité est surtout marquée dans les périodes relativement instables comme l'Eocène (voir: Paléogéographie de l'Eocène), car le phénomène de contamination n'aboutit pas à une homogénéisation parfaite des deux magmas. Mais ce phénomène semble aboutir dans notre région, comme dans celles de Saveh ou de Natanz-Na'in-Surk, au Tertiaire terminal où les termes intermédiaires deviennent dominants, avec une hétérogénéité moins poussée. Les stocks andésitiques homogénéisés semblent alors subir une différenciation magmatique. Ce phénomène peut être relié au changement de régime tectonique dû à la phase mio-pliocène (voir: chapitre tectonique).

5.3. Termes acides

Les travaux d'un bon nombre de géologues (AMIDI, 1975; LESCUYER et RIOU, 1976; CONRAD et al., 1977; CALLAT et al., 1978, etc.) sur les roches éruptives d'Iran montrent bien que les termes acides ont une origine anatectique. En effet, le volume très important (parfois sur plusieurs milliers de mètres d'épaisseur et avec une extension notable dans l'Iran Central, l'Alborz, l'Est d'Iran, etc.) de ces roches sous la forme d'ignimbrites, de laves, de tufs cendreaux à bréchiques, qui atteint parfois plus de 70 % des roches volcaniques du Paléogène, la chronologie des émissions acides, leur indépendance géochimique vis-à-vis des termes basiques ou intermédiaires, enfin leur composition proche du "minimum ternaire" (surtout pour les termes acides peu évolués) dans les diagrammes ou les courbes expérimentales (par exemple: Q-Ab-Or, VON PLATEN, 1965); K/Ba-Ba et K/Rb-Rb, in DUPUY, 1970, etc.), sont autant d'indices en faveur d'une origine par fusion partielle des matériaux crustaux. On admet souvent une origine par fusion partielle des matériaux crustaux pour les ignimbrites ou rhyolites des provinces à croûte continentale, ce qui est applicable à l'Iran central avec sa croûte continentale (STÖCKLIN, 1977). Des exemples en sont fournis par les

tel-00509888 version 1 - 17 Aug 2010

ignimbrites des Andes chiliennes (PICHLER et ZEIL, 1972) ou certaines ignimbrites d'Amérique centrale (PUSHKAR et al., 1972), ainsi que par les rhyolites et ignimbrites du centre de l'île Nord de Nouvelle-Zélande. qui se sont produites par la fusion partielle de grauwackes et d'argilites eugéosynclinales du Trias - Jurassique (EWART et STIPP, 1968).

Dans notre région, à part quelques rhyolites du Néogène (NgV₂), de volume relativement faible, qui se manifestent dans quelques dômes volcaniques et pourraient géochimiquement (éléments majeurs et éléments traces) être interprétés comme les différenciés ultimes des laves dacitiques, les roches rhyolitiques de l'Eocène, ainsi que les granitoïdes de notre région, montrent des caractères géochimiques indépendants vis-à-vis des termes basiques associés. Par exemple, la faiblesse des teneurs en Rb et Ba, ainsi que le rapport K/Rb plus élevé dans un bon nombre de roches acides, ne peut pas s'expliquer par différenciation à partir d'un magma basique ou intermédiaire. Ces constatations géochimiques rejoignent les problèmes de volume (très important par rapport aux termes basiques ou intermédiaires) et de chronologie des termes acides (par exemple les ignimbrites et les laves acides apparaissent dès le début du volcanisme de l'Eocène) que nous avons soulignés ci-dessus.

Mais un point important est à noter: c'est une fluctuation remarquable des alcalins qui s'observe surtout dans les volcanites de l'Eocène, ainsi que dans les roches intrusives de la région étudiée. Elles se partagent entre deux pôles extrêmement sodique et potassique, avec bien sûr des intermédiaires sodipotassiques moins évolués. Cette variabilité des alcalins, comme nous l'avons déjà montré à plusieurs reprises (voir: dacitoïdes de l'Eocène supérieur; conclusion sur les roches intrusives, rhyolites de l'Oligocène, etc.), peut être observée dans les laves d'une même phase volcanique ou bien dans les différents termes d'un même épisode magmatique (par exemple: granophyre de Doudhak et granites-rhyolites du NW de Ravanj). SIGURDSSON et SPARK (1981) ont aussi observé cette variation des alcalins, jusqu'à l'échelle microscopique, dans des verres dacitiques extrêmement hétérogènes d'origine hybride (mélange entre deux magmas basaltique et rhyolitique). Parmi les processus qui peuvent être responsables d'une telle variation des alcalins, la cristallisation fractionnée doit être sans doute exclue car, dans beaucoup de cas, cette variation est graduelle et l'enrichissement en K est lié à l'appauvrissement en Na et vice-versa. Il s'agit donc plutôt d'un enrichissement sélectif en alcalin. De plus, si nous acceptons, par exemple, que l'apparition des termes sodiques est due à un fractionnement du feldspath potassique, ce qui n'est pas le cas de nos roches volcaniques ou même intrusives, on devrait avoir un appauvrissement en Ba pour les roches sodiques; or nous avons souligné (cf. p. 334) que cet élément peut être concentré aussi bien dans les termes sodiques que potassiques, malgré sa préférence pour ces derniers. De même, il semble difficile d'admettre que la pauvreté anormale des roches sodiques en Rb (souvent <10 ppm) résulte de la différenciation ultime d'un magma où Rb tend à se concentrer dans le liquide résiduaire. Enfin, comme nous l'avons dit, ce phénomène peut apparaître à une échelle locale.

Cet enrichissement sélectif en alcalin n'est pas simplement une caractéristique de notre région; il est connu également localement ou régionalement dans l'environnement volcanique à subvolcanique de certaines roches alcalines, dont plusieurs exemples ont été présentés par SAHAMA (1974); tandis que MARINELLI et MITTEMPERGER (1966) appliquent le mécanisme de différenciation par filtration pour expliquer l'évolution des roches éruptives potassiques

tel-00509888, version 1, 17 Aug 2010

du Latium septentrional. Selon ce mécanisme, dans une colonne magmatique ascendante, les éléments les plus mobiles sont sélectivement concentrés dans la portion sommitale du magma. Ce phénomène peut être renforcé par le transfert gazeux d'alcalins, par l'assimilation des roches traversées et, dans les périodes de repos magmatique, par la cristallisation fractionnée. RITTMANN (1933), dans le Vésuve, a montré aussi une migration sélective de Na qui provoque un enrichissement passif en K dans les séries des roches sous-saturées à leucite. Un enrichissement sélectif en K, par rapport à Na, dans les parties sommitales de la colonne magmatique du volcan de Katunga (SW Uganda) a été mis en évidence par HOLMES (1950). Le même phénomène a été démontré par INNOCENTI (1967) pour l'ancien lac de lave de volcan de Radicofani dans le Sud-Est de la Toscane, où l'enrichissement en K par transfert gazeux vers le sommet est évident. En Azerbaïdjan, LESCUYER et RIOU (1976) ont observé un appauvrissement relatif en K et Rb dans les dômes rhyolitiques porphyriques de l'Oligocène, dont la mise en place est toujours précédée d'une importante phase explosive; selon ces auteurs, ces explosions se sont produites aux dépens de la partie supérieure de la chambre magmatique, enrichie en fluides et en éléments légers (K, Rb), étant ainsi responsables de la relative rareté de ces éléments dans les laves dégazées émises postérieurement.

Dans tous ces exemples, le rôle du transfert gazeux, qui est d'ailleurs démontré par les travaux expérimentaux de SAKUYAMA et KUSHIRO (1978), dans la mobilisation de certains éléments (surtout les alcalins) et l'enrichissement sélectif du magma, est essentiel. C'est ce que confirment aussi nos observations de terrain et de laboratoire (minéralogie et géochimie). Dans l'évolution que le magma acide subit, le phénomène de l'enrichissement sélectif en alcalins, sous l'influence des fluides ou du transfert gazeux, se manifeste par l'apparition d'un pôle potassique riche en K, Rb et (plus ou moins) Ba, mais pauvre en Na, et d'un pôle sodique riche en Na, mais pauvre en K et Rb (anormalement). Entre ces deux extrêmes, existent des termes acides sodi-potassiques avec des teneurs en Na, K et Rb intermédiaires. Dans la région étudiée, l'importance des phases explosives acides, démontrée par les énormes volumes des pyroclastites acides (surtout à l'Eocène), souligne bien le rôle des fluides et des éléments gazeux dans le magma acide. La pauvreté relative des termes acides en Rb (même parfois pour certaines rhyolites potassiques) pourrait s'expliquer par la perte relative de cet élément au cours des phases explosives; car Rb est l'élément qui présente le plus d'affinités avec la phase fluide (DUPUY, 1970). Les termes intrusifs acides, avec d'assez abondants cristaux d'amphibole et parfois de biotite, suggèrent aussi une évolution sous l'influence des fluides. Dans ces roches, il semble qu'une migration sélective en K existe vers les faciès subvolcaniques et souvent vers les faciès de bordure. Mais les termes hololeucrates hypersodiques filoniens (syénites sodiques de l'Est de Naragh) ne sont pas à exclure; ces derniers, par rapport aux termes hololeucrates potassiques, sont caractérisés par un appauvrissement en Si, K, Rb et Ba. Le rôle de l'enrichissement sélectif des termes acides en éléments mobiles dans la "contamination sélective" du magma basaltique, plus ou moins évolué, a été important pour l'apparition des termes intermédiaires hybrides des deux lignées sodique et potassique. Ce processus s'accorde aussi avec les caractères volumétriques, chronologiques et géochimiques (éléments majeurs et éléments traces) de nos roches éruptives. Dans les termes acides d'une même phase volcanique (ou d'un même épisode plutonique), à cause du transfert gazeux et de son rôle dans la concentration des alcalins, on a souvent un partage en trois domaines subalcalin, calco-alcalin et alcalin (voir diagrammes $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$); les termes sodiques appauvris en K_2O se situent très souvent en domaine subalcalin, parfois en domaine calco-alcalin et alcalin, tandis que les termes potassiques appartiennent très souvent aux domaines alcalin ou calco-alcalin, mais rarement au domaine subalcalin. Cela montre que l'appauvrissement en Na_2O dans les termes potassiques est moins accentué que celui en K_2O dans les termes sodiques.

En effet, la liaison intime des phases fluides avec les termes potassiques permet à ces derniers une concentration plus importante en alcalins, malgré leur enrichissement sélectif en potassium.

Le magma acide originel pourrait donc être engendré initialement à partir des matériaux de la croûte inférieure (de fait, nous avons parfois des roches acides à grenats riches en almandin et pauvres en grossulaire, telles les rhyolites de l'Oligocène) et en liaison avec l'augmentation du flux thermique accompagnant la montée du magma basique subcrustal. Peut-être les volatils, transportant de la chaleur et venant du manteau; selon le mécanisme décrit par BAILEY (1974), favorisent le phénomène d'anatexie crustale.

Ce magma acide originel, au cours des différents étapes de sa mise en place vers les niveaux superficiels, pourrait à son tour subir différentes transformations (assimilation de l'encaissant, diffusion avec celui-ci ou avec le magma basique, transfert gazeux, etc.). Le transfert gazeux et "l'enrichissement sélectif en alcalins" surtout dans les niveaux peu profonds, pourraient engendrer dans une même chambre magmatique ou dans les stocks individualisés des liquides acides plus ou moins concentrés en alcalins avec des tendances allant du pôle sodique au pôle potassique.

==x==

tel-00509888, version 13-17-2019 10:11:11

CHAPITRE X - TECTONIQUE

1. INTRODUCTION

La zone de l'Iran Central, avec son style de tectonique cassante se caractérise par un assemblage ou une mosaïque complexe de blocs (horsts et grabens) découpés par des zones de failles individualisées au Précambrien.

En effet, c'est le jeu de ces blocs et la réactivation des accidents qui, selon différents auteurs dont STOCKLIN (1968, 1974), SABZEHEI (1974), HAGHIPOUR (1974), AMIDI (1975), BOLOURCHI (1975), NABAVI (1976), NOGOLE (1978), etc., ont contrôlé la paléogéographie, la sédimentation et l'épaisseur des sédiments, ainsi que le magmatisme, au cours de cette longue histoire tectonique de l'Iran. La réactivation des accidents se reflète par des mouvements verticaux (positifs ou négatifs) des blocs, par l'écartement des blocs et par l'extension au long de grands accidents longitudinaux (comme la faille du Zagros) pour former des rifts intracontinentaux (SABZEHEI, 1974) ("Chaîne ophiolitique axiale", STOCKLIN, 1977) à croûte de type océanique ou bien des rifts intracontinentaux avortés (chaîne volcanique d'Iran Central, SABZEHEI, 1974 ; AMIDI, 1975 ; LESCUYER et RIOU, 1976 ; CAILLAT et al., 1978), et enfin par des mouvements décrochants sur les grands accidents en liaison avec les déplacements des grands blocs cratoniques adjacents. NOGOLE (1978) a mis en évidence le rôle important des mouvements décrochants qui ont pu jouer dans l'évolution structurale de l'Iran, et il donne en particulier une interprétation structurale de la zone volcanique Urumieh-Dokhtar (SCHROEDER, 1944), qu'il appelle lui-même "cicatrice éruptive de Tabriz-Bazman" et qui nous intéresse également.

En Iran trois grandes directions fondamentales sont à noter :

- Direction NW-SE, qui est l'orientation du Zagros, de la zone de Sanandaj-Sirjan, de la chaîne volcanique Urumieh-Dokhtar, de l'Alborz occidental, de la partie orientale du Kopet Dagh et du Binalud,
- Direction NE-SW qui correspond à l'orientation de l'Alborz oriental, du Grand Kavir et de la chaîne volcanique Sabzevar-Molkabad (Est de Daryacheh-Ye-Namak).
- Direction N-S ou orientation du Lut et, en général, de l'Iran oriental.

Dans la région de Qom, l'orientation fondamentale est la direction NW-SE. Cette orientation se poursuit dans la partie occidentale de la région d'Aran, mais dans les parties orientales de cette dernière (Kuh-e-Yakhab, Siah Kuh, Molkabad); les orientations tendent à devenir E-W et ensuite NE-SW. Cette disposition montre que l'Est de la région d'Aran est à la charnière de deux grandes directions fondamentales de l'Iran. La forme triangulaire du lac de sel du NE de Kashan (Daryacheh-Ye-Namak) correspond au croisement des directions NW-SE et NE-SW.

tel:00509988 version 1 - 17 Aug 2010

Ces directions fondamentales délimitent les différentes zones ou sous-zones et secteurs de notre région, comme nous l'avons déjà vu dans le chapitre stratigraphie et paléogéographie. Mais les accidents majeurs de ce type ne sont pas les seuls éléments structuraux qui contrôlent les différents phénomènes géologiques (paléogéographie, sédimentation, magmatisme, etc.), de notre région. Il y a en effet un réseau d'accidents qui s'interprète comme un réseau d'un système en décrochement, allant jusqu'aux accidents de troisième ordre (NOGOLE, 1978). Nous pensons que ces réseaux de fractures, surtout les accidents de direction presque N-S, ont eu un rôle important dans la paléogéographie et l'individualisation des bassins de sédimentation NW-SE. De même, ils ont joué un rôle important, par leur situation dans le système global en décrochement dextre, en tant que fractures d'extension, pour la localisation des volcanites, surtout celles du Néogène.

Ailleurs, dans la zone Tabriz-Bazman, ce type de fractures d'extension, semble tronçonner et décaler (en décrochement dextre) l'orientation NW-SE. Le rôle de ces failles, comme celle de Zafreh qui limite les formations du Paléozoïque et du Mésozoïque d'une part, et les volcanites de l'Eocène d'autre part, semble être bien clair. Sur la carte tectonique d'Iran (STOCKLIN et NABAVI, 1973), ces failles ont une disposition en échelon et, de notre région vers le SE, forment une direction progressivement plus oblique vis-à-vis de la direction N-S. Cela correspond apparemment à une rotation anti-horaire qu'elles subissent en raison de l'aplatissement général de la zone Tabriz-Bazman, et de la géométrie de cette dernière vis-à-vis des blocs bordiers. Ainsi, la présence du bloc de l'Iran Oriental (Est de la faille Kavir-Dorouneh-Nain) est responsable d'un aplatissement plus fort vers le SE de cette zone (NOGOLE, 1978), tandis que notre région (Qom-Aran), plus éloignée de ce bloc et située vers le NW, a subi un aplatissement moins accentué.

Cette présentation montre la situation de la région étudiée, région qui est découpée par des failles qui, bien qu'essentiellement anciennes, ont été réactivées à plusieurs reprises, comme nous allons le souligner ci-dessous.

2. FAILLES

La structure actuelle de notre région est due aux mouvements tectoniques des phases alpines récentes dont les virgations d'axes de plis, les lentilles de cisaillement élémentaires, les failles courbes, etc. sont de bonnes indications d'une zone de décrochement dextre. Dans une telle zone on peut retrouver les fractures de différents ordres (fig. 130)

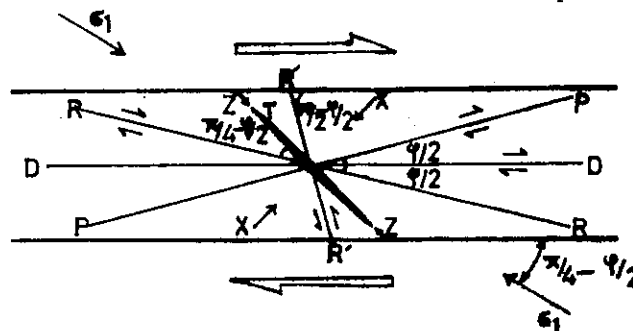


Fig. 130 - Fractures d'une zone de cisaillement dextre (d'après ROBERT et VIALON, 1976).

Z = axe de raccourcissement maximal; x = axe d'allongement maximal; D = cisaillement parallèle; RR' = système conjugué de Riedel; P = système symétrique de R; T = fissure d'extension; φ = angle de frottement interne (= moyenne 30°)

tel-00509888, version 1.2.1.7, Août 2010



Fig. 13: Schéma structural de la région de Qom-Aran :

1 - Dépôts anté-crétacés affectés par la phase néocimmérienne et les phases ultérieures; 2- Dépôts du Crétacé affectés par la phase laramienne et les phases ultérieures; 3- Dépôts de l'Éocène affectés par les mouvements pyrénéens et les phases ultérieures; 4 - Dépôts de l'Oligocène et du Miocène affectés par la phase mio-pliocène (Rhodanienne) et les phases ultérieures; 5 - Massifs plutoniques (essentiellement Miocène); 6 - Dépôts du Pliocène affectés par la phase plio-pléistocène (Wallachienne); 7 - Dépôts du Quaternaire.

NOGOLE (1978), avec la mesure de différentes familles de failles de la zone Tabriz-Bazman, distingue les groupes suivants:

- . failles fondamentales ou failles D, de direction N-125°-130° E;
- . failles satellites ou de second ordre R (Riedel), de direction N 145°E environ;
- . failles satellites de type P, de direction N-105-115 E environ;
- . failles satellites de type T, ou fractures d'extension, de direction N 160°-170° E environ;
- . failles satellites de type R', représentant deux familles de directions moyennes N-30 et N-55. Ce sont les fractures antithétiques, à déplacement sénestre, de la zone de décrochement D. Il s'agit ici, soit des fractures de second ordre (N 30), soit de celles de troisième ordre (N 55);
- . enfin, les failles inverses ou chevauchantes, de direction environ E-W. Il s'agit de failles à rejet vertical presque sans rejet horizontal.

Nous allons ~~voir~~ brièvement le rôle des accidents majeurs des différentes zones de notre région dans les divers phénomènes géologiques et établir une comparaison avec le modèle décrit ci-dessus. Le détail des événements géologiques, liés aux différentes phases tectoniques (fig.131), ont été discutés dans la première partie (Stratigraphie et Paléogéographie) et ne seront pas repris ici.

2.1. Accident de la chaîne de Sanandaj-Sirjan (Faille de Tabarteh)

Cet accident, de direction N 145° E, subvertical et inverse, est une limite très nette entre la chaîne de Sanandaj-Sirjan et l'Iran Central. Cette limite, sans doute ancienne, devient surtout très active au Crétacé inférieur où elle individualise le bassin épi-continentale d'Iran Central à subsidence faible, du bassin à subsidence très active de la zone de Sanandaj-Sirjan. Elle est actuellement aussi une limite entre la dépression du Tuzlu Gol et la chaîne de Sanandaj-Sirjan (fig. 132).

2.2. Accident de la sous-zone de Haftad Qolleh (Faille de Talkhab)

Il s'agit d'une faille courbe NW-SE qui a été active du Mésozoïque au Quaternaire. Elle individualise la sous-zone de Haftad Qolleh de la sous-zone centrale (chaîne volcanique d'Urumieh-Dokhtar). Le passage continu des sédiments du Trias moyen à ceux du Trias supérieur (secteur de Tafresh), la présence des sédiments carbonatés du Jurassique (sous-zone Haftad-Qolleh), les mouvements verticaux et les transgressions et régressions différentielles de la mer du Crétacé, ainsi que les variations d'épaisseur et de faciès des sédiments de cette période, l'absence de roches éruptives (sous-zone de Haftad Qolleh), etc., ont certains caractères qui s'observent aussi bien de part et d'autre de cette limite structurale importante. La sous-zone de Haftad Qolleh (au Sud de cette limite), après la déformation de la phase néocimmérienne, démontrée par une discordance angulaire très nette entre les sédiments du Crétacé inférieur et du Jurassique, devient un bloc coupé de failles qui demeure en horst après le Cénomanién. Les déformations ultérieures ne se manifestent que de façon cassante dans cette sous-zone, à l'exception de sa zone bordière où les pendages des couches horizontales-subhorizontales du Crétacé augmentent brusquement.

Au cours des phases alpines récentes (post-Formation rouge supérieure \approx phase rhodanienne), un mouvement de décrochement dextre dans la limite de la faille courbe de Talkhab (qui peut être assimilée à une combinaison de failles D + R) permet le développement d'une zone en transtension au niveau de la région de Cheshmeh(SE d'Ashtian) et d'une zone en transpression au niveau de la région de Talkhab (NW d'Ashtian). Dans la première, l'extension le long de cette fracture permet la mise en place des volcanites basiques alcalines de la phase volcanique terminale, tandis que dans la seconde le phénomène de transpression provoque un serrage des assises oligo-miocènes et le chevauchement des volcanites de l'Eocène sur celles-là. Vers le Sud Est de notre région, cet accident est recoupé et décalé par les failles d'ordres inférieurs et finalement dans la région ouest de Delijan, elle se limite par un accident de direction NE-SW (environ N 20° E) qui passe à la région de Golpaygan. Probablement, la mise en place des roches intrusives du massif de Doudhak, à la limite de croisement de ces accidents, a été également favorisée par le mouvement de décrochement.

Actuellement, de nombreuses sources thermominérales jalonnent cet accident.

2.3. Accidents de la sous-zone centrale

Il s'agit d'une partie de la chaîne volcanique d'Urumieh-Dokhtar ou de Tabriz-Bazman qui présente une véritable mosaïque complexe des blocs. Dans la première partie de notre étude (stratigraphie et paléogéographie) nous avons mis en évidence, non seulement les variations de sédimentation et de paléogéographie entre les divers secteurs (Ashtian-Naragh, Tafresh et Indes-Ravanj) de cette sous-zone, d'orientation générale NW-SE, mais aussi les changements latéraux à l'intérieur d'un même secteur qui peuvent être liés aux accidents d'ordre inférieur. En effet, l'individualisation des bassins est sous l'influence à la fois des accidents majeurs NW-SE (environ N 130 E) et des accidents de direction essentiellement NNW-SSE (environ N 170 - 175E).

Dans la première catégorie, on peut citer les accidents de Talkhab (que nous venons de décrire), de Tafresh, d'Azedin, d'Indes (failles de Pavan dans la région de Saveh; CAILLAT et al., 1978), de Kashan, etc. Dans la famille d'accidents NNW-SSE, la faille de Bid Hand qui limite la partie orientale du secteur d'Ashtian-Naragh est l'accident le plus marqué de cette famille. Il y a aussi l'accident Ravand-Shurab jalonné par le dôme de sel du Sud-Est de Shurab et qui limite à l'Est le secteur d'Indes Ravand (dans la région de Ravand). On peut citer encore l'accident de Sakht Hessar - Dastjerd qui est en effet une limite importante des volcanites du Néogène (comme l'accident de Bid Hand), mais il s'agit plutôt d'un faisceau de fractures et de filons (les filons plus ou moins radiaux du complexe subvolcanique-volcanique NgV₂ sont à exclure) de direction NNW-SSE (moyenne environ N 170 E) liés au volcanisme du Néogène. Ces accidents et certains autres moins importants, peuvent être considérés comme des fractures d'extension dans le modèle proposé par NOGOLE (1978). On peut observer des mouvements liés à ces accidents dans des périodes plus anciennes que le Néogène, ce qui traduit leur réactivation à plusieurs reprises au cours des phases tectoniques antérieures.

Quelques brefs exemples, surtout pour les séquences qui s'observent dans les divers secteurs de cette sous-zone, peuvent être notés:

- Dans le secteur d'Ashtian-Naragh (du NW au SE) lors du dépôt de la séquence E4 (Lutétien) une séquence plutôt caractéristique d'une mer peu profonde s'est déposée dans la région d'Amjak et d'Ashtian (à l'Ouest de l'accident de Sakht Hessar-Dastjerd). Elle devient essentiellement pyroclastique, avec les nappes ignimbrétiques (région d'Aliabad) caractéristiques d'un milieu continental, dans la région est de Neyzar (limitée par les deux accidents de Sakht Hessar - Dastjerd à l'Ouest de Bid Hand à l'Est). La même séquence (E4), à l'Est de l'accident de Bid Hand (région Aznavéh-Rahagh) devient brusquement sédimentaire avec dépôt de calcaire récifal.

- Dans la série verte supérieure du Lutétien (E5), la situation est comparable: une séquence de tufs verts et de calcaires nummulitiques à l'Ouest de Sakht Hessar - Dastjerd, une séquence volcano-sédimentaire gréseuse avec épaisses couches d'évaporites (gypse) dans la région est de Neyzar, et à l'Est de l'accident de Bid Hand (bassin Aznavéh-Rahagh) à nouveau une épaisse séquence de tufs verts à intercalations de calcaire nummulitique.

- Dans le secteur de Tafresh (du NW au SE), lors des dépôts oligo-miocènes (Formation de Qom) une séquence très épaisse (jusqu'à 2 300 m) dans le bassin d'Amjak-Koryan (NW du secteur de Tafresh), puis une zone émergée dans la région de Tafresh (HAJIAN, 1970), située entre l'Est de Koryan et l'Ouest de l'accident de Sakht Hessar-Dastjerd, tandis qu'une sédimentation essentiellement détritique, caractéristique d'une zone littorale, correspond au rivage oriental de cette zone émergée (région de Dastjerd). On pourrait donner encore d'autres exemples, soulignant le jeu des blocs.

- Le mouvement de décrochement dextre suivant l'orientation générale NW-SE, dans la phase miocène peut être relié à l'ouverture de la Mer Rouge (Miocène) et à la rotation de la plaque arabe vers le NE. Il s'accompagne d'un volcanisme plutôt localisé à tendance essentiellement intermédiaire qui se met en place à la faveur des fractures d'extension ou d'une combinaison des fractures de la zone de décrochement dextre (zone en transtension).

A ces déplacements décrochants est liée la déformation plus ou moins intense des formations du Néogène (Formation de Qom et Formation rouge supérieure) et antérieures. La déformation se manifeste au départ par la création de plis, puis, éventuellement, par le chevauchement.

L'intensité du plissement et plus généralement de la déformation, peut être contrôlée aussi par la compétence des matériaux déformés. Ainsi, les matériaux peu compétents comme les couches marneuses ou les alternances de celles-ci avec des calcaires, et des grès, etc., forment des plis serrés à flancs raides, surtout vers les zones bordières d'accidents majeurs; l'axe des plis tend aussi à se paralléliser à la direction des accidents majeurs.

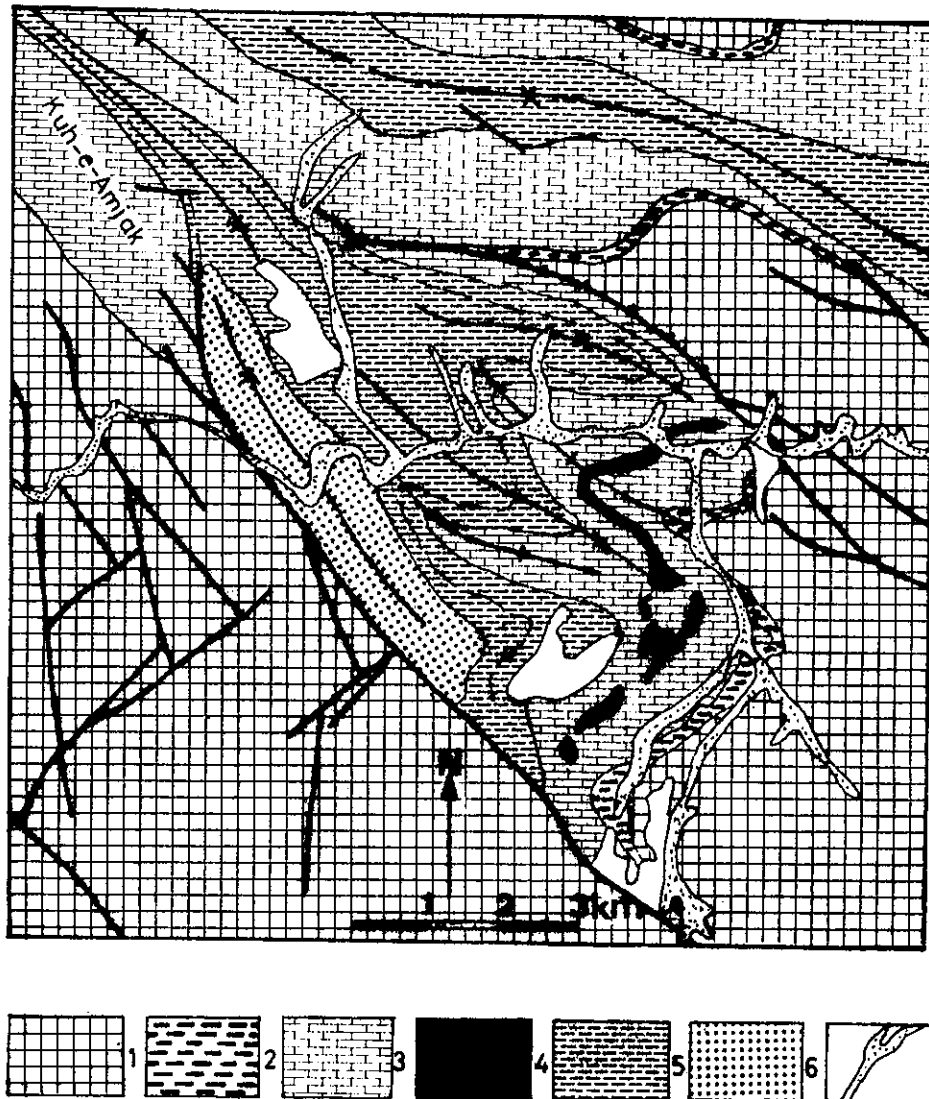


Fig. 133 - Structure du bassin de Koryan - Amjak

1: Volcanites et sédiments de l'Eocène; 2: Formation rouge inférieure; 3: Formation de Qom; 4: Volcanites du Miocène inférieur; 5: Formation rouge supérieure; 6: Dépôts détritiques du Plio-Pléistocène; 7: Quaternaire;
K: Koryan

Un bon exemple de ce type de plis existe dans le bassin de Koryan-Amjak où deux accidents majeurs (faille de Tafresh au Sud et faille d'Azedin au Nord) limitent la déformation souple des assises de l'Oligo-Miocène et du Mio-Pliocène (fig.133).

Par contre, les matériaux compétents comme les volcanites de l'Eocène, forment de vastes plis à grand rayon de courbure, ou bien montrent une déformation cassante, comme dans les massifs intrusifs. Dans cette sous-zone, le phénomène de serrage semble, en général, plus important au Nord-Ouest (région d'Amjak) que vers le Sud-Est de Tafresh (région Sakht Hessar - Dastjerd); de même les fractures majeures longitudinales ont tendance à converger vers le NW (même les failles de la région nord de Talkhab à direction NW-SE ont été tordues vers le Nord). Cette disposition différentielle correspond à la géométrie des blocs adjacents (comme celui de Haftad Qolleh) à celle des bassins de sédimentation (comme celui de Tafresh) ainsi qu'à la nature des dépôts dans ces derniers. Par exemple, lors du mouvement de décrochement mio-pliocène accompagné d'un serrage, les assises marneuses du bassin NW de Tafresh (Amjak-Koryan) ont subi un plissement plus serré que les dépôts détritiques et volcaniques (du Néogène) du bassin SE de Tafresh (Sakht Hessar - Dastjerd) avec de vastes plis de type conique, pentés vers le SE. Dans le Nord-Ouest de la sous-zone, la séquence intensément déformée du Néogène (bassin Amjak-Koryan), à l'Ouest du Kuh-e-Amjak, c'est à dire à l'Ouest de l'accident de Talkhab et ses satellites, est non déformée et subhorizontale (Agh Dagh), comme les assises tuffacées de l'Eocène (au Kuh-e-Tessavar). Ce domaine non déformé peut être considéré comme la continuité nord-ouest du bloc de Haftad Qolleh, fragmenté (après les phases néocimmérienne et ultérieures) et envahi par la mer de l'Eocène et de l'Oligo-Miocène.

2.4. Accidents de la sous-zone nord-est

Cette sous-zone est limitée à l'Ouest par l'accident d'Indes, mais la continuité de cet accident vers le Sud-Est est masquée par les dépôts quaternaires et plio-pléistocènes. Il est possible que cet accident se dichotomise en failles d'ordre inférieur, comme d'ailleurs on l'observe dans le Kuh-e-Golestan; ce caractère existe aussi pour certains autres accidents majeurs (accidents de Tafresh, d'Azedin, de Bid Hand, etc.). L'accident d'Indes a été sans doute actif pendant le Tertiaire; sa continuité vers le Nord, c'est-à-dire la faille de Pavan de la région de Saveh (CAILLAT et al., 1978), individualise la zone de Saman (une interdigitation de la zone de Sanandaj-Sirjan dans la zone d'Iran Central) et la zone d'Iran Central même avant le Tertiaire.

En passant vers le NE de cette sous-zone, une série d'accidents majeurs NW-SE, comme la faille de Qom (qui individualise le secteur de Yazdan-Shurab et celui de Qom-Kashak), la faille d'Alborz, la faille de Sarajeh et la faille de Kushk-e-Nosrat de direction N 125 - 130 E environ, affectent les formations du Néogène et de l'Eocène (faille Kushk-e-Nosrat). Ce dernier accident rejoint dans la région de Saveh l'accident d'Avaj dont l'origine remonte au moins au début du Paléozoïque. La faille de Sarajeh, comme celle d'Alborz sont des failles chevauchantes. Cette dernière qui est masquée par des alluvions quaternaires pourrait passer, comme les autres accidents majeurs, dans la région de Saveh et rejoindre l'une des branches de l'accident d'Avaj qui passe presque dans la ville de Saveh. Tous ces accidents NW-SE montrent vers l'Est (région d'Aran) une inflexion vers le Sud qui

est en concordance avec la direction de la dépression de Qom-Ardekan.

L'Est de la région d'Aran est à la charnière de deux directions fondamentales NW-SE et NE-SW. Ainsi les fractures de direction N-130 E environ (Région de Davazdeh Emam) deviennent N 105 E (Siah Kuh) et ensuite en concordance avec l'axe des plis, indiquant une direction EW; enfin dans la région de Molkabad (limite orientale de la région étudiée), les accidents et l'axe des plis prennent une direction N 55°-60° E environ. Ces accidents ont été actifs au cours du Tertiaire et certains affectent même les dépôts quaternaires (faille de Sefidab, faille de Maranjab). Les bassins sédimentaires actuels comme Daryacheh-Ye-Namak (lac de sel) existent souvent aux zones bordières des accidents (horsts et grabens actuels) et au croisement de ceux-ci, ce qui peut donner plus ou moins une image de ce qui se passait dans les phases antérieures (surtout dès le Crétacé).

3. HISTOIRE TECTONIQUE

Dans la région étudiée, les dépôts les plus anciens correspondent au Permien et l'histoire tectonique est donc postérieure comme nous l'avons déjà discuté en détail dans la partie stratigraphie et paléogéographie. Mais, ici nous présentons simplement un résumé des événements majeurs survenus en Iran depuis le Précambrien et les relations entre magmatisme (surtout Tertiaire) et tectonique.

3.1. Précambrien

Il s'agit de faciès métamorphiques (gneiss, amphibolites, schistes, marbres, quartzites, etc.) auxquels font suite des sédiments légèrement métamorphiques ou non-métamorphiques (Formation de Kahar, Formation de Tashk, etc.), et un magmatisme acide (granites et rhyolites) postérieur aux mouvements orogéniques assynétiques.

3.2. Infracambrien - Trias moyen

Les dépôts de type plate-forme forment alors la couverture du socle (STOCKLIN, 1968). Au cours des mêmes périodes, SABZEHEI (1974), HAGHIPOUR (1974), HAGHIPOUR et SABZEHEI (1975) ont mis en évidence l'existence de zones mobiles en Iran. Celles-ci se caractérisent par leurs épais dépôts, essentiellement de nature détritique, associés à des volumes importants de volcanites basaltiques et à la mise en place de roches ultrabasiques et basiques. Ces zones mobiles avec leurs limites très nettes, ont été considérées comme des discontinuités crustales majeures qui se manifestent sous la forme d'étroits bassins (rift), bordés par de vastes blocs de plate-forme. L'évolution suivante de ces zones mobiles a été proposée:

- consolidation du socle précambrien par la phase orogénique assynétique; la fracturation de ce socle conduit à la formation d'étroits bassins, sortes de rifts intracontinentaux avancés, entre les blocs soulevés;

tel-00509888, version 1 - 17 Aug 2010

- mise en place des ultrabasites et roches basiques (dans le rift), associée à la sédimentation et à des éruptions basaltiques. La source des sédiments se trouve évidemment dans les horsts soulevés du Précambrien. Dans le même temps, une sédimentation de type plate-forme existait sur les autres blocs précambriens;

- métamorphisme statique (sans déformation) comparable à celui du fond océanique, dû à l'empilement considérable des sédiments et à un important flux thermique (dans le rift).

La période entre Infracambrien et Trias moyen a été considérée comme "celle de l'expansion" ou "période initiale" de ces rifts. La "période de compression" commence avec la phase orogénique éocimmérienne qui provoque métamorphisme et plissement, suivis par le magmatisme post-tectonique. Le plissement et le soulèvement de ces zones étaient un prélude à la formation d'autres bassins de ce type. STOCKLIN (1974) a relié la formation du rift le long de l'accident du Zagros (Paléozoïque supérieur - Mésozoïque inférieur) et la création de la "Néo-Téthys" dans le Sud, avec la fermeture de la "Paléo-Téthys" au Nord de l'Iran (le long du pied septentrional actuel de la chaîne d'Alborz) due au processus orogénique hercynien dans la plaque Scytho-Turaniennne.

A cette époque, la région étudiée a accueilli des dépôts de type plate-forme (calcaires, dolomies, etc. du Permien et du Trias inférieur-moyen), sans trace d'activité magmatique.

3.3. Trias supérieur-Jurassique

Les mouvements des deux phases paléo-cimmérienne et néocimmérienne s'individualisent durant cette période. Les assises correspondantes reposent avec ou sans discordance sur les terrains plus anciens. Dans certaines régions, comme celle de Tafresh, le passage du Trias moyen au Trias supérieur est continu.

3.4. Crétacé

Les mouvements de la phase néocimmérienne provoquent le plissement des formations antérieures. Le métamorphisme dans certaines régions (Troude, Avaj, etc., NABAVI, 1976) ainsi que le magmatisme post-tectonique (granites de Shir Kuh, du Shah Kuh etc., et le volcanisme des régions d'Aghda, d'Avaj, etc.) sont à relier avec cette phase. Vers la fin du Crétacé et le début du Tertiaire, la fermeture des zones mobiles se manifeste par des mélanges d'origine tectonique, "coloured mélanges" proprement dits.

3.5. Tertiaire

Les mouvements de la phase laramienne, au début de cette période, se traduisent par le plissement et le soulèvement des formations plus anciennes, parfois par un métamorphisme local (partie NW de la zone de Sanandaj-Sirjan), et par un magmatisme intense dans l'Iran Central.

A l'Eocène, notre région enregistre le début de l'activité volcanique. Ailleurs en Iran les études de plusieurs auteurs, tels que SABZEHEI (1974), AMIDI (1975), LESCUYER et RIOU (1976), CAILLAT et al. (1978), ont mis en évidence que ce volcanisme parfois calco-alcalin ne peut pas être considéré comme la conséquence de la subduction de la plaque arabique sous la plaque eurasiennne (TAKIN, 1972, JUNG et al. 1975, etc); par contre, il se relie bien avec le modèle de rift intracontinental (avorté). Nous avons aussi déjà souligné (lors de l'interprétation pétrostructurale) que l'ensemble des caractères magmatiques et géochimiques, ainsi que la chronologie des événements et les volumes respectifs des divers termes volcaniques, rejettent un volcanisme relié à une zone de subduction, tandis que le modèle de rift intracontinental peut être retenu.

GASS (1972) désigne trois types de structures en liaison avec le volcanisme intracontinental. Le premier type est lié à des zones où le substratum des formations volcaniques a subi simplement un bombement; dans le deuxième type, le bombement du substratum se poursuit par la formation d'un système de rift, à l'intérieur duquel se manifeste l'activité volcanique; enfin, dans le troisième type, où l'évolution est la plus avancée, la fracturation totale de la lithosphère s'accompagne de mouvements de distension pour aboutir à un nouveau domaine océanique.

Les zones mobiles paléozoïques et mésozoïques précédemment décrites en Iran, avec un volcanisme de nature tholéiitique se classent dans la dernière catégorie, tandis que si l'on compare la structure de la zone volcanique d'Iran Central avec le modèle d'évolution des rifts intracontinentaux, elle se rapproche du deuxième type, car la fracturation de la lithosphère et la création du rift n'aboutissent pas à l'apparition d'une croûte océanique, mais il existe une disposition en horsts et en grabens avec un volcanisme intense.

SABZEHEI (1974) a montré de manière convaincante une succession d'ouvertures et de fermetures de rifts intracontinentaux, l'ouverture de l'un entraînant la fermeture de l'autre. Si l'on admet cette hypothèse, la fermeture des zones de "coloured melanges" vers la fin du Crétacé (Maestrichtien) et le début du Tertiaire (Paléocène) peut être un prélude aux phénomènes d'extension de la zone de l'Iran Central et au début de l'activité volcanique de l'Eocène dans le cadre d'un nouveau rift intracontinental qui se développe également parallèlement aux anciennes zones mobiles. Mais on se demande alors quel mécanisme peut être le moteur de cette extension et du volcanisme associé. Pour certains auteurs, comme BAILEY (1964, 1974) et WRIGHT (1973) les déformations d'une plaque lithosphérique soumise à des contraintes latérales, c'est-à-dire un cintrage de la croûte (crustal arching), peuvent provoquer une décompression du manteau et par conséquent sa fusion partielle; la concentration des volatils, apportant de la chaleur supplémentaire, favorise le phénomène. Pour d'autres auteurs, tels que HARRIS (1969), GASS (1970), BURKE et WILSON (1972), la fusion partielle du manteau est la cause du bombement (modèle de l'expansion thermique) de la lithosphère et non sa conséquence, ce qui nous semble également plausible. AMIDI (1975), CAILLAT et al. (1978), etc., admettent aussi l'existence d'un important flux thermique ou d'un panache magmatique comme le moteur de l'extension des grands accidents. En tout cas, quelle que soit l'hypothèse, le bombement se poursuit par la formation du rift et par un volcanisme alcalin, ce qui est bien analogue à l'histoire de notre région, où les termes basiques alcalins apparaissent dès la première activité volcanique.

tel-00509888, version 4 - 17-Aug-2010

Après la phase laramienne, la plate-forme iranienne est recouverte par les dépôts détritiques de la base du Tertiaire. Mais bientôt, un phénomène d'extension le long des accidents anciens et de ceux qui se sont formés lors des mouvements de la phase laramienne, provoque l'individualisation des blocs de la mosaïque de l'Iran Central en un système de horsts et grabens, ainsi qu'une intense activité volcanique. Au flux thermique élevé, est lié, dès le début du volcanisme éocène, une fusion partielle de la croûte sialique, représentée par des volumes très importants de nappes ignimbrétiques, de laves rhyolitiques et de pyroclastites (surtout cendres volcaniques) qui apparaissent simultanément ou parfois en alternance rythmique avec les termes basiques alcalins. Dans la région de Saveh, l'effet du flux thermique a été sans doute plus vigoureux qu'au Sud (comme notre région) et au Nord (Alborz - Azerbaïdjan ; volcanisme alcalin), ce qui permet l'apparition du magma basaltique tholéitique (CAILLAT et al., 1978) dès le début de la première période magmatique (Eocène inférieur). Les travaux expérimentaux de GREEN (1971) montrent qu'on obtient les liquides tholéitiques, par fusion partielle de pyrolite, à des pressions relativement plus faibles et à des taux de fusion plus élevés que ceux nécessaires à la formation des liquides alcalins, c'est-à-dire que les tholéites se forment dans des zones à flux thermique plus élevé et à des profondeurs plus faibles que les autres basaltes des domaines continentaux (HARRIS, 1972, GASS, 1972). On peut juger aussi de l'importance du flux thermique vers la région de Saveh par l'importance du volume de magma rhyolitique paléogénétique et par l'importance des mouvements d'extension qui permettent l'individualisation des grabens et leur invasion par une mer relativement profonde au Lutétien inférieur (sous-zone sud de Saveh). Cette disposition continue plus ou moins au cours de l'Eocène et de l'Oligo-miocène, si on en juge par exemple par l'importance du volcanisme rhyolitique (surtout ignimbrites) et du plutonisme granitique, ainsi que par la persistance du volcanisme tholéitique dans la région de Saveh, phénomènes qui n'ont pas d'équivalent dans la région de Qom-Aran. Pourtant, cet épanchement des laves tholéitiques se restreint aux limites horst-grabens et n'occupe jamais le fond des grabens (CAILLAT et al., 1978) ce qui n'a donc pas permis une océanisation du fond des bassins. En Azerbaïdjan, LESCUYER et RIOU (1976) indiquent aussi une zone plus active du rift, avec un flux thermique très important dans les régions méridionales d'Azerbaïdjan (Mianeh) où les rhyolites et les rhyodacites (Eocène) d'origine anatectique apparaissent avec des volumes et des extensions notables. Les effets du flux thermique dans cette région continuent à l'Oligocène, où la montée d'importantes masses rhyolitiques et la mise en place des massifs granitiques à granophyriques en sont des témoins. Il semble que ces zones actives, à flux thermique très élevé, du rift de l'Eocène (comme Saveh, Mianeh, etc.) aient été situées près de la zone d'expansion du rift, étant voisines de zones au flux thermique moins vigoureux et à volcanisme basique alcalin (Alborz, Azerbaïdjan, Qom-Aran) et éloignées des régions à faible ou très faible flux thermique, sans activité volcanique notable (zone de Sanandaj-Sirjan; Alborz septentrional). Ainsi, la variation du flux thermique dans l'espace et dans le temps pourrait se refléter dans les caractères magmatiques et dans l'importance du phénomène d'extension correspondant. Il semble donc qu'une baisse relative du flux thermique vers la fin de l'Eocène soit liée à une extension moins vigoureuse, et par suite à un rééquilibrage des blocs qui se reflète dans la tendance à l'émersion générale de la région, et à l'apparition d'un magmatisme à tendance shoshonitique. Ici, il faut signaler, comme d'ailleurs LESCUYER et RIOU (1976) l'on fait, que le volcanisme de la zone fragile de l'Iran Central, se rapproche plutôt de celui des rifts intracontinentaux de zone fragile (du type Basin and Range) que de celui des zones cratoniques stables (du type Est-Afrique). Dans cette dernière, la présence de laves sous-saturées en silice, comme néphélinites, mélilitites, carbonatites, est relativement caractéristique.

En Iran, les termes basiques analcimiques, néphéliniques, etc., existent (Lut: CONRAD et al., 1975; Alborz: STALDER, 1971; Iran Central: FORSTER, 1972; AMIDI, 1975; EMAMI, 1981; Azerbaïdjan: LESCUYER et RIOU, 1976, etc.), mais leur volume par rapport aux autres termes volcaniques est peu important. Par contre, la présence de termes intermédiaires à tendance différente (surtout calco-alcalin et alcalin) peut être caractéristique en Iran.

Dans les pages précédentes, nous avons souligné que le rôle des accidents mineurs a été important même pendant l'Eocène (et éventuellement auparavant). En effet, le phénomène d'extension les affecte également. Donc, bien que l'orientation générale des bassins, ainsi que la localisation des nombreux appareils volcaniques soient influencées par les grands accidents longitudinaux du rift, on observe clairement plusieurs phases d'ouverture des fractures mineures, et la mise en place de magma, dont nous avons donné un exemple avec les faciès porphyriques du Kuh-e-Golestan (voir: Phase volcanique de l'Eocène supérieur). Ces fractures qui ont joué le rôle de dykes d'alimentation se sont localisées surtout aux bordures des bassins (exemples: régions de Chahak, de Davazdeh Emam, etc.). Ces bassins peu profonds sont au voisinage des régions bombées, en milieu continental, ou se produit surtout un volcanisme ignimbritique (exemples: région de Khanak, de Narreh Khar Kuh; voir E6 - chapitre stratigraphie). L'ouverture des fractures mineures, simultanées au phénomène de bombement, nous semble comparable à une zone d'extrados d'un grand pli d'échelle kilométrique. Ces constatations montrent la complexité du rift de l'Eocène qui est loin d'avoir une géométrie simple, avec des limites rectilignes.

Après l'Eocène, nous avons vu (chapitre stratigraphie et paléogéographie) que les effets des mouvements postérieurs à la phase laramienne et antérieurs à celle du Mio-Pliocène, c'est-à-dire des phases pyrénéenne et oligo-miocène (hélvétique ou savienne, styrienne) sont plutôt épirogéniques. Les mouvements verticaux se manifestent encore par une disposition en horsts et grabens, contrôlant alors la paléogéographie et la sédimentation. Le volcanisme oligocène de notre région reste faible, par rapport à la zone active septentrionale (Saveh) et cette faiblesse se poursuit au début du Miocène. Mais à partir de cette époque (post-Aquitaniens), l'ampleur du volcanisme augmente dans notre région et atteint son maximum pendant les séquences volcaniques du Néogène (NgV₁, NgV₂), sans parler des importantes masses de granitoïdes qui se mettent en place au Miocène, ce qui n'a pas d'équivalent dans les régions septentrionales (région de Saveh et sous-zone NE de notre région). Il y a donc un déplacement de l'activité magmatique vers le Sud-Ouest qui peut être en relation avec l'importance du flux thermique dans ces régions. Dans la région de Mianeh (en Azerbaïdjan) il y a aussi un déplacement de l'activité volcanique vers l'Ouest au cours du Miocène inférieur (LESCUYER et RIOU, 1976); les massifs plutoniques du Miocène de la région de Nantaz-Naïn-Surk (AMIDI, 1975) existent dans les parties méridionales de la zone volcanique du Tertiaire d'Iran Central. Malheureusement peu d'études détaillées ont été faites dans cette zone, mais la lecture des cartes géologiques d'Iran (échelle 1/1000 000 N.I.O.C.) confirme la répartition des volcanites et des massifs granitoïdes du Néogène vers les parties méridionales de la zone Tabriz-Bazman. Ces constatations sont aussi un argument qui s'oppose à une prétendue relation entre le volcanisme de cette zone et la subduction de la plaque arabe sous la plaque eurasiennne, car on attendrait des bandes de volcanites de plus en plus récentes vers le NE. Cette migration magmatique vers le SW pourrait s'expliquer par l'existence de "points chauds" (MORGAN, 1971) ou de "lignes chaudes" (BONATTI et al., 1977), sous la plaque lithosphérique iranienne lorsqu'elle se déplace, vers le NE, selon des contraintes exercées par la plaque arabe.

tel: 00509888, version 1.1

D'après MORGAN (1971), les points chauds existant sous la lithosphère (fixes par rapport au manteau), et la plaque lithosphérique se déplaçant sur l'asthénosphère, donc au-dessus des "points chauds", le magma qui arrive à la surface forme une traînée qui matérialise la direction du déplacement.

Les contraintes de la phase mio-pliocène, comme nous l'avons souligné dans les pages précédentes, se manifestent par un mouvement en décrochement dextre, accompagné d'un aplatissement. Les sédiments de la Formation rouge supérieure (Miocène) et antérieurs ont subi un plissement dont les virgations d'axe des plis sont de bons indices de ces mouvements. Ce régime permet la mise en place des volcanites selon les fractures d'extension (failles satellites T) ou bien suivant une combinaison des fractures du système de décrochement (zone en transtension). Ainsi, il y a un volcanisme local (différence avec le volcanisme de l'Eocène) qui se manifeste dans des zones privilégiées, contrôlées par les mouvements décrochants. La prédominance du volcanisme intermédiaire est une caractéristique de l'activité volcanique du Néogène (NgV₁ et NgV₂) dans la région étudiée. L'érosion tardive de cette phase provoque un démantèlement des roches sédimentaires et volcaniques du Néogène et antérieures, sous la forme d'une séquence discordante, essentiellement conglomératique (pliocène ou plio-pléistocène).

3.6. Quaternaire

L'évolution structurale de l'Iran continue; certains accidents souvent anciens recourent les dépôts des bassins intramontagneux (essentiellement détritiques) dont l'activité séismique est le témoin du phénomène (BERBERIAN, 1976). Le volcanisme s'est aussi poursuivi le long des fractures profondes avec en place d'importantes masses basaltiques alcalines. Selon BERBERIAN (1976) les mouvements récents révèlent une compression NNE-SSW; la prédominance des mouvements de direction NNE de la plaque, postule en faveur d'un mouvement de l'Arabie vers l'Iran.

4. CONCLUSION

La tectonique cassante est un trait majeur de la région étudiée, et plus généralement de la zone d'Iran Central. La fracturation, depuis le Précambrien, a joué un rôle important dans la paléogéographie, la sédimentation et le magmatisme de cette zone. Cette fracturation intense la découpe en une mosaïque complexe de blocs dont les mouvements peuvent être reliés à ceux des grands boucliers voisins (Eurasie, Arabie, Inde). Ces blocs ont subi dans le temps et dans l'espace, des mouvements verticaux (positifs ou négatifs), des décrochements, des phénomènes de distension, l'écartement le long des grands accidents provoquant la formation de rifts intracontinentaux. La fermeture de ces derniers étant selon certains auteurs (SABZEHEI, 1974; STOCKLIN, 1974), un prélude à la formation d'autres bassins de ce type.

A l'Eocène la zone volcanique de l'Iran Central, présente le caractère d'un rift intracontinental. Il a été considéré qu'à cette époque, le flux thermique important était le moteur de l'extension. Celle-ci est démontrée par l'individualisation de horsts et de grabens et par une intense activité volcanique. Ces structures se développent suivant une orientation parallèle à celle des zones mobiles plus anciennes (zones de "coloured melange").

Dans ce contexte de rift, la région de Saveh, par rapport à ses parties méridionales (Qom-Aran) et septentrionales (Alborz) a une place privilégiée, car une extension vigoureuse liée au flux thermique très élevé permet dès le début du volcanisme de l'Eocène, une montée du magma basaltique tholéitique, ainsi que d'importants volumes de magma rhyolitique paléogénétique.

Cependant, ce volcanisme tholéitique se restreint à la limite horst-graben et jamais au fond de grabens, ce qui n'a donc pas permis leur océanisation. Dans ce régime d'extension, le rôle des accidents mineurs n'est pas négligeable, bien que les accidents majeurs déterminent l'orientation générale des bassins et la localisation d'un bon nombre d'appareils volcaniques. L'individualisation latérale des bassins (surtout par les accidents à une direction presque N-S) et parfois la mise en place des volcanites peuvent être reliées aux accidents satellites des grands décrochements NW-SE. Les mouvements post-laramiens et pré-miocènes (rhodaniens) ont été épirogéniques; la disposition en horsts et grabens continue, mais l'intensité du volcanisme est relativement moindre. Au Néogène, le magmatisme dans les parties méridionales de la zone Tabriz-Bazman semble plus important que dans les parties septentrionales. Le volcanisme néogène, plutôt localisé, et à tendance essentiellement intermédiaire, se met en place dans des zones privilégiées, contrôlées par le mouvement de décrochement (fractures d'extension, zones en transtension). Ce mouvement de décrochement dextre, accompagné d'un serrage, explique la structuration ultérieure des sédiments du Miocène (formation rouge supérieure) et antérieurs; les virgations d'axe de plis; les failles courbes, etc., en sont quelques indices.

L'évolution structurale de l'Iran continue à l'heure actuelle selon un processus comparable, ce dont témoigne une forte activité sismique.

=====

CONCLUSIONS GENERALES - EVOLUTION DE LA REGION ETUDIEE

=====

La région de Qom - Aran appartient, pour la plus grande partie, à la zone de l'Iran Central et, dans son coin SW, à celle de Sanandaj-Sirjan. Ces zones reposent sur un socle consolidé lors de la phase orogénique assyntique. Au cours d'une longue histoire géologique, du Précambrien au Quaternaire, on y retrouve dans le temps et dans l'espace les diverses phases tectoniques qui peuvent être reliées à celles des grands boucliers voisins (Eurasie, Arabie, Inde). Les mouvements de blocs de la zone de l'Iran central, qui nous intéressent ici surtout depuis le Permien ont contrôlé les divers processus de sédimentation, de paléogéographie et de magmatisme (cf. fig. 134).

Au Permo-Trias (inférieur-moyen), notre région forme une partie des vastes blocs de la plate-forme iranienne, avec des dépôts du même type (dolomie, calcaire, ..) et sans trace d'activité magmatique. Ailleurs, à la même époque, entre les blocs de la plate-forme, il existait des zones mobiles, sortes de rifts intracontinentaux avec une sédimentation détritique accompagnée d'un magmatisme basique de nature tholéitique.

La phase orogénique éocimmérienne s'accompagne de phénomènes de métamorphisme, de plissement et de magmatisme post-tectonique. Elle affecte surtout les zones mobiles et provoque leur fermeture. De plus, le plissement et le soulèvement de ces zones a été un prélude à la formation d'autres bassins de ce type. A la suite de ces mouvements tectoniques, le régime sédimentaire change complètement: les dépôts carbonatés des blocs de la plate-forme sont remplacés par des faciès essentiellement détritiques du Trias supérieur et du Jurassique inférieur, caractéristiques d'un milieu paralique ou marécageux, mais avec une subsidence active et continue. Dans le secteur de Tafresh, le passage du Trias moyen au Trias supérieur est tout à fait progressif.

Au Jurassique moyen-supérieur, le basculement des blocs vers le Sud s'accompagne d'une invasion de la mer et de l'apparition de faciès carbonatés (calcaire d'Issaabad) dans les parties méridionales (Haftad Qolleh); tandis qu'une émergence se produit dans les parties septentrionales (Tafresh). Ce mouvement peut être mis en relation avec les phénomènes d'extension qui se produisent au niveau de la zone de Sanandaj-Sirjan et qui s'accompagnent également de la mise en place de matériaux volcaniques au Jurassique.

Les mouvements de la phase néocimmérienne provoquent le plissement et le soulèvement des formations antérieures, comme le démontre la discordance angulaire, parfois très nette à la base des dépôts détritiques du Crétacé, par exemple dans la sous-zone de Haftad Qolleh. Cette dernière, après cette phase tectonique, devient comme un bloc consolidé, où les déformations des phases ultérieures ne se manifestent que par des cassures.

Phases tectoniques	Age	S i r r a t i g r a p h i e			Magmatisme	Evolution structurale	
		Zone de Sanandaj-Sirjan		Zone centrale		Z.S.S.	S.Z. SW
Walachienne +	Quaternaire	Alluvions, travertins, évaporites, dunes			(Bas.) NgV2: (d) → Rhy. And. NgV1: (d) → And. Bas. (c)	<p>(période de compression)</p>	
Rhodanienne (plissement, surrection générale)	Mio-Pliocène	Conglomérats			Gran. (Gab.-Dio)	<p>Evolution du rift (période d'expansion)</p>	
Styrienne (surrection générale)	Oligo-Miocène (inf.)	Formation rouge supérieure: marnes, grès évaporites, ...					
Helvétique (enfoncement)	Oligocène (inf.)	Formation de Qom: calcaires, marnes, grès, ...			(Rhy)	<p>Evolution du rift (période d'expansion)</p>	
		Formation rouge inférieure: conglomérats, marnes, grès, ...					
Pyrénéenne (surrection générale)	Eocène (sup.)	Faciès gypsifères			Rhyolite	<p>Evolution du rift (période d'expansion)</p>	
		Calcaires à Nummulites Pyroclastites et laves Sédiments gréseux					
Laramienne (plissement, surrection générale, métamorphisme (ZSS))	Eocène (inf-moy)	Séries vertes			Rhyolite	<p>Evolution du rift (période d'expansion)</p>	
		Sédiments marno-gréseux Calcaires à Nummulites Volcanites Grès, marnes, ...					

Au Crétacé, le jeu des blocs en horsts et en grabens s'accroît dans notre région, d'où diverses transgressions et régressions; mais il ne s'accompagne pas encore d'activité magmatique. Le bloc de Haftad Qolleh demeure en horst après le Cénomaniens. En dehors de la région étudiée, dans certains bassins linéaires, une sédimentation de type flysch s'accompagne d'éruptions basaltiques et de la mise en place d'ultrabasites et de basites. La fermeture de ces zones mobiles, vers la fin du Crétacé et le début du Tertiaire, provoque des mélanges chaotiques des matériaux de ces bassins ("coloured melanges").

Les mouvements de la phase laramienne se traduisent par le plissement et le soulèvement des formations plus anciennes, par un métamorphisme local (partie NW de la zone de Sanandaj-Sirjan) et par un magmatisme intense dans l'Iran central.

A l'Eocène, se poursuivent ouvertures et fermetures successives de bassins du type rift intracontinental, l'ouverture de l'un entraînant la fermeture de l'autre. Ainsi, la formation d'un nouveau rift dans la zone de l'Iran central peut être reliée avec la fermeture des zones de "coloured melanges".

Dans ce contexte de rifts, la région de Saveh, par rapport aux parties plus méridionales (Qom-Aran) ou plus septentrionales (Alborz-Azerbaïdjan) avec leur magmatisme de nature alcaline, a une place privilégiée. En effet, une extension vigoureuse, liée à un flux thermique très élevé, permet dès le début de l'activité volcanique de l'Eocène, une montée du magma basaltique tholéiitique, ainsi que la mise en place d'importants volumes de magma rhyolitique palingénétique. Cependant, ce volcanisme tholéiitique est localisé à la limite des horsts et des grabens, mais jamais au fond de ces derniers, ce qui n'a donc pas permis leur océanisation.

L'extension des grands accidents SW-NW. (moyenne N 130 E) en liaison avec l'existence d'un important flux thermique, se manifeste par l'individualisation de blocs en mosaïque dans la zone de l'Iran central, avec un système de horsts et de grabens. Le phénomène affecte les accidents satellites, surtout ceux de direction approximativement N-S (moyenne N 175 E). Ces derniers peuvent être interprétés comme les fractures d'extension des grands décrochements NW-SW; notre étude a souligné leur rôle important dans l'individualisation latérale des bassins orientés NW-SE.

Au Lutétien inférieur, l'extension des grandes fractures en liaison avec le flux thermique élevé (qui engendre une fusion partielle du manteau supérieur et la formation du magma basaltique) permet, dans la région étudiée, dès le début de l'activité volcanique, une montée du magma basique alcalin. Ce magma a subi un fractionnement surtout dans les niveaux de basses pressions. De plus, la montée de ce magma subcrustal engendre une élévation du flux thermique dans la croûte sialique et donc sa fusion partielle; les éléments volatils venant du manteau, en apportant de la chaleur

supplémentaire, pourraient favoriser le phénomène. Ainsi, on a simultanément la mise en place du magma basique et de volumineuses émissions d'un magma acide palingénétique. Ce dernier à son tour a subi certaines modifications, en particulier des transferts gazeux qui sont à l'origine de l'apparition des deux tendances sodique et potassique. Une contamination réciproque entre ces deux magmas (basique et acide) plus ou moins évolués serait à l'origine des termes intermédiaires plus tardifs et essentiellement calco-alcalins.

Les émissions acides sont caractérisées surtout par des laves et des tufs rhyolitiques, ainsi que par des nappes ignimbritiques. Dans ces dernières, nous avons observé, grâce à des affleurements de grande extension et de bonne qualité, une évolution progressive d'une lave partiellement vésiculée vers une coulée pyroclastique à structure vitroclastique. Nos observations pétrographiques des laves "ignimbritiques" et des laves "bréchiques" de l'Eocène (surtout celles de l'Eocène supérieur) montrent bien le phénomène de contamination, grâce à l'existence de micropillows ou de flammes d'éléments basiques avec parfois une structure analogue à celle des "roches émulsionnées". L'évolution de types à mélange magmatique imparfait vers des types relativement homogénéisés, est aussi à noter; le transfert thermique émanant du magma basique engendre également une surchauffe du magma acide plus froid et ainsi une augmentation de sa mobilité.

Le magma basique monte vers la surface à la faveur de cassures profondes. Aussi le volcanisme de ce type est-il concentré dans les zones fracturées, telles les bordures des bassins, ce qui donne souvent une activité volcanique sous-marine, mais peu profonde, sous la forme de niveaux d'hyaloclastites et de laves associées.

Au Lutétien supérieur, la transgression marine s'effectue sur une échelle importante, si bien que certaines zones émergées à l'Eocène, sont à nouveau recouvertes par la mer.

Le volcanisme acide est prédominant. Il s'agit surtout d'éruptions explosives violentes, caractéristiques plutôt d'une activité vulcanienne dont les produits cendreux sont épandus sur de vastes régions. L'importance de l'activité volcanique explosive est alors étroitement liée aux conditions paléogéographiques; les eaux marines jouent un rôle capital dans les explosions phréatomagmatiques.

A l'Eocène supérieur, le volcanisme se caractérise par la variété des faciès volcaniques de tendance variable (basiques, intermédiaires, acides), ainsi que par le volume important des matériaux émis. Les centres volcaniques ont été surtout concentrés dans le secteur d'Indes-Ravand, et dans la sous-zone nord-est; par contre, le dépôt de matériaux sédimentaires ou volcano-sédimentaires caractérise les secteurs d'Ashtian-Naragh et de Tafresh. Vers la fin de l'Eocène, un rééquilibrage des blocs, en liaison avec une extension moins vigoureuse, se reflète dans la tendance à l'émersion générale de la région. Cette stabilité permet l'apparition de laves basiques à tendance shoshonitique.

Une "contamination sélective" du magma basique alcalin, plus ou moins évolué par cristallisation fractionnée, au contact d'un magma acide enrichi en éléments de type potassium serait à l'origine de cette tendance shoshonitique.

Les mouvements de la phase pyrénéenne ont eu un rôle épirogénique et ont provoqué le passage du régime marin au régime lagunaire à continental, ce dont témoignent les dépôts de la Formation rouge inférieure.

A l'Oligocène, le volcanisme (phase Anté-Qom) est local et se caractérise par la présence des termes basiques et acides. L'existence, dans les laves rhyolitiques, de phénocristaux de grenat riche en almandin (et pauvre en grossulaire), associés à des quartz automorphes, semble traduire leur formation dans les parties inférieures de la croûte.

Les phases oligo-miocènes (helvétique ou savienne, styrienne) se manifestent par des mouvements verticaux et, de nouveau, par une disposition en horts et grabens. Ainsi, la mer envahit pour la dernière fois et de façon non simultanée les blocs effondrés de la région. Dans cette mer chaude et peu profonde, mais parfois à subsidence notable, se déposent essentiellement les sédiments calcaro-marneux de la Formation de Qom.

Au Miocène inférieur, le volcanisme (phase Intra-Qom), faible et localisé, présente une activité de type strombolien et de caractère calco-alcalin, contemporaine d'une phase basique alcaline sous-saturée à analcime.

Au cours de l'Oligo-Miocène, et surtout à l'Oligocène, le volcanisme a été plus actif dans la région située plus au Nord (Saveh).

Après l'Aquitanién, l'ampleur du volcanisme augmente dans notre région et atteint son maximum, avec les séquences volcaniques du Néogène (NgV_1 et NgV_2); de même d'importants massifs intrusifs (surtout des granitoïdes) se mettent en place au Miocène.*

Au Burdigalien, la transgression marine reprend aussi une nouvelle ampleur; l'enfoncement des blocs se manifeste par des dépôts biochimiques qui remplacent les faciès détritiques rougeâtres ou lagunaires.

Vers la fin du Miocène inférieur, la mer quitte définitivement la région et les dépôts marins de la Formation de Qom passent en transition aux sédiments continentaux-lagunaires de la Formation rouge supérieure. Celle-ci par sa puissance très importante (quelques milliers de mètres), témoigne d'une érosion active et continue sur les zones émergées et d'une subsidence forte dans les bassins sédimentaires.

* L'étude géochronologique des massifs intrusifs (en cours) par la méthode K/Ar révèle des âges compris entre $19,2 \pm 0,7$ et $8,06 \pm 0,32$ M. a.

Au Néogène, les manifestations volcaniques sont surtout importantes dans les secteurs d'Ashtian-Naragh et de Tafresh; elles sont partiellement l'équivalent latéral de la Formation rouge supérieure. L'importance du volcanisme néogène dans ces secteurs est en liaison avec une migration de l'activité volcanique vers le SW de la zone Tabriz-Bazman.

La séquence volcanique NgV₁ est caractérisée surtout par des termes basaltiques à andésitiques, et forme les strato-volcans du Néogène. L'activité volcanique explosive dans la séquence NgV₁ du Kuh-e-Sakht Hessar et du Kuh-e-Khastak a été plus prononcée qu'ailleurs (Jushegan); nous avons montré que l'évolution du magma basaltique s'y est produite sous l'influence de teneurs élevées en eau. Elle se manifeste par l'apparition de mégacristaux d'amphibole pargasitique pauvre en silice en équilibre dans les termes basaltiques; le fractionnement de ce minéral est à l'origine des liquides andésitiques des volcans de Sakht Hessar et de Khastak. Cependant, la contamination a joué dans les autres régions (Jasb, par exemple) un rôle important pour modifier la composition des deux magmas basique et acide originels; ainsi, expliquons-nous la présence de quartz automorphe à bordure réactionnelle dans les basaltes et par contre de phénocristaux de nature basique en déséquilibre dans les rhyolites.

Les grandes masses granitoïdes du Miocène peuvent être considérées comme l'équivalent du pôle acide de la phase NgV₁, mais non exprimé à la surface. Pourtant on peut observer parfois un passage progressif des termes plutoniques grenus à ceux de tendance volcanique (granites-rhyolites). Ces derniers sont souvent caractérisés par un enrichissement de la phase fluide en éléments mobiles, tels que les alcalins (surtout K et Rb), ce qui favorise leur mise en place vers la surface. Nous avons retenu un modèle bimagmatique (basique et acide) pour expliquer les caractères géochimiques des différents termes intrusifs.

La séquence volcanique NgV₂ se manifeste à la suite d'une activité explosive importante qui détruit certains édifices volcaniques NgV₁, et favorise la formation de caldéras (Kuh-e-Khastak). Les divers termes subvolcaniques à volcaniques de NgV₂, de composition andésitique à rhyolitique se sont ensuite mis en place. Dans cette phase, l'activité dômeenne, avec des gisements dont nous avons montré la variété, est très caractéristique. Les matériaux pyroclastiques meubles, mobilisés par les eaux météoriques ont engendré des lahars.

Les mouvements de la phase mio-pliocène, en liaison avec les contraintes exercées par la plaque arabe vers le NE, affectent les blocs de la zone Tabriz-Bazman. Ils se manifestent surtout par des décrochements accompagnés d'un serrage. La structuration des sédiments de la Formation rouge supérieure et antérieurs s'explique par ces mouvements; les virgations d'axes de plis, les failles courbes, etc., en sont quelques indices. Nous avons montré aussi que la mise en place des matériaux magmatiques du Néogène s'est faite dans les zones privilégiées, contrôlées par les mouvements de décrochement (zones en transtension, fractures d'extension).

Au Plio-Pléistocène, les mêmes mouvements de décrochement dextre, dans la limite de la faille courbe de Talkhab (interprétée comme une combinaison de fractures D + R), permettent le développement d'une zone en tension (SE d'Ashtian) dans laquelle une activité volcanique locale, de type strombolien et de caractère basique alcalin, constitue la phase volcanique la plus récente de la région étudiée.

La période encadrée par les deux phases laramienne et mio-pliocène correspond à l'expansion des bassins de type rift intracontinental, avec sans doute un ralentissement vers la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène. La fermeture de ces bassins, accompagnée de plissements et de surrections, commence lors des mouvements de la phase mio-pliocène, eux-mêmes provoqués par l'ouverture d'un autre bassin de ce type, la Mer Rouge.

=====

BIBLIOGRAPHIE

- ABAIE I., ANSARI H. J., BADAQSHAN A., JAAFARI A., (1964). - History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran. Iran Petrol. Inst. Bull. n° 15, p. 561-574.
- ABBOTT M. J., (1969). - Petrology of Nandewar volcano, N. S. W., Australia. Contrib. Mineral. Petrol. V. 20, p. 115-134.
- ABICH H., (1899). - Geology of the Armenian highlands, western part, western Caucasus Dept., All-Russian Geography, book 21, Piatigorsk.
- AGHANABATI S. A., (1975). - Etude géologique de la région de Kalmard (W. Tabas) (Iran central). Thèse Doctorat Etat Grenoble, 230 p.
- AHRENS L. H., PINSON W. H., KEARNS M. H., (1952). - Association of Rb - K and their abundance in common igneous rocks and meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 2, p. 229-242
- ALAVI M., (1971). - Etude géologique de la région de Djam (N. de l'Iran Central). Thèse Doctorat Etat Lyon, 410 p.
- ALAVI M., AMIDI S. M., (1968). - Geology of western parts of Tabak Quadrangle. Geol. Surv. Iran, Geol. Note n° 49, 94 p.
- ALAVI M., ETMINAN H., HAGHIPOUR A., HUSHMAND-ZADEH A., (1976). - Torud quadrangle map., scale 1/250 000. Geol. Surv. Iran, Geol. Quadr. Map., n° H5
- ALBERTI A. A., COMIN-CHIARAMONTI P., SINIGOI S., NICOLETTI M., PETRUCIANI C., (1980). - Neogene and quaternary volcanism in Eastern Azerbaidjan (Iran): some K-Ar age determinations and geodynamic implications. Geologische Rundschau Band 69, Heft 1, p. 216-225.
- ALLENBACH P., (1966). - Geologie und petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral Elburz), Iran. Geol. Mitt., Geol. Inst. ETH Univ. Zurich, n.s., n°63, 144 p.
- ALLEN J. C., MODRESKI P. J., HAYGOOD C., BOETTCHER A. L., (1972). - The role of water in the mantle of the Earth. The stability of amphiboles and micas. Proc. 24th. Int. Geol. Congr., sec. 2, p. 231-240.
- ALLEN J. C., BOETTCHER A. L., MARLAND G., (1975). - Amphiboles in andesite and basalt: I: a stability as a function of $P-T-fO_2$. Amer. Mineral., 60, p. 1069-1085.
- AMIDI S. M., (1975). - Contribution à l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région de Natanz-Nain-Surk (Iran central). Thèse Doctorat Etat Grenoble, 316 p.
- ANNELLS R., ARTHURTON R. S., BAZLEY R. A., DAVIES R. G., (1975). - Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangles map. Scale 1/250 000. Geol. Surv. Iran, 94 p.
- ARAMAKI S., (1956). - The 1783 activity of Asama volcano, Japan J. Geol. Geograph., v. 27, p. 189-229; v. 28, p. 11-33.
- ARCULUS R. J., JOHNSON R. W., (1978). - Criticism of generalized models for the magmatic evolution of arc-trench systems. Earth planet. Sci. Lett., 39, p. 118-126.

- ARNOLD R., ANDERSON R., (1910). - Geology and oil resource of Coalinga District, California. U. S. G. S. Bulletin, 398 - 354 p.
- ASSERETO R., (1963). - The paleozoic formations in central Elburz (Iran) - (preliminary note). Riv. Ital. Paleont., Strat., v. 69, p. 503-543.
- ASSERETO R., (1966) .- The Jurassic Shemshak Formation in central Elburz (Iran). Riv. Ital. Paleont. Strat., v.72, n°4, p. 1133-1182.
- ATHERTON M. P., EDMUNDS, (1966). - An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. Earth and planetary. Sci. Letters 1, p. 185-193.
- BAGNOLD R. A., (1954). - Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear.; Proc. Roy. Soc. (London), serie A., 225, p. 49-63.
- BAILEY D. K., (1964). - Crustal warping - a possible tectonic control of alkaline magmatism. J. Geophys. Res., 69, p. 1103 - 1111.
- BAILEY D. K., (1974). - Continental rifting and alkaline magmatism. In: The Alkaline rocks (H. SORENSEN, ed.), Wiley & Sons. Ltd, p. 148-159.
- BAILEY D. K., (1974). - Melting in the deep crust. In: The Alkaline rocks (H. Sorensen , ed.), Wiley & Sons Ltd., p. 436-442.
- BAILEY D. K., (1978). - Pétrologie expérimentale, cristallisation et différenciation magmatique. In: Girod et al.; Les roches volcaniques - Pétrologie et cadre structural. Doin., éd. Paris, 239 p.
- BAIRD A. K., BAIRD K. W., WELDAY E. E., (1974). - Chemical trends across cretaceous batholithic rocks of Southern California. Geology, 2, p. 493-496.
- BAKER I., RIDLEY W. I., (1970). - Field evidence and K, Rb, Sr data bearing on the origin of the Mt. Taylor volcanic field, New Mexico, U. S. A. - Earth planet. Sci. Lett., 10, p. 106-114.
- BARBERI F., INNOCENTI F., FERRARA G., KELLER J., VILLARI L., (1974). - Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea). Earth Planet. Sci. Lett., 21, p. 269-276.
- BARBERI F., SANTACROCE R., FERRARA G., TREUIL M., VARET J., (1975). - A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). J. Petrol., 16, 1, p. 22-56.
- BARD J. P., (1980). - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, Paris, 192 p.
- BARRIERE M., (1977). - Le complexe de Ploumanac'h, massif Armoricaïn Thèse Doct. Etat. Univ. Bretagne occidentale (Brest), 291 p.
- BATES R. L., (1960). - Geology of the industrial rocks and minerals. Harper and Brothers, New-York, 441 p.
- BERBERIAN M., (1973). - Two important deformational and metamorphic phases in the belt northeast of the Zagros thrust line (Iran). A brief structural review of the Sanandaj-Sirjan Belt. Geol. Surv. Iran, Internal Report, n° 27, 35 p.
- BERBERIAN M., (1976). - Contribution to the seismotectonics of Iran (part. II). Geol. Surv. Iran, Rep. n° 39.

tel-00509888, version 1, 17 Aug 2010

- BERTHIER F., BILLIAULT J.P., HALBRONN B., MAURIZOT P., (1974). - Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros, Iran). Thèse 3e cycle, Grenoble.
- BLAKE D.H., ELWELL R.W.D., GIBSON I.L., SKELHORN R.R., WALKER G.P.L., (1965). - Some relationships resulting from the intimate association of acidic and basic magmas. Quart. J. Geol. Soc. London, 121, p. 31-50.
- BLAKE M.C., IRWIN W.P., COLEMAN R.G., (1967). - Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies along a regional thrust in California and Oregon. U.S. Geol. Surv. Prof., paper 575-C, p. C1-C9.
- BLOKHINA et al., (1959). - Principles of classification and nomenclature of the ancient volcanic-clastic rocks. Inter. geol. rev., 1-12, p. 56-61.
- BOBEK H., (1959). - Features and formation of the great Kawir and Masileh. Univ. Teheran, Arid Zone Research Center Publ. N° 2, 63 p.
- BOBEK H., (1961). - Die Salzwüsten Irans als Klimazeugeun. Osterr. Akad. Wiss., Anz. Phil. - hist. Kl. Jg., n° 3, p. 7-19.
- BOCCALETTI M. et al. (1976-77). - Neogene and quaternary volcanism of the Bijar area (western Iran). Bull. Volcanol., vol. 40-2, p. 121-132.
- BOCQUET J. (1974). - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse d'état, Grenoble.
- BOETTCHER A.L. (1977). - The role of amphiboles and water in circum-pacific volcanism. In: High pressure research applications in Geophysics (M.H. Manghani and S. AKIMOTO, eds.), p. 107-125, New York - Academic press.
- BOLOURCHI M.H., (1975). - Etude géologique de la région d'Avaj (NW de l'Iran) - Stratigraphie et tectonique. Thèse Doct. Etat, Grenoble, 232 p.
- BONATTI E., HARRISON C.G.A., FISHER D.E., HONNOREZ J., SCHILLING J.G., STIPP J.J., ZENTILLI M. (1977). - Eastern volcanic chain (south east Pacific): a mantle hot line. J. Geophys. Res., 22, p. 2 457-2 478.
- BORDET P., MARINELLI G., MITTEMPERGER M., TAZIEFF H., (1963). - Contribution à l'étude volcanologique du Katmaï et de la vallée des Dix Mille Fumées. Mémoire de la Soc. Belge de Géol., Série in 8°, n° 7.
- BOWEN N.L., (1928). - The evolution of igneous rocks. Univ. Press, Princeton, 334 p.
- BOZORGNIA F., (1965). - Qum formation stratigraphy of the central basin of Iran, and its intercontinental position. 3th ECAFE Sympos. on petroleum, Tokyo.
- BROUSSE R., BIZOUARD H., SALAT J., (1972). - Grenats des andésites et des rhyolites de Slovaquie; origine des grenats dans les séries andésitiques. Contrib. Mineral. Petrol., 35, p. 201-213.
- BROUSSE R., LEFEVRE C., MAURY R.C., VAZIRI M.H., SOBHANI E.A., (1977) . - Le Damavand: un volcan shoshonitique de la plaque iranienne. C.R. Acad. Sci. Paris, 285, D, p. 131-134.

- BYERS F.M. (1961). - Petrology of three volcanic suites, Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, p. 93-128.
- CAILLAT C., DEHLAVI P., MARTEL-JANTIN B., (1978). - Géologie de la région de Saveh (Iran) - contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 325 p.
- CAMPBELL A.S., FYFE, W.S., (1965). - Analcime-albite equilibria. Amer. J. Sci., 263, p. 807-816.
- CARRON J.P., BONIN B., VELLUTINI P., LAGACHE M., (1973). - L'évolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de Corse occidentale. Bull. Soc. Geol. France., série 7, XV, n° 3-4, p. 274-282.
- CAWTHORN R.C., O'HARA M.J., (1976). - Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis. Amer. J. Sci., 276, p. 309-329.
- CHAYES F., (1966). - Alkaline and subalkaline basalts. Amer. J. Sci., 264, p. 128-145.
- CHAYES F., (1969). - The chemical composition of Cenozoic andesite. Proceed. Andesite Conf., Int. Upper Mantle project Sci. Report, 16, 1-11; State of Oregon édit.
- CHESTERMAN C.W., (1954). - Genesis of perlite (abstract). Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, p. 1336.
- COLGATE S.A., SIGURGEIRSSON T., (1973). - Dynamic mixing of water and lava. Nature, 244, p. 552-555.
- CONRAD G., CONRAD J., 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. Soc. Geol. France, p. 196-198.
- CONRAD G., CONRAD J., GIROD M., (1977). - Les formations continentales tertiaires et quaternaires du bloc du Lout (Iran): importance du plutonisme et du volcanisme. Mém. h. série, Soc. Géol. France, n° 8, p. 53-75.
- COOMBS D.S., (1963). - Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. Minéral. Soc. Amer., Spec., paper 1, p. 227-250.
- COULON C. (1977). - Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse Doctorat ès Sciences, 2 vol., Marseille.
- CURTIS G.H., (1968). - Stratigraphy of the ejecta from the 1912 eruption of Mount Katmai and Novarupta, Alaska. Geol. Soc. Amer. Mem., 116, p. 153-210.
- DAVOUDZADEH M., (1972). - Geology and petrology of the area North of Nain, Central Iran. Geol. Surv. Iran, Rep. n° 14, 89 p.
- DEDUAL E., (1967). - Zur geologie des mittleren und unteren Karaj-Tales, Zentral Elburz (Iran). Mitt. Geol. Inst. E. T.H.u., Univ. Zürich, n.s., n° 76, 123 p.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., (1966). - An introduction to the rock forming minerals. Longman, London, 528 p.

- DELLENBACH J., (1964). - Contribution à l'étude géologique de la région située à l'Est de Téhéran. Ph. D. Diss., Univ., Strasbourg, 117 p.
- DICKINSON W.R., (1970). - Relations to andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. Rev. Geophys. , space physics, 8, p. 813-860.
- DICKINSON W.R., (1973). - Reconstruction of past arc-trench systems from petrotectonic assemblages in the Island arcs of western Pacific. In COLEMAM, edit.: The Western Pacific, p. 569-601.
- DICKINSON W.R., (1975). - Potash-depth (K₂O) relations in continental margin and intra oceanic magmatic areas. Geology, 3, p. 53-56.
- DICKINSON W.R., HATHERTON T., (1967). - Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. Science, 157, p 801-803.
- DICKINSON W.R., RICKARD M.J., COULSON F.I., SMITH J.G., LAWRENCE R.L. (1968). - Late cenozoic shoshonitic lavas in northwestern Viti Levu, Fiji. Nature, 219, 148.
- DIDON J., GEMAIN Y.M., (1976). - Le Sabalan, volcan plio-quadernaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran). Etude géologique et pétrographique de l'édifice et son environnement régional. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 304 p.
- DODGE F.C.W., (1972). - Trace-element contents of some rocks of the Sierra Nevada batholith. U.S. Geol. Surv. Bull., 1314.
- DOZY J.J., (1955). - A sketch of post-cretaceous volcanism in central Iran. Leidse Geol. Mededelingen, v. 20, p. 48-57.
- DUNCAN A.R., TAYLOR S.R., (1969). - Trace element analyses of magnetites from andesitic and dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand. Contrib. Mineral. Petrol., v. 20, p. 30-33.
- DUNGAN M.A., RHODES J.M., (1978). - Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: Evidence for magma mixing. Contrib. Mineral. Petrol. 67, p. 417-431.
- 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'Etat, Montpellier, 340 p.
- DUPUY C., 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. Contrib. Mineral. Petrol., 46, p. 147-157.
- DUPUY C., DOSTAL J., VERNIERES J., (1977). - Genesis of volcanic rocks related to subduction zones geochemical point of view. Bull. Soc. Geol. France, (7), t. XIX, n°6, p. 1233-1243.
- EDGEHILL H.S. (1977). - The permian system as an oil and gas reservoir in Iran, Iraq and Arabia. Proc. 2nd Geol. Sympos. Iran, p. 161-195.
- EFTEKHAR-NEZHAD J., AGHANABATI A., BAROYANT V., HAMZEHPOUR B., (1976). - Kashmar Quadrangle Map. Scale 1: 250 000 , Geol. Surv. Iran, Geol., Quadr. Map, n° J5.
- EGGLER D.H., (1972). - Amphibole stability in H₂O under saturated calco-alkaline melts. Earth planet. Sci. Lett., 15, p. 28-34.
- EGGLER D.H., BURNHAM C.W., (1973). - Crystallization and fractionation trends in the system andesite H₂O-CO₂-O₂ at pressure to 10 kb . Bull. Geol. Soc. Am., 84, p. 2523-2548.

- EICHELBERGER J. C. (1974). - Magma contamination within the volcanic pile: origin of andesite and dacite. Geology, 2 (1), p. 29-33.
- EICHELBERGER J. C. (1978 a) Andesite genesis and crustal evolution. Nature, 275, p. 21-27.
- EICHELBERGER J. C., (1978b). - Andesites in island arcs and continental margins: Relation ship to crustal evolution. Bull. Volcanol., v.41, p. 480-500.
- EMAMI M. H., (1974). - Etude géologique et pétrologique des roches volcaniques de la région du Kuh-e-Shah (Sud de Birjand-Iran). Thèse (texte en persan). Univ. Téhéran, 186 p.
- EMAMI M. H., MOVAHHED-AVVAL, (1978). - Geological map of the Mokhtaran area. 1/100 000 séries, sheet 7854, Geol. Surv. Iran.
- EWART A., STIPP J. J., (1968). - Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand, as indicated by a study of $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratios, and Sr, Rb, K, V and Th abundances. Geochim. Cosmochim. Acta., 32, p. 699-736.
- EWART A., BRYAN W. B., GILL J. B., (1973). - Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. W. Pacific. J. Petrol., 14, p. 429-465.
- FENNER C. N., (1923). - The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit in the valley of Ten Thousand Smokes. Natl. Geogr. Soc., Contrib. Tech., papers, Katmaf ser., n°1, 74 p.
- FERNANDEZ C. A., HORMANN P. K., KUSSMAUL S., MEAVE J., FICHLER H., SUBIETA T., (1973). - First petrologic data on young volcanic rocks of S. W. Bolivia. Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt., 19, p. 149-172.
- FISHER R. V., (1961). - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., v.72, p. 1409-1414.
- FÖRSTER H., (1968). - Association of volcanic rocks in the mountain south of Sabzevar (NE Iran). XXIII International Geological Congress, vol. 2, p. 197-212.
- FÖRSTER H., FESEFELDT K., KÜRSTEN M., (1972). - Magmatic and orogenic evolution of the central iranian volcanic belt. 24th Intern. Geol. Congr. Montreal, sect. 2, p. 198-210.
- FURON R., BALAVOINE P., (1959). - Les Bryozoaires aquitaniens de Qoum (Iran). Bull. Soc. Géol. France, sér. 7, v. 1, p. 294-303.
- FURRER M. A., SODER P. A., (1955). - The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region (central Iran), Proc. 4th world petrol. Congr., Rome, section I/A/5, paper 1, p. 267-277.
- GAGNY C., (1978). - Quelques réflexions sur la pétrologie structurale appliquée à l'étude des filons. 103e Congrès des Sociétés Savantes, Nancy, 1978, Sciences, fasc. IV, p.9-20.
- GANSSER A., (1955). - New aspects of the geology in Central Iran. Proc. 4th World Petrol. Congr., Rome, Sect. I/A/5, paper 2, p. 278-300.
- GARCIA M., JACOBSON S., (1979). - Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calcoalkaline magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 69, p. 319-327.

- GASS I.G., (1970) .- The evolution of volcanism in the junction area of Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 267 A., p. 369-381.
- GASS I.G. (1972).- The role of lithothermal systems in magmatic and tectonic processes. J. Earth. Sci., 9, 2, p. 261-273.
- GERASIMOVSKIY V.I., CHERNOGOROVA S.M., (1979).- Barium and strontium in the alkali basalts of the Baykal rift zone. Geochemistry international, vol. 16, n°4, p. 56-61.
- GIBSON E.L., TAZIEFF H., (1967).- Additional theory of origin of flamme in ignimbrites. Nature, v. 215, n° 5 109, p. 1 473-1 474.
- GILL J.B., (1970).- Geochemistry of viti Levu Fiji, and its evolution as an island arc. Contrib. Mineral. Petrol., 44, p. 179-203.
- GILL R.C., (1974).- African swells, magmatism and plate tectonics. Nature, 247, p. 25-26.
- GIROD M. et al. , (1978).- Les roches volcaniques: pétrologie et cadre structural. Doin, éditeurs, Paris, 239 p.
- GIROD M., CONRAD G. (inédit) - Les formations volcaniques récentes du Sud de l'Iran (Kouh-é-Shahsavaran). Données pétrologiques préliminaires.
- GLAUS M. (1965).- Die geologie des Gebiete nördlich des Kandeavan passes (Zentral Elburz), Iran. Mitt. Geol. Inst. ETH u., Univ. Zürich, n° 5, n° 48, 165 p.
- GOLDSCHMIDT V.M., (1954).- Geochemistry (éd. A. Muir), Oxford Univer. press. London.
- GORSHKOV G.S., (1970).- Volcanism and the Upper Mantle. Investigations in the Kurile Island Arc. New York, Plenum press, 385 p.
- GREEN, D.H., (1971).- Compositions of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 268 A, p. 707-725.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E., (1967).- The genesis of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 15, p. 103-190.
- GREEN T.H., (1966).- Thermal metamorphism in the Trial Harbour district, Tasmania. J. Geol. Soc. Australia, 13, p. 405-418.
- GREEN T.H., (1972).- Crystallization of calcalkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. Contrib. Mineral. Petrol., 34, p. 150-166.
- GREEN T.H., RINGWOOD A.E., (1968a).- Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. Contrib. Mineral. Petrol., 18, p. 105-162.
- GREEN T.H., RINGWOOD A.E., (1968b).- Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 18, p. 163-174.
- HAGHIPOUR A. , (1974).- Etude géologique de la région de Biabanak-Bafq (Iran Central). Thèse Doctorat Etat Grenoble, 404 p.
- HAGHIPOUR A., PELISSIER C. (1968).- Geology of the Posht-e-Badam - Saghand area (East Central Iran). G.S.I., Geol. Note n° 48, 144 p.

- HAGHIPOUR A., SABZEHEI M., (1975). - The existence of mobile zones between platform blocks and their structural character in Iran. Geodynamics of south west Asia. Teheran Symp., 8-15 sep., Geol. Surv. Iran (abst.).
- HAJIAN J. (1970). - Géologie de la région de Tafresh (NW de l'Iran Central). Thèse Doctorat Lyon, 295 p.
- HARRIS P.G., (1957). - Zone refining and the origin of potassic basalts. Geochim. Cosmochim. Acta, 12, p. 195-208.
- HARRIS P.G., (1969). - Basalt type and African rift valley tectonism. Tectono physics, 8, p. 427-436.
- HARRIS P.G., (1972). - Geothermal environment and basalt magma type. J. Earth Sci., 8, 2, p. 275-281
- HARRIS P.G., (1974). - Origin of alkaline magmas as a result of anatexis.
a: Mantle anatexis, p. 427-436, in The Alkaline rocks. Ed. Sorensen, Wiley, New-York.
- HART J.R., BROOKS C., KROGH T.E., DAVIS G.L., NAVA D. (1970). - Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model. Earth planetary Sci. Letters, 10, p. 17. 28.
- HATHERTON T., DICKINSON W.R., (1968). - Andesitic volcanism and seismicity in new Zeland. J. Geophys. Res., 73, p. 4 615 - 4 619.
- HEINRICH E. W.M., (1956). - Microscopic petrography. Mac Graw Hill Book Company, Inc., 296 p.
- HIRAYAMA K., SAMIMI M., ZAHEDI M., HUSHMAND-ZADEH A. (1966). - Geology of the Tarom district western part (Zanjan area, North West Iran). Geol. Surv. Iran, réf. n°8, 31 p.
- HOLLOWAY J.R., BURNHAM C.W., (1972). - Melting relations ob basalt with equilibrium water pressure less than total pressure . J. Petrol., 13, p. 1-29.
- HOLMES A., (1950). - Petrogenesis of katungite and its associates. Am. Miner., 35, p. 772-792.
- HUANG W. T. (1962). - Petrology. Mc Graw - Hill Book Co, New-York, 480 p.
- HUBER H., (1953). - Geological report on the upper Qarachas area, between Saveh and Hamadan, N.I.O.C.
- HUCKRIEDE R., KÜRSTEN M., VENZLAFF H., (1962). - Zur geologie des Gebeites zwischen Kerman und Sagand (Iran). Beih. Geol. Jahrb., v.51, 197 p.
- HUNT J.A., KERRICK D.M., (1977). - The stability of sphene: experimental redetermination and geologic implications. Geochim. Cosmochim. Acta, 41, p. 279-288.
- INNOCENTI F. (1967). - Studio chimico-petrografico delle vulcaniti di Radicofani . Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana. 23, p. 99-128.
- IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A., (1971). - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of earth sciences, v.8, n°5, p. 523-548.
- IWAO S., HUSHMAND-ZADEH A., (1965). - Geology and preliminary petrography of the Eocene formation of the Touchal mountain area, North of Teheran, Iran. Geol. Surv. Iran, Geol. Note, n°18.

- IWAO S., 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.
- JAKES P., SMITH I. E., (1970). - High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, eastern Papua. Contrib. Mineral, Petrol., v. 28, p. 259-271.
- JAKES P., WHITE A. J. R., (1969). - Structures of the melanesian arcs and correlation with distribution of magma types. Tectonophysics, 8, p. 223-236.
- JAKES P., WHITE A. J. R., (1972). - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, p. 29-42.
- JAKOBSON S. P., (1972). - Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland. Lithos, 5, p. 365-386.
- JOPLIN G. A., (1965). - The problem of the potash-rich basaltic rocks. Mineral. Mag., 34, p. 266-275.
- JOPLIN G. A., (1968). - The shoshonite association: a review. J. Geol. Soc. Australia, 15, p. 275-294.
- JUNG D., KURSTEN M., TARKIAN M., (1975). - Post-mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-arabian plate under the Eurasian plate. "Afar Monograph", Deutsche Forschungsgemeinschaft.
- KAMEI T., et al., (1977). - A general report of the geological and paleontological survey in Maragheh area, North-West Iran, 1973. Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. and Mineral., v. XLIII, n° 1/2, p. 131-164.
- KESSON S. E., SMITH I. E., (1972). - TiO₂ content and the shoshonite and alkaline associations. Nature, phys. sci., 236, 68, p. 110-111.
- KING C. R., (1948). - Pumice and perlite as industrial materials in California. Calf. J. Mines and Geology, v. 44, p. 293-319.
- KLERKX J., DEUTSCH S., PICHLER H., ZEIL W., (1977). - Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the Central and southern Andes. J. Volcanol. Geotherm. Res., 2, p. 49-71.
- KOGARKO L. N., (1974). - Role of volatiles. In: The alkaline rocks (H. Sorensen, ed.), Wiley & Sons Ltd, p. 474-487.
- KOMAR P. D., (1972a). - Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dikes and sills. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, p. 973-988.
- KOMAR P. D., (1972b). - Low differentiation in igneous dikes and sills: profiles of velocity and phenocryst concentration. Geol. Soc. Am. Bull., 83, p. 3443-3448.
- KUBLER B., (1968). - Evolution quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. Bull. Cent. Recherche Pau - SNPA, 2, p. 385-397.

- KUNO H., (1950). - Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas. Japan Geol. Soc. Amer. Bull., 61, p. 957-1 020.
- KUNO H. (1959). - Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. volcanol., 20, p. 37-76.
- KUNO H., (1960). - High alumina basalt. J. Petrology, 1, p. 121-145.
- KUNO H., (1966). - Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. Bull. Volcanol., 29, p. 195-222.
- KUNO H., (1968). - Differentiation of basalt magmas. In: Hess and Poldervaart: Basalts. Interscience Publishers, John Wiley and Sons, Inc., v. 1 and 2, 862 p.
- KÜRSTEN M., FESEFELDT K., FÖRSTER H., GUDNLACH H., SCHULTZEWESTRUM H. (1969). - Geologische, chemische and physikalische untersuchungen über die metaliverteilung in intrusivstocken Iran. Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, 156 p.
- KUSHIRO I., (1970). - Systems bearing on melting of the upper mantle under hydrous conditions. Carnegie Inst. Year Book, 68, p. 240-245.
- KUSHIRO I., (1972). - Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. J. Petrol., 13, p. 311-334.
- KUSHIRO I., YODER H.S., (1969). - Melting of forsterite and enstatite at high pressures under hydrous conditions. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 67, p. 153-158.
- LACROIX A., (1904). - La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson et Cie, Paris 662 p.
- LACROIX A. (1933). - Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull. Serv. Géol. de l'Indochine, v. XX, fascicule 3, 208 p.
- LAMEYRE J. (1975). - Roches et minéraux. Doin, éd. Paris, Tomes 1 et 2, 352 p.
- LARSEN E.S., IRVING J., GONYER F.A., (1936). - Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of San Juan region, Colorado. Amer. Miner., 21, p. 679-701.
- LEAKE B.E., (1968). - A catalogue of analysed calciferous and sub-calciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Spec. pap. Geol. Soc. Amer., 98, 210 p.
- Le BAS M.J., (1962). - The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Am. Jour. Sci., 260, p. 267-288.
- LEFEVRE C., (1979). - Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel (Zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites). Thèse Doct. Etat Académie de Montpellier, 555 p.
- LEMAITRE R.W. (1976). - The chemical variability of common igneous rocks. J. Petrology, vol. 17, n° 4, p. 589-637.
- LESCUYER J.L., RIOU R., (1976). - Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïdjan). Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. Thèse 3e cycle, Grenoble, 233 p.

- LETERRIER J., MAURY R. C., (1978). - Représentation graphique de la cristallisation fractionnée des séries volcaniques. Application aux séries alcalines. Geol. Rundschau, Band 67, Heft 3, p. 943-952.
- LIU J. G. (1971a). - P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{Ca Al}_2 \text{SiO}_2 \text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. J. Petrology, 12, p. 379-411.
- LIU J. G. (1971b). - Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$. Amer. Mineralog., 56, p. 507-531.
- LIU J. G., (1973). - Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2 \text{Al}_2 \text{Fe Si}_3 \text{O}_{12} (\text{OH})$, J. Petrology, 14, p. 381-413.
- LOCARDI E., MITTEMPERGER M., (1967). - On the genesis of ignimbrites: How ignimbrites and other pyroclastic products originate from a flowing melt. Bull. Volcanol., Ser. 2, v. 31, p. 131-152.
- LOFGREN G. (1974). - An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. Amer. J. Sci., v. 274, p. 243-273.
- LORENZ V., (1974). - Vesiculated tuffs and associated features. Sedimentology, v. 21, p. 273-291.
- MACBIRNEY A. R., (1963). - Factors governing the nature of submarine volcanism. Bull. volcanol., ser. 2, v. 26, p. 455-469.
- MACBIRNEY A. R., (1969). - Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts. The earth's crust and upper mantle. Amer. Geophys. Union., Geophys. Monogr., 13, 501-507.
- MACBIRNEY A. R., GASS I. G., (1967). - Relations of volcanic rocks to Mid-Ocean Rises and heat flow. Earth Planet. Sci. Lett., 2, p. 265-276.
- MACDONALD G. A., (1972). - Volcanoes, Prentice Hall, inc., Englewood cliffs, New-Jersey, 510 p.
- MACDONALD G. A., KATSURA T., (1964). - Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrol., 5, 82-133.
- MACDONALD G. A., KATSURA T., (1965). - Eruption of Lassen Peak, Cascade Range, California, in 1915: Example of mixed magmas. Geol. Soc. Amer. Bull. 76, p. 475 - 482
- MACKENZIE D. E., CHAPPELL B. W., (1972). - Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua, New Guinea. Contrib. Mineral. Petrol., 35, p. 50-62.
- MARINELLI G., MITTEMPERGER M., (1966). - On the genesis of some magmas of typical Mediterranean (potassic) suite. Bull. Volcanol., 29, p. 113-140.
- MARSHALL P., (1935). - Acid rocks of the Taupo-Roturua district. Roy. Soc. New Zealand Trans., v. 64, p. 323-366.
- MARSHALL R. R., (1961). - Devitrification of natural glass. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 72, n° 10, p. 1493-1520

- MAURY R. C., ANDRIAMBOLONA R., DUPUY C., (1978). - Evolution comparée de deux séries alcalines du Pacifique central : Rôle de la fugacité d'oxygène et de la pression d'eau. Bull. Volcanol., vol. 41-2, p.97-118.
- MIDDLEMOST E. A. K., (1980). - A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks. Cambridge university press, Geol. Mag., 117 (1), p. 51-57.
- MILESI J. P., (1976). - Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon - Massif Central Français . Thèse 3e cycle, Grenoble.
- MINAKAMI T., ISHIKAWA T., YAGI K., (1951). - The 1944 eruptions of volcano Usu in Hokkaido, Japan. Bull. Volcanol., ser. 2, v. 11, p.45-157.
- MIYASHIRO A., (1955). - Pyrospite garnets in volcanic rocks. J. Geol. Soc. Japan, 61, p. 463-470.
- MIYASHIRO A., (1973). - Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin, London.
- MIYASHIRO A., (1974). - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Amer. J. Sci., 274, p. 321-355.
- MIYASHIRO A., (1975). - Island arc volcanic rock series: a critical review. Petrologie, 1, p. 177 -187.
- MIYASHIRO A., (1978). - Nature of alkalic volcanic rock series. Contrib. Mineral. Petrol., 66, p.91-104.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., (1975). - Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. Am. J. Sci., 275, p. 265-277.
- MOIN VAZIRI H., AMIN SOBHANI E., (1977). - Volcanisme de la zone d'Urumieh-Doktar (texte en persan). Proc. 2nd. Geol. Sympos. Iran; p. 218-242.
- MORGAN W. J., (1971). - Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230, p. 42-43.
- MOSTOFI B., GANSSER A., (1957). - The story behind the S Alborz. The Oil and Gas. J., p. 74-84.
- MOSTOFI B., FREI E., (1959). - The main sedimentary basins of Iran and their possibilities. Proc. 5th World Petrol. Congr., New-York, sect. 1.
- MOSTOFI B., PARAN Y., (1964). - A reappraisal of the main sedimentary basins of Iran and their oil prospects. Iran Petrol. Inst. Bull., n° 14, p. 513-523.
- MYSEN B. O., KUSHIRO I., NICHOLLS I. A., RINGWOOD A. E., (1974). - A possible mantle origin for andesite magmas: discussion of a paper by NICHOLLS and RINGWOOD. Earth planet. Sci. Lett., 21, p. 221-229.
- NABAVI M. H., (1976). - Préface à la géologie de l'Iran (texte en persan). Geol. Surv. Iran, p. 109.
- NABAVI M. H., PARTO-AZAR H., (1977). - The Neocomian sediments in Biyarjomand area (central Iran) (text in persian). Proc. 2nd Geol. Sympos. Iran, p. 263-286.

- NICHOLLS J., CARMICHAEL I. S. E., (1969). - A commentary on the absarokite-shoshonite-banakitite series of Wyoming, U.S.A.. Schweizer Mineralogy und Petrog. Mitt., 49, p. 47-64.
- NICHOLLS I. A., RINGWOOD A. E., (1972). - Production of silica saturated tholeiitic magma in island arcs. Earth planet. Sci. Lett., p. 243-246.
- NICHOLLS I. A., RINGWOOD A. E., (1973). - Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island arc environment. J. Geol., 81, p. 285-300.
- N.I.O.C. Geological sub committee, (1976). - Permian-Triassic Rocks; stratigraphic Nomenclature in South Iran. (Unpublished), Tehran.
- NITSCH K. H., (1971). - Stabilitätsbeziehungen von prehnit und pumpellyit haltigen paragenesen. Contr. Mineral. Petrol., 30, p. 240-260.
- NOGOLE-SADATE M. A. A., (1978). - Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Conséquences des résultats de l'analyse structurale de la région de Qom. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 201 p.
- O'HARA M. J. (1965). - Primary magmas and the origin of basalts. Scott. J. Geol., 1, p. 19-40.
- O'HARA M. J., (1968). - The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth. Sci. Rev., 4, p. 69-133.
- OSBORN E. F., (1959). - Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. J. Sci., 257, p. 609-647.
- OSBORN E. F., (1962). - Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. Amer. Mineralogist., 47, p. 211-226.
- PECCERILLO A., TAYLOR S. R., (1976). - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, p. 63-81.
- PETERS Tj., LUTH W. C., TUTTLE O. F., (1966). - The melting of analcite solid solutions in the systems $\text{Na Al SiO}_4 - \text{Na Al Si}_3 \text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. Amer. Mineral., 51, p. 736-753.
- PETROV V. P., (1963). - Zoning of lava flows, originating after the extrusion and formation of "tuffo-lavas". Bull. volcanol., ser. 2, v. 25, p. 19-25.
- FICHLER H., ZEIL W., (1970). - Chilean "andesites": Crustal or mantle derivation? Upper mantle symposium, Buenos Aires, 1970, p. 361-371.
- FICHLER H., ZEIL W., (1972). - The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. Bull. Volcanol., v. 35, p. 424-452.
- FITCHER W. S., (1979). - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. J. Geol. Soc. London, vol. 136, p. 627-662.

- PROSTKA H.J., (1973). - Hybrid origin of the absarokite-shoshonite-banakite series. Absaroka volcanic field, Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, p. 697-702.
- PUSKAR P., MAC BIRNEY A.R., KUDO A.M., (1971). - The isotopic composition of strontium in central American ignimbrites. Bull. volcanol., 35, p. 265-294.
- RAMBERG H., (1967). - Gravity deformation and the earth's crust as studied by centrifuged models. Academic Press., London, 214 p.
- RAMBERG H., (1970). - Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: NEWALL, G. & RAST, N. (eds). (eds). Mechanism of igneous intrusion. Gallery press, Liverpool, p. 261-286.
- RAMBERG H., (1973). - Model studies of gravity controlled tectonic by the centrifuge technique. In DEJONG & SCHOLTEN, p.49.
- REYNOLDS D.L., (1954). - Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. Amer. J. Sci., 252, p. 577.
- RITTMANN A., (1933). - Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuv magmas. Z. Vulkanol., 15, p. 8-94.
- RITTMANN A., (1958). - Cenni sulle colate di ignimbriti . Atti. Accad. Gioenia. Sci. Nat. Catania, Ser. 4, v.4, p. 524-533.
- RITTMANN A., (1962a). Erklärungsversuch zum mechanismus der ignimbritausbrüche. Geol. Rundschau, v.52, p. 853-861.
- RIVIERE A. (1934b). - Contribution à l'étude géologique de l'Elburz (Perse). Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam., Paris, v.7, fasc. 1-2.
- ROBERT J.P., VIALON P., (1976). - Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. Bull. Soc. Géol. France, 7, t. XVIII, n° 6, p. 1599-1604.
- ROSS C.S., SMITH R.L., (1955). - Water and other volatiles in volcanic glasses. Amer. Mineralogist., v.40, p. 1071-1089.
- SABZEHEI M., (1974). - Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional). Etude pétrologique et structurale. Interprétation dans le cadre iranien. Thèse Doct. Etat, Grenoble, 306 p.
- SAHAMA Th. G., (1974). - Potassium-rich alkaline rocks. p.96-109; in Edit. SORENSEN: The alkaline rocks, Wiley-interscience publication, 622 p.
- SAKUYAMA M., 1978. - Petrographic evidence of magma mixing in Shirouma-Oike volcano, Japan. Bull. Volcanol., vol., 41-4, p. 501-512.
- SAKUYAMA M., KUSHIRO I., (1979). - Vesiculation of hydrous andesitic melt and transport of alkalis by separated vapor phase. Contrib. Mineral. Petrol., 71, p. 61-66.
- SATO H., (1975). - Diffusion coronas around quartz xenocrists in andesite and basalt from tertiary volcanic region in north eastern Shikoku, Japan. Contrib. Mineral. Petrol., v.50, p. 49-64.

- SCHMINCKE H. U., (1967). - Conesheet swarm resurgence of Tejada Caldera, and the early geologic history of Gran Canaria. Bull. Volcanol. 31, p. 153-162.
- SCHROEDER J. W., (1944). - Essai sur la structure de l'Iran. Eclog. Geol. Helv., 37, n°1, p. 37-81.
- SCHROEDER J. W., (1945). - Sur l'âge des couches vertes de l'Elbourz (Iran). C.R. Soc. Phys. et Hist. Natur. Genève, v. 62, n°1, p. 31-33
- SELF S., SPARKS R. S. J., (1978). - Characteristic of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. Bull. Volcanol., v. 41, p. 196-212
- SEYED-EMAMI K., BRANTS A., BOZORGNIA F., (1971). - Stratigraphy of the Cretaceous Rocks Southeast of Isfahan. Geol. Surv. Iran Report, n°2, p. 5-40.
- SHIRINIAN K. G., (1963). - Ignimbrites and tuffo-lavas. Bull. volcanol., ser. 2, v. 25, p. 13-18.
- SIEDNER G., (1965). - Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite. Geochim. Cosmochim. Acta, 29, p. 113-137.
- SIGURDSSON H., SPARKS R. S. J., (1981). - Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland. J. Petrol., 22, p. 41-84.
- SMITH R. L., (1960). - Zones and zonal variations in welded ash flows. U.S. Geol. Surv. prof. paper 354-F, p. 149-159.
- STALDER P., (1971). - Magmatisme tertiaire et subrécent entre Taleghan et Alamont. Elbourz Central (Iran). Bull. Suisse Min. Petr., v. 51, p. 1-138.
- STEIGER R., (1966). - Die geologie der west-Firuzkuh-Area (Zentralburz/Iran): Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, n. 5, 145 p.
- STEWART D. C., (1975). - Crystal clots in calc-alkaline andesite as breakdown products of high-Al amphiboles. Contrib. Mineral. Petrol., 53, p. 195-204.
- STÖCKLIN J., (1952). - Stratigraphical investigation in the Qum-Arak-Gulpaigan-Delidjan area (Iran). N.I.O.C., Geol. Rep. n° 95.
- STÖCKLIN J., (1961). - Lagoonal formations and salt domes in East Iran. Iran Petrol. Inst. Bull., n°3, p. 29-46.
- STÖCKLIN J., (1968). - Structural history and tectonics of Iran, A review: Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 52, n°7, p. 1 229- 1 258.
- STÖCKLIN J. (1974). - Possible ancient continental margins in Iran, p. 873-887. In C.A. Burkand and C.L. Drake (ed.): The geology of continental margins, New-York, Springer Verlag.
- STÖCKLIN J. (1977). - Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. Mem. h. ser. Soc. Geol. France, n°8, p. 333-353.
- STÖCKLIN J., EFTEKHAR-NEZHAD J., HUSMAND-ZADEH A., (1965). - Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). Geol. Surv. Iran, Rep. n° 3, 69 p.
- STÖCKLIN J., EFTEKHAR-NEZHAD (Compilers), (1969). - Zanjan Quadrangle map. Scale 1/250 000, with explanatory text: Geol. Surv. Iran Geol. Quadr. Map n° D4.

- STOLPER E., WAKER D., (1980). - Melt density and the average composition of basalt. Contrib. Mineral. Petrol., 74, p. 7-12.
- SUDO T., (1978). - An outline of clay minerals in Japan. In: Suda et al.: Development in sedimentology. Clays and clayminerals of Japan. Kodansha Ltd. Tokyo, p. 1-103.
- SUGIMURA A., (1961). - Regional variation of the K_2O/Na_2O ratios of volcanic rocks in Japan and environs. Geol. Soc. Japan, J., 67, p. 292-300.
- SUGIMURA A., (1968). - Spatial relations of basaltic magmas in islands arcs. In: Hess, H.H. and Poldervaart A., édit., p. 537 - 571, New-York; Intersciences publishers.
- SUGIMURA A., (1973). - Multiple correlation between composition of volcanic rocks and depth of earthquake foci. In COLEMAN, édit., The Western Pacific, p. 471-482.
- TAKESHJI H., (1978). - Smectites. In Sudo et al: Development in sedimentology. Clays and clay minerals of Japan. Kodansha Ltd. Tokyo, p. 221-242.
- TAKIN M., (1972). - Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, 235, p. 147. 150.
- TARKIAN M., (1972). - Geologie, Pétrographie und Geochemie der magmatite südlich von Ardestan (Zentral-Iran) These Hamburg, 176 p.
- TAYLOR S.R., EMELEUS C.H., EXLEY C.S., (1956). - Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their geological significance. Geochim. Cosmochim. Acta, 10, p. 224-229.
- TAYLOR S.R., KAYE M., WHITE A.J.R., DUNCAN A.R., EWART A., (1969). - Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V in andesites. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, p. 275-286.
- TAYLOR S.R., CAPP A.C., GRAHAM A.L., BLAKE D.H., (1969). - Trace element abundances in andesites, II, Saipan, Bougainville and Fiji. Contrib. Mineral. Petrol., 23, p. 1-26.
- THIELE O., ALAVI M.A., ASSEFI R., HUSMAND-ZADEH A., SEYED-EMAMI K., ZAHEDI M., (1968). - Golpaygan quadrangle map. Scale 1/250 000, with explanatory text. Geol. Surv. Iran, 24 p.
- THOMPSON A.B., (1970). - Laumontite equilibria and the zeolite facies. Amer. J. Sci., 269, p. 267-275.
- THORNTON C.P., TUTTLE O.F., (1960). - Chemistry of igneous rocks. I: differentiation index. Amer. J. Sci., 258, p. 664-684.
- TIETZE E., (1877) - Bemerkungen über die tektonik des Albus gebirges in Persien. Jahrb. K. K., Geol. Reichsanst., v. 27, p. 375-430.
- TUREKIAN K.K., WEDEPOHL K.H., (1961). - Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, p. 175-192.

tel:00509888, version: 1.1, 11/11/2010

- VALIZADEH M. V., (1977). - Etude préliminaire de géochimie et radiométrie des massifs plutoniques de l'Ouest de l'Iran (texte en persan). Proc. 2nd. Geol. Sympos. Iran; p. 287-299.
- VARET J., (1970). - Contribution à l'étude des roches volcaniques du bassin du Lout (Iran). C.R. somm. Soc. Géol. France, p. 194-195.
- VATAN A., AYANIAN P., (1962). - Observations sédimentologiques sur les couches vertes de l'Elbourz (Iran). C.R. somm. séances Soc. Géol. France, n°10, p. 320-321.
- VELDE B., KIENAST J. R., (1973). - Zonéographie du métamorphisme de la zone Sesia-Lanzo (Alpes piémontaises): Etude des omphacites et des grenats, des micaschistes éoligétiques à la micro-sonde électronique. C.R. Acad. Sc. Paris, 276 (D), p. 1801-1804.
- VIALON P., HUSHMANDZADEH A., SARZEHEI M., (1972). - Proposition d'un modèle de l'évolution pétrostructurale de quelques montagnes iraniennes comme une conséquence de la tectonique des plaques. 24 th. Int. Geol. Cong. Montréal, Sec. 3, p. 196-208.
- VINCENT P. M., (1960). - Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central. Thèse Doctorat Etat Paris et Mém. B.R.G.M., n° 23, 307 p.
- VINCENT P. M., (1963). - Le volcanisme ignimbrétique du Tibesti occidental (Sahara tchadien). Essai d'interprétation dynamique. Bull. Volcanol., 26 p. 259-272.
- VINCENT P. M., (1974). - Volcanologie et volcans. Encyclopédie des sciences et techniques, p. 297-1005.
- VON PLATEN H., (1965). - Experimental anatexis and genesis of migmatites. In: Controls of metamorphism, Oliver and Boyd, London, 368 p.
- WALKER G. P. L., (1963). - The Breiddalur central volcano, eastern Iceland. Quart. J. Geol. London, 119, p. 29-63.
- WEGMANN C. E., (1930). - Über Diapirismus (Besonders in Grundgebirge). Bull. Comm. Géol. Finlande, 92, p. 58-76.
- WENK E., KELLER F., (1969). - Isograde in amphibolitserien der zentral-alpen. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 49, p. 157-198.
- WILCOX R. E., (1944). - Rhyolite - basalt complex on Gardiner River, Yellowstone Park, Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull., 55, p. 1047-1080.
- WILFLEY R. D., TAYLOR C. W., (1950). - Perlite mining and processing; a new industry for the West. Eng. and Min. J., v. 151, n°6, p. 80-83.
- WILKINSON J. G. F., (1974). - The mineralogy and petrography of alkali basaltic rocks. In: The alkaline rocks (H. Sorensen, éd.), Wiley & Sons Ltd, p. 67-95.
- WILLIAMS H., TURNER F. J., GILBERT C. M., (1955). - Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. San Francisco, W.H. Freeman and Co, 406 p.

- WILLIAMS H., Mc BIRNEY A. R., (1970). - Volcanology. Freeman Cooper and Co., San Francisco, 397 p.
- WINKLER H. G. F., (1960). - La genèse de granite et de granodiorites à partir d'argiles. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 250, p. 1088-1090.
- WINKLER H. G. F., (1979). - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer - Verlag New-York Inc., 348 p.
- WOOLLEY A. R., SYMES R. F., (1976). - The analcime-phyric phonolites (blairmorites) and associated analcime kenytes of the Lupata Gorge, Moçambique. Lithos, 9, n°1, p. 9-15.
- WRIGHT J. B., (1973). - Continental drift, magmatic provinces and mantle plumes. Nature, 244, p. 565-567.
- WYLLIE P. J., TUTTLE O. F., (1961). - Hydrothermal melting of shales. Geol. Mag., 98, p. 56-66.
- YERLE J. J., (1978). - Albitisations et minéralisations uranifères dans le socle et les sédiments permo-houillers du bassin de Brousse Broquies (Aveyron - France). Thèse Doct. Ing., Ecole supérieure des Mines de Paris, 141 p.
- YODER H. S., Jr., (1969). - Calc-alkali andesites: experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. In: A. R. Mc Birney, ed., Proceedings of the andesite conference, Ore Dept. Geol. Min. Ind. Bull., 65, p. 77-89.
- YODER H. S., Jr., (1973). - Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. Amer. Mineral., v. 58, p. 153-171.
- YODER H. S., TILLEY C. E., (1962). - Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3, 342-352.
- YOUSEFI E., FRIEDBERG J. L., (1977). - Aeromagnetic map of Iran (quadrangle n° E6, Qom). G. S. I.
- ZAHEDI M. (1971). - Etude géologique de la région de Soh (W. de l'Iran central). Thèse Doctorat Etat Lyon, 278 p.

=====

TABLE DES MATIERES

	Pages
SOMMAIRE.....	I
AVANT PROPOS	III
ABSTRACT	V
CHAPITRE I - INTRODUCTION	1
1- Buts de l'étude	1
2- Travaux antérieurs.....	3
3- Cadre géographique.....	3
4- Cadre géologique	3
PREMIERE PARTIE - STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE	
CHAPITRE II - STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE	11
A- PERMIEN	11
1- Le Permien en Iran	11
2- Région étudiée	12
3- Conclusion	12
B- TRIAS	12
1- Le Trias en Iran	12
2- Région étudiée	14
2. 1. - Sous-zone centrale.....	14
2. 2. - Sous-zone de Haftad Qolleh	16
3- Paléogéographie et conclusion	17
C- JURASSIQUE	18
1- Le Jurassique en Iran.....	18
2- Région étudiée	20
2. 1. Sous-zone de Haftad Qolleh	20
2. 2. Sous-zone centrale	22
2. 2. 1. Secteur d'Ashtian Naragh	22
2. 2. 2. - Secteur de Tafresh	24
2. 3. Zone de Sanandaj-Sirjan	24
3- Paléogéographie et conclusion	26
D- CRETACE	28
1- Le Crétacé en Iran	28
2- Région étudiée	29
2. 1. Sous-zone de Haftad Qolleh	30
2. 1. 1. Série de Haftad Qolleh	30
2. 1. 2. Série du Kuh-e-Qar	32
2. 2. Le Crétacé inférieur dans la sous-zone centrale	33
2. 2. 1 Secteur de Tafresh	33
2. 2. 2. Secteur d'Ashtian Naragh	34
2. 3. Le Crétacé supérieur dans la sous-zone centrale	35
2. 3. 1. Secteur de Tafresh	35
2. 3. 2. Secteur d'Ashtian Naragh	36
2. 4. Zone de Sanandaj Sirjan	36
3- Paléogéographie et conclusion	38

E- PALEOCENE ET EOCENE	41
1- Le Paléocène et l'Eocène en Iran	41
2- Région étudiée	43
2.1. L'unité basale	45
2.1.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	45
2.1.2. Secteur de Tafresh	45
2.2. L'unité volcanique inférieure (E ₂)	47
2.2.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	47
2.2.2. Secteur de Tafresh	48
2.3. La série verte inférieure (E ₃)	50
2.3.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	50
2.3.2. Secteur de Tafresh	52
2.4. L'unité rouge moyenne (E ₄)	52
2.4.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	52
2.4.2. Secteur de Tafresh	55
2.5. La série verte supérieure (E ₅) dans la sous-zone centrale	56
2.5.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	56
2.5.2. Secteur de Tafresh	59
2.5.3. Secteur d'Indes-Ravand	60
2.6. La série verte supérieure (E ₅) dans la sous-zone nord-est	60
2.7. L'unité volcanique supérieure (E ₆) dans la sous-zone centrale	62
2.7.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	62
2.7.2. Secteur de Tafresh	63
2.7.3. Secteur d'Indes-Ravand	65
2.8. L'unité volcanique supérieure (E ₆) dans la sous-zone nord-est	68
3- Paléogéographie et conclusion	70
F- OLIGOCENE	73
1- Oligocène en Iran	73
2- Région étudiée	74
2.1. Sous-zone centrale	76
2.1.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	76
2.1.2. Secteur de Tafresh	76
2.1.3. Secteur d'Indes-Ravand	78
2.2. Sous-zone nord est	78
2.2.1. Secteur de Yazdan-Shurab	78
2.2.2. Secteur de Qom	79
3- Paléogéographie et conclusion	80
G- OLIGO-MIOCENE	80
1- L'Oligo-Miocène en Iran	80
2- Région étudiée	81
2.1. Sous-zone centrale	82
2.1.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	82
2.1.2. Secteur de Tafresh	84
2.1.3. Secteur d'Indes-Ravand	85
2.2. Sous-zone nord-est	86
2.2.1. Secteur de Yazdan-Shurab	86
2.2.2. Secteur de Qom	88
3- Paléogéographie et conclusion	89

H - MIOCENE	92
1- Le Miocène en Iran	92
2- Région étudiée	93
2.1. Formation rouge supérieure dans la sous-zone centrale	93
2.1.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	93
2.1.2. Secteur de Tafresh	94
2.1.3. Secteur d'Indes-Ravand	94
2.2. Formation rouge supérieure dans la sous-zone nord-est	95
2.2.1. Secteur de Yazdan-Shurab	95
2.2.2. Secteur de Qom	95
2.3. Volcanites néogènes (Ng V 1).....	97
2.3.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	98
2.3.2. Secteur de Tafresh.....	99
3- Paléogéographie et conclusion	100
I- PLIOCENE	102
1- Le Pliocène en Iran	102
2- Région étudiée	104
2.1. Sous-zone centrale	104
2.1.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	104
2.1.2. Secteur de Tafresh	105
2.2. Sous-zone nord est	106
2.2.1. Secteur de Yazdan-Shurab	106
2.2.2. Secteur de Qom	106
3- Paléogéographie et conclusion	107
J- QUATERNAIRE	107
1- Le Quaternaire en Iran	107
2- Région étudiée	108
DEUXIEME PARTIE - PETROGRAPHIE ET DYNAMISME DES ERUPTIONS VOLCANIQUES	
CHAPITRE III - PHASE VOLCANIQUE DU LUTETIEN INFERIEUR	111
1- Emissions acides	111
1.1. Rhyolites porphyriques	112
1.2. Rhyolites fluidales	113
1.3. Tufs	115
1.3.1. Tufs lithiques	115
1.3.2. Tufs à ponces	116
1.3.3. Tufs bréchiques à cinéritiques	117
1.4. Ignimbrites	119
2- Emissions basiques à intermédiaires	124
2.1. Secteur d'Ashtian-Naragh	124
2.1.1. Laves intermédiaires	124
2.1.2. Termes basiques	128
2.2. Secteur de Tafresh	128
2.2.1. Dykes	129
2.2.2. Sills	130
2.2.3. Laves basiques	136
2.2.4. Laves intermédiaires.....	141
3 - Conclusion.....	143

CHAPITRE IV - PHASE VOLCANIQUE DU LUTETIEN SUPERIEUR	147
1. Séries vertes	147
1. 1. Formation à bentonite	150
1. 2. Tufs	151
1. 2. 1. Tufs à cendres	151
1. 2. 2. Tufs à cristaux	153
1. 2. 3. Tufs lithiques	154
1. 2. 4. Lapillis accrétionnés	154
2. Ignimbrites	156
3. Laves	157
3. 1. Rhyolites à structure sphérolitique	158
3. 2. Rhyolites à structure felsitique	159
3. 3. Laves à structure perlitique	160
4. Dômes, dômes-coulées et faciès associés	162
4. 1. Dacitoïdes	162
4. 2. Rhyolites	164
4. 2. 1. Faciès lavique	165
4. 2. 2. Faciès poncifé	165
4. 2. 3. Faciès vitroclastique	167
5. Conclusion	169
CHAPITRE V - PHASE VOLCANIQUE DE L'EOCENE SUPERIEUR	173
1. Emissions acides	173
1. 1. Pyroclastites	173
1. 1. 1. Tufs vitreux	174
1. 1. 2. Tufs à cristaux	174
1. 1. 3. Tufs vésiculaires	174
1. 1. 4. Tufs lithiques	175
1. 1. 5. Laves bréchiqes	176
1. 2. Ignimbrites	180
1. 2. 1. Ignimbrites des niveaux inférieurs (E ₆)	181
1. 2. 2. Ignimbrites des niveaux moyens à supérieurs (E ₆)	181
1. 2. 3. Ignimbrites des niveaux supérieurs (E ₆)	183
1. 2. 4. Les éléments basiques à intermédiaires et leur relation avec le volcanisme ignimbritique	184
1. 2. 5. Composition chimique	187
1. 3. Laves dacitoïdiques	189
1. 3. 1. Laves dacitoïdiques à biotite	189
1. 3. 2. Laves dacitoïdiques à clinopyroxène	190
1. 3. 3. Composition chimique	191
2. Emissions basiques à intermédiaires	192
2. 1. Pyroclastites	193
2. 1. 1. Hyaloclastites granuleuses	193
2. 1. 2. Hyaloclastites grossières	194
2. 1. 3. Hyaloclastites associées aux laves	194
2. 2. Laves	194
2. 2. 1. Faciès porphyriques	194
2. 2. 2. Faciès hyalins	200
2. 2. 3. Faciès microlitiques	201
2. 2. 4. Faciès basiques à olivine	204
3. Conclusion	207

CHAPITRE VI - MAGMATISME OLIGO-MIOCENE ET PLIO-QUATERNAIRE	211
1. Phase volcanique de l'Oligocène (Anté-Qom)	211
1.1. Volcanites acides	211
1.1.1. Pyroclastites	211
1.1.2. Laves rhyolitiques	212
1.2. Volcanites basiques à intermédiaires	214
2. Phase volcaniques de l'Oligo-Miocène (Intra-Qom)	216
3. Phases volcaniques du Néogène (Post-Qom)	219
3.1. Phase volcanique NgV ₁	219
3.1.1. Séquence effusive du Jushegan	219
3.1.2. Séquence composite du Sud de Khaveh	221
3.1.3. Région de Jasb	223
3.1.4. Séquence composite de Sakht Hesar-Khastak	226
3.2. Phase volcanique et subvolcanique NgV ₂	235
3.2.1. Coulées de laves	236
3.2.2. Faciès subvolcaniques à volcaniques	238
3.3. Dykes du Néogène	241
3.4. Dômes du Néogène	243
3.4.1. Dômes en coupole ou en oignon	245
3.4.2. Dômes en anneau	257
3.4.3. Aiguilles	262
3.5. Formation volcano-sédimentaire du Néogène	265
3.6. Phase volcanique terminale	266
4. Conclusion	267
 TROISIEME PARTIE - PLUTONISME ET METAMORPHISME	
CHAPITRE VII - MASSIFS PLUTONIQUES	271
1. Plutons de la zone de Sanandaj-Sirjan	272
2. Plutons de la zone de l'Iran Central	273
2.1. Intrusions acides	274
2.1.1. Granites à amphibole	276
2.1.2. Granophyres	276
2.1.3. Granites-rhyolites	278
2.1.4. Aplites et microgranites filoniens	279
2.1.5. Granodiorites à amphibole	282
2.1.6. Microgranodiorites à amphibole et biotite	283
2.2. Intrusions basiques à intermédiaires	284
2.2.1. Diorites quartziques	285
2.2.2. Syénites sodiques	286
2.2.3. Diorites à amphibole	287
2.2.4. Gabbrodiorites	288
2.2.5. Gabbros à clinopyroxène	293
3. Conclusion	294
 CHAPITRE VIII - METAMORPHISMES ET ALTERATIONS HYDROTHERMALES	299
1. Métamorphisme et déformation dans la zone de Sanandaj-Sirjan	299
2. Métamorphisme dans la zone d'Iran Central	300
2.1. Minéralogie des paragenèses secondaires	300
2.2. Paragenèses minérales	304
2.2.1. Stade très faible (faciès zéolite)	306
2.2.2. Stade faible (faciès schistes verts)	306

2. 3. Conditions thermodynamiques	308
2. 3. 1. Pression lithostatique	308
2. 3. 2. Pressions dirigées	309
2. 3. 3. Pression de fluides	309
2. 3. 4. Température	310
2. 4. Conclusion	310
3. Métamorphisme de contact	310
3. 1. Métavolcanites	311
3. 2. Métasédiments	311
3. 2. 1. Séquence calcaro-pélimitique	312
3. 2. 2. Séquence carbonatée	312
QUATRIEME PARTIE - GEOCHIMIE, MAGMATOGENESE ET CADRE STRUCTURAL	
CHAPITRE IX - GEOCHIMIE ET MAGMATOGENESE	313
1. Ensemble du Lutétien (E ₂ et E ₃ + E ₄ + E ₅)	318
1. 1. Eléments majeurs:	319
1. 1. 1. Caractères généraux et géochimie comparée	319
1. 1. 2. Variations des éléments majeurs en fonctions de l'indice de différenciation (ID)	322
1. 2. Eléments-traces	327
1. 2. 1. Caractères généraux et géochimie comparée	327
1. 2. 2. Variations des éléments-traces en fonction de l'indice de différenciation (ID)	330
1. 2. 3. Variations des éléments traces en fonction des teneurs en silice	334
1. 2. 4. Diagrammes Rb/Sr et Rb/Ba	334
1. 2. 5. Diagrammes K/Rb - Rb et K/Rb	336
1. 2. 6. Diagrammes K/Ba - Ba et K/Ba	338
1. 2. 7. Diagrammes Ca/Sr - Sr et Ca/Sr	339
2. Ensemble de l'Eocène supérieur (E ₆)	342
2. 1. Eléments majeurs	342
2. 1. 1. Caractères généraux et géochimie comparée	343
2. 1. 2. Variations des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation	346
2. 1. 3. Diagramme Q-Ab-Or-H ₂ O	351
2. 2. Eléments-traces	354
2. 2. 1. Caractères généraux et géochimie comparée	354
2. 2. 2. Variations des éléments-traces en fonction de l'indice de différenciation	356
2. 2. 3. Diagramme V - FeO _{tot.} / MgO	360
2. 2. 4. Variations des éléments-traces en fonction de la silice	361
2. 2. 5. Diagrammes Rb/Sr et Rb/Ba	361
2. 2. 6. Diagrammes K/Rb - Rb et K/Rb	365
2. 2. 7. Diagrammes K/Ba-Ba et K/Ba	366
2. 2. 8. Diagrammes Ca/Sr - Sr et Ca/Sr	369
3. Ensemble des volcanites de l'Oligo-Miocène et du Plio-Pléistocène	370
3. 1. Eléments majeurs	371
3. 1. 1. Caractères généraux et géochimie comparée	372
3. 1. 2. Variations des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation ..	375
3. 1. 3. Diagramme Q-Ab-Or-H ₂ O	379
3. 2. Eléments-traces	381
3. 2. 1. Caractères généraux et géochimie comparée	381
3. 2. 2. Variations des éléments-traces en fonction de l'indice de différenciation ...	384
3. 2. 3. Diagramme V-FeO total /MgO	386
3. 2. 4. Variations des éléments-traces en fonction de la silice	390

3.2.5. Diagrammes Rb/Sr et Rb/Ba	393
3.2.6. Diagrammes K/Rb-Rb et K/Rb	393
3.2.7. Diagrammes K/Ba-Ba et K/Ba	395
3.2.8. Diagrammes Ca/Sr - Sr et Ca/ Sr	397
4. Géochimie des roches intrusives	397
4.1. Eléments majeurs	398
4.1.1. Caractères généraux et géochimie comparée	399
4.1.2. Variations des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation	402
4.1.3. Diagramme Q-Ab-Or-H ₂ O	407
4.2. Eléments-traces	407
4.2.1. Caractères généraux et géochimie comparée	408
4.2.2. Variations des éléments-traces en fonction de l'indice de différenciation	410
4.2.3. Diagramme V-FeO total /MgO	412
4.2.4. Variations des éléments-traces en fonction des teneurs en silice	414
4.2.5. Diagrammes Rb/Sr et Rb/Ba	416
4.2.6. Diagrammes K/Rb-Rb et K/Rb	416
4.2.7. Diagrammes K/Ba-Ba et K/Ba	420
4.2.8. Diagrammes Ca/Sr-Sr et Sr/Ca	420
5. Interprétation magmatogénétique et pétrostructurale	423
5.1. Termes basiques	423
5.1.1. Origine du magma basaltique alcalin	424
5.1.2. Origine des laves shoshonitiques	425
5.2. Termes intermédiaires	426
5.2.1. Origine des roches de la série calco-alcaline	426
a) Fusion partielle	426
b) Cristallisation fractionnée	426
c) Contamination	427
5.2.2. Origine des termes intermédiaires de la région étudiée	427
a) Contexte structural	429
b) Genèse	433
5.3. Termes acides	437
CHAPITRE X - TECTONIQUE	441
1. Introduction	441
2. Failles	442
2.1. Accident de la chaîne de Sanandaj-Sirjan (faille de Tabarteh)	444
2.2. Accident de la sous-zone de Haftad Qolleh (faille de Talkhab)	444
2.3. Accidents de la sous-zone centrale	446
2.4. Accidents de la sous-zone nord-est	449
3. Histoire tectonique	450
3.1. Précambrien	450
3.2. Infracambrien - Trias moyen	450
3.3. Trias supérieur - Jurassique	451
3.4. Crétacé	451
3.5. Tertiaire	451
3.6. Quaternaire	455
4. Conclusion	455
CONCLUSIONS GENERALES - EVOLUTION DE LA REGION ETUDIEE	457
BIBLIOGRAPHIE	465
TABLE DES MATIERES	483
PLANCHES HORS TEXTE	

PLANCHE I

1. L'unité volcanique du Lutétien inférieur (E_2) dans le secteur de Tafresh: complexe de dykes (y compris les dykes d'alimentation), sills et coulées de lave (teinte sombre) traversant les marnes du Crétacé supérieur (teinte claire).

2. Détail des hyaloclastites (E_6) de la région de Chahak: dykes d'alimentation (da) avec sa bordure bréchifiée (bb), brèches d'hyaloclastites (bh) et substratum tuffacé et stratifié (ss).

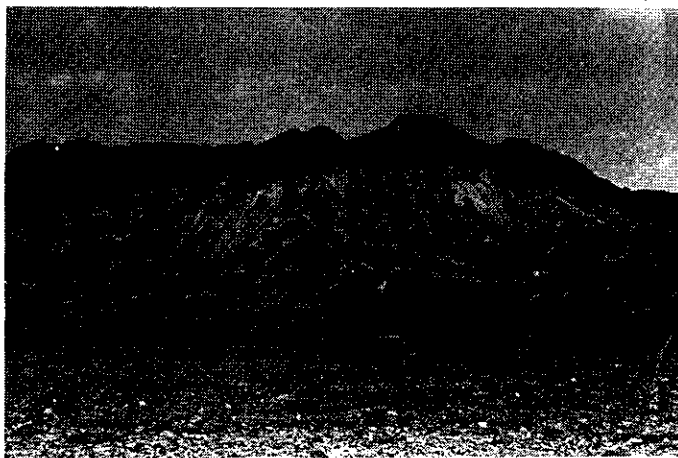
3 et 4. Pillows de lave, dans les brèches d'hyaloclastites de la région de Chahak.

5 et 6. Dykes d'"andésite porphyrique" traversant les volcanites de l'Eocène supérieur (E_6) (région de Bid Hand-Kahak). On observe une texture fluidale avec phénocristaux de plagioclases orientés parallèlement aux épontes.

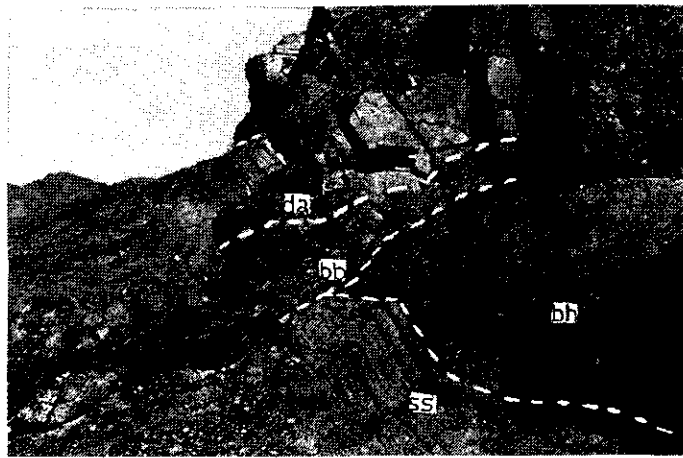
7. Pyroclastite acide de l'Oligocène (phase Anté-Qom) avec cristal automorphe de grenat riche en almandin (L.N. x 48).

8. Zonation du plagioclase dans les microgranodiorites à amphibole et biotite au Nord de Sarabadan (L.P. x 19).

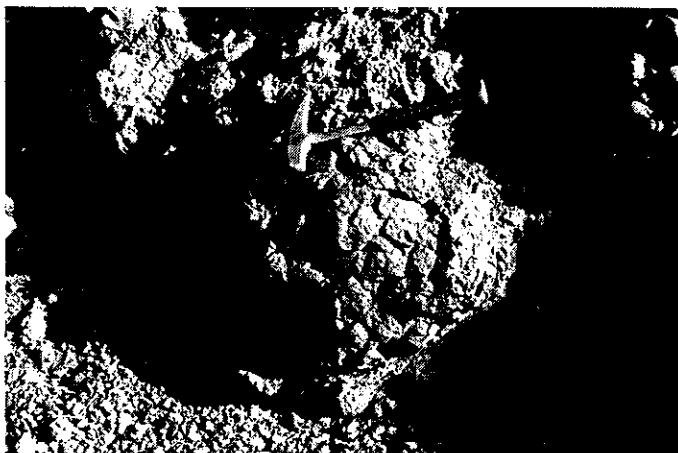
PLANCHE I



1



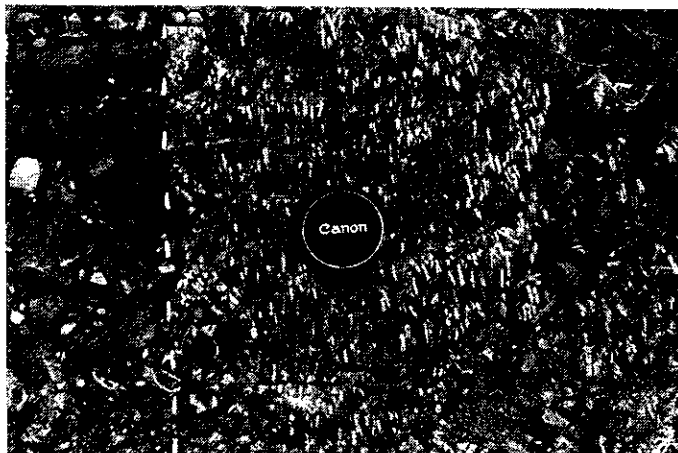
2



3



4



5



6

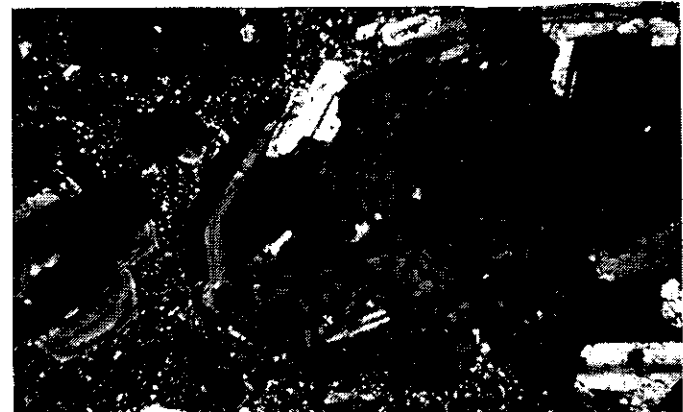
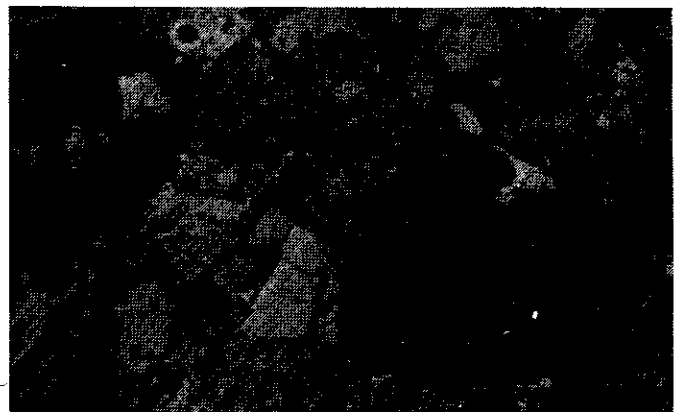
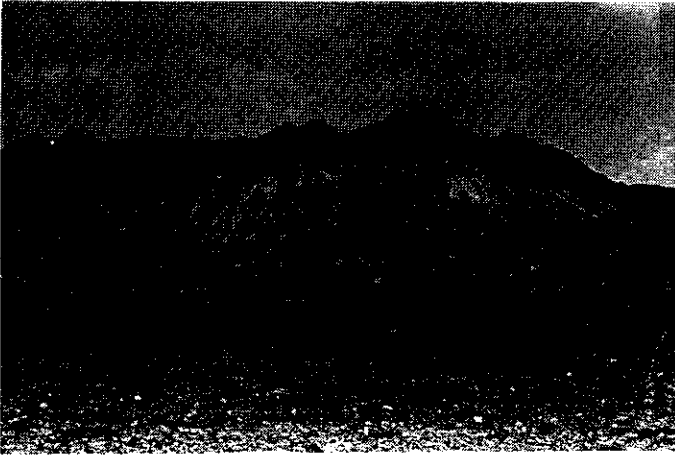
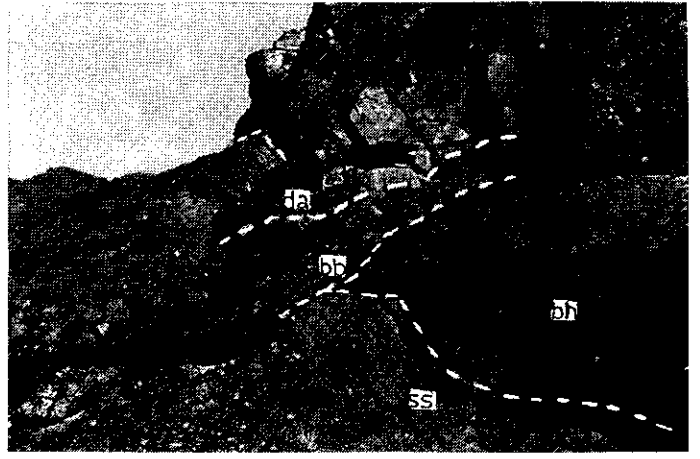


PLANCHE I



1



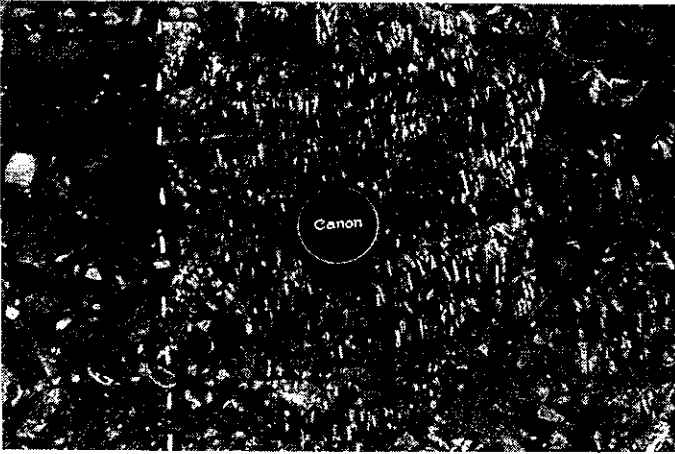
2



3



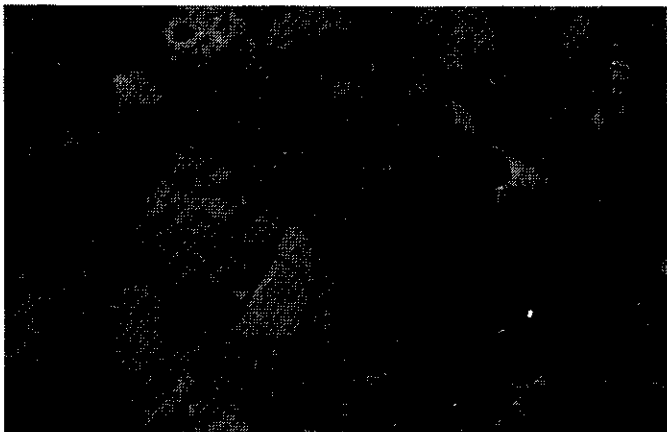
4



5



6



7



8

tel:00609988, version 1 - 17 Aug 2010

Diverses étapes du mélange magmatique réciproque d'un magma basique et d'un magma acide (depuis un mélange imparfait vers des stades de plus en plus homogénéisés):

1 et 2. Respectivement: basalte hyalin (E₆) et rhyolite porphyrique (E₅) de l'Eocène; il s'agit de laves apparemment non contaminées. Dans le basalte, les phénocristaux de labrador sont en équilibre avec le verre basique sombre et présentent également des inclusions vitreuses sombres. Dans la rhyolite, les phénocristaux automorphes de quartz montrent des golfes de corrosion. 1(L.N. x 38), 2(L.N. x 19).

3 et 4. Présence d'éléments basiques hyalins avec texture de "roches émulsionnées" dans les vitrophyses fluidaux ou "ignimbrites laviques" de la région de Narreh Khar Kuh. A noter les contours interdigués, ondulés et cérébrofides des éléments basiques ainsi que les inclusions de lave acide matricielle (gouttelettes de verre clair) dans les éléments basiques, qui montrent bien l'état liquide de ces derniers lors de leur incorporation dans le magma acide.

3(L.N. x 15), 4 (L.N. x 38).

5 et 6. Séparation d'une flamme (5) et de micropillows basiques (6) (teinte sombre) dans le magma acide (matrice claire). Dans la flamme basique sombre, les matériaux basiques se sont détachés et orientés grâce à la fluidalité de la lave acide matricielle, ce qui donne un "convoi de matériaux basiques".

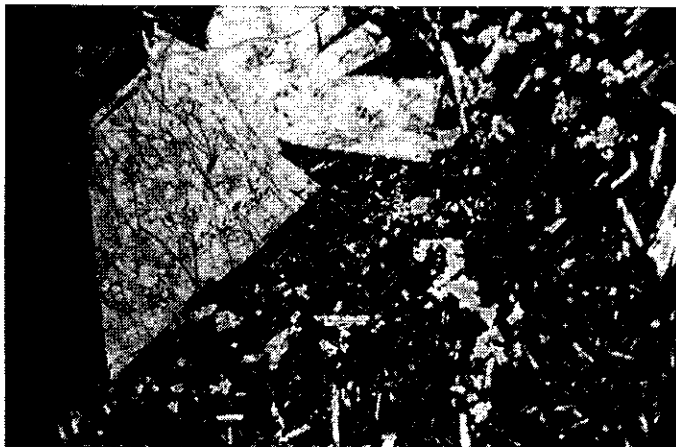
5 (L.N. x 38), 6 (L.N. x 15).

7 et 8. Détail de flammes basiques (teinte sombre) plus ou moins disloquées par la lave acide matricielle (verre clair). A noter que, dans cette étape, il existe à l'interface du verre basique sombre et du verre acide clair, une mince zone de couleur moins foncée (verre brunâtre) qui est représentative de la zone d'hybridation (h).

7 (L.N. x 15), 8 (L.N. x 38).

tel:00509888, version 1.1.17/AUG-2010

PLANCHE II



1



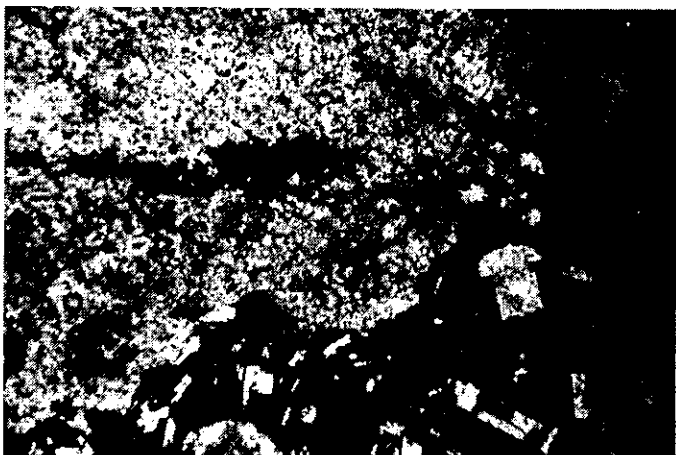
2



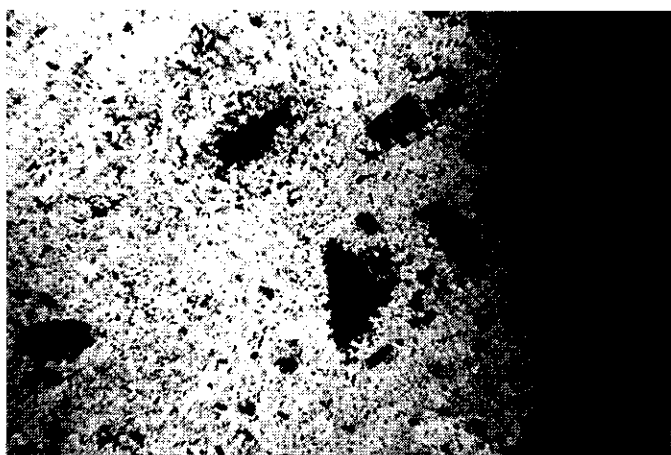
3



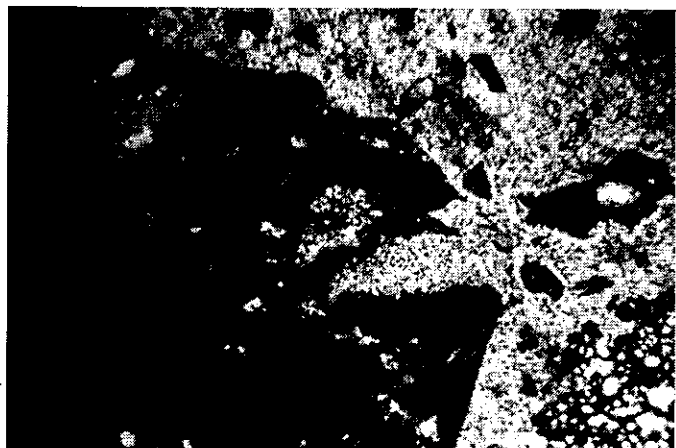
4



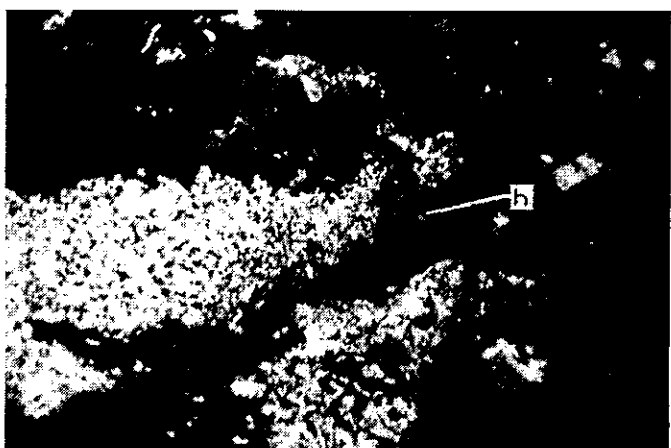
5



6



7



8

PLANCHE III

1, 2 et 3. Etapes plus avancées de la dislocation des flammes et des micropillows basiques. Les matériaux opaques des éléments basiques sont entraînés par le magma acide et forment des grains minuscules opaques dans la matrice acide (teinte claire). Ils demeurent encore autour des phénocristaux de plagioclase des éléments basiques, formant une "auréole opaque". Certains plagioclases ont été libérés dans la matrice acide et ont subi corrosion et résorption; au contraire, ceux qui sont encore réunis à leur matrice opaque sont en équilibre avec cette dernière et leur forme géométrique est relativement préservée.

En (3), le verre matriciel est assez homogénéisé; il s'agit d'un verre brunâtre (grisâtre dans la photo).

Pourtant, on observe encore le verre basique sombre autour de certains cristaux de plagioclase et le verre acide clair dans la matrice.

1 (L.N. x 15), 2 (L.N. x 15), 3 (L.N. x 15).

4 et 5. Etape finale du mélange magmatique (dacitoïdes du Narreh Khar Kuh, E₆) représentée par un verre homogénéisé (verre brunâtre, noir sur la photo), ainsi que par des phénocristaux de labrador et de clinopyroxène dont la corrosion et la résorption sont très poussées, surtout pour le plagioclase (photo 5).

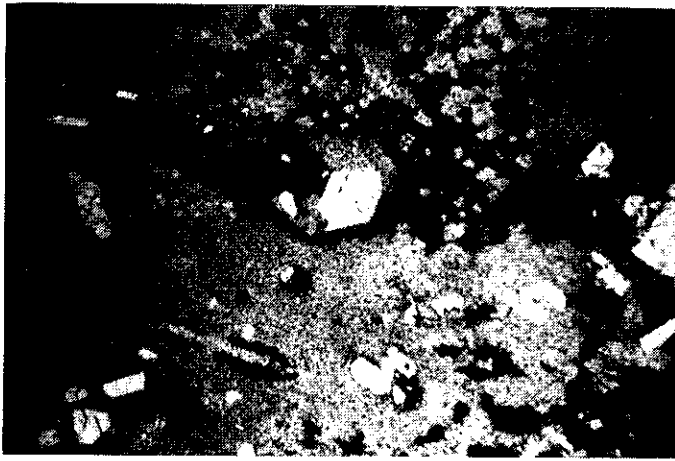
A noter qu'on observe encore des inclusions de verre basique sombre dans certains phénocristaux de plagioclase (photo 4).

6. Phénocristal de quartz rhyolitique avec auréole réactionnelle dans les basaltes et andésites basaltiques du Néogène (NgV₁) de la région de Jasb (L.N. x 38).

7. Agrégat glomérocrystallin de nature basique dans une rhyolite à quartz automorphe du Néogène de la région de Jasb (L.N. x 15).

8. Andésite néogène de la région du Kuh-e-Sakht Hesar, montrant des amphiboles pargasitiques, totalement ou partiellement déstabilisées (bordures) en un assemblage de plagioclase, de pyroxène, d'oxydes opaques, etc. (L.N. x 15).

PLANCHE III



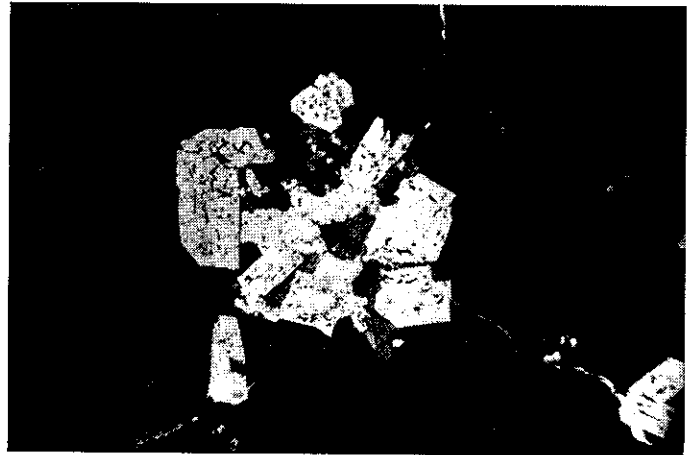
1



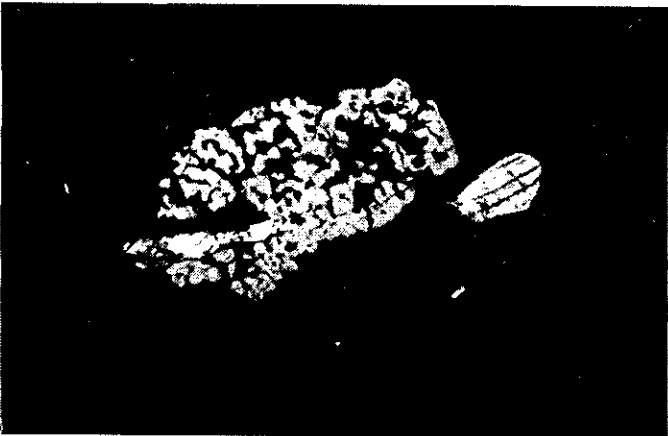
2



3



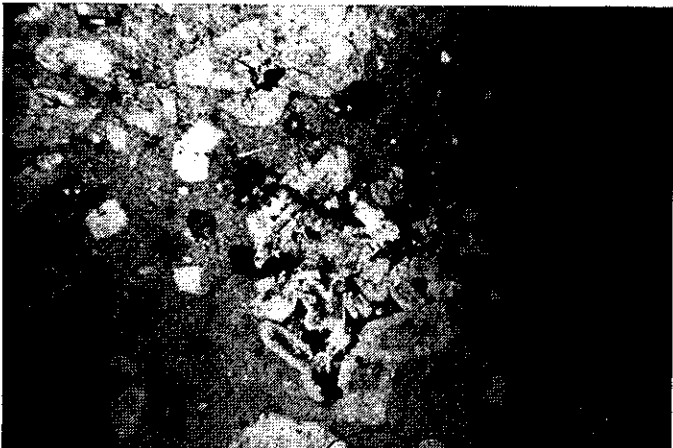
4



5



6



7



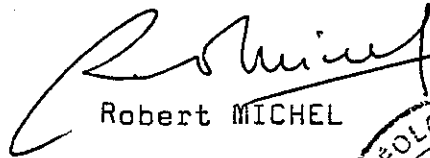
8

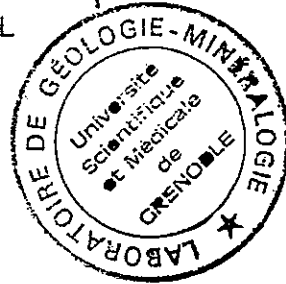
tel 00509988, version 1 - 7/2010

VU

Grenoble, le 23 novembre 1981

Le Président de la thèse


Robert MICHEL



Vu, et permis d'imprimer,

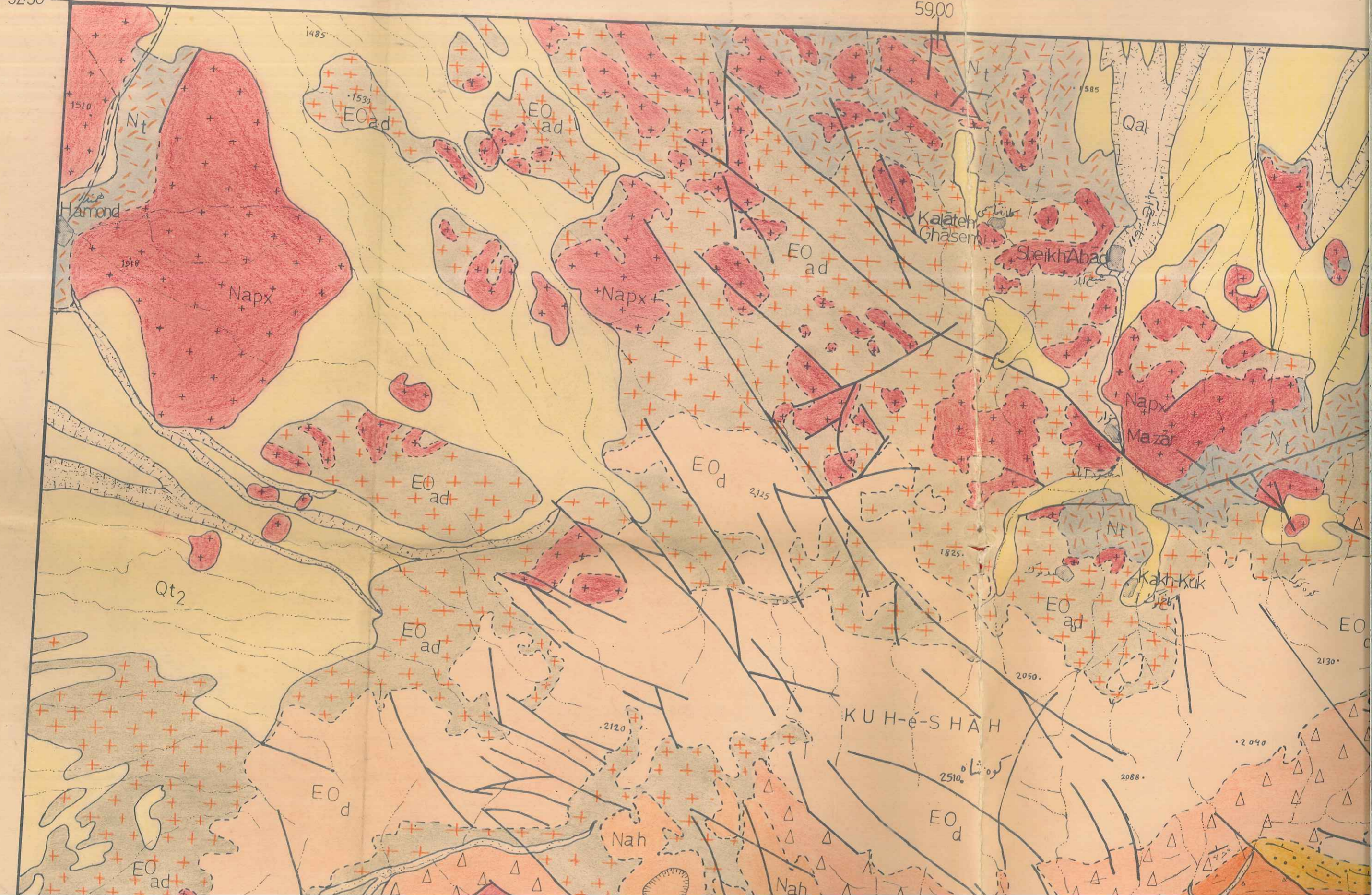
Grenoble, le décembre 1981

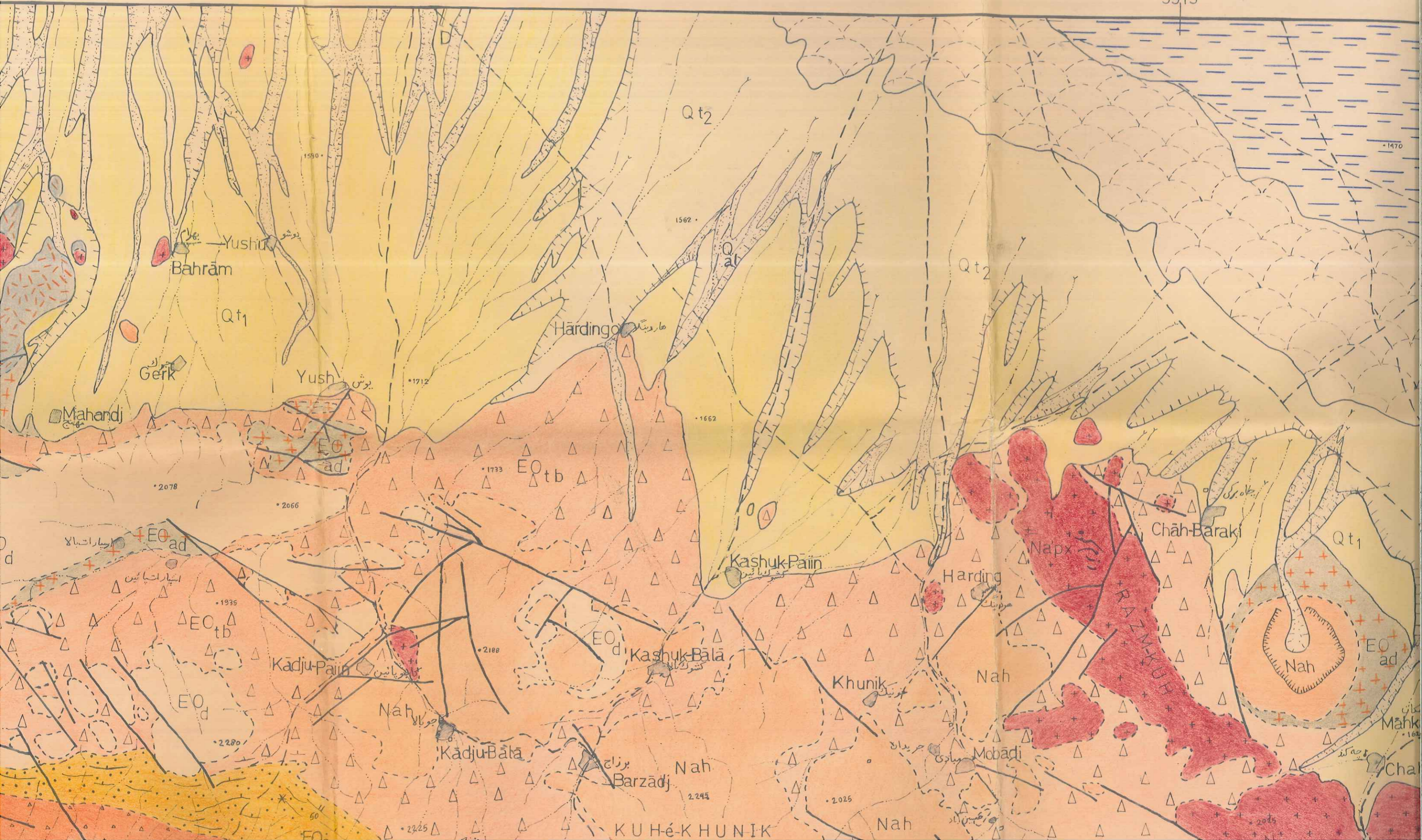
Le Président de l'Université Scientifique et Médicale

J.-J. PAYAN

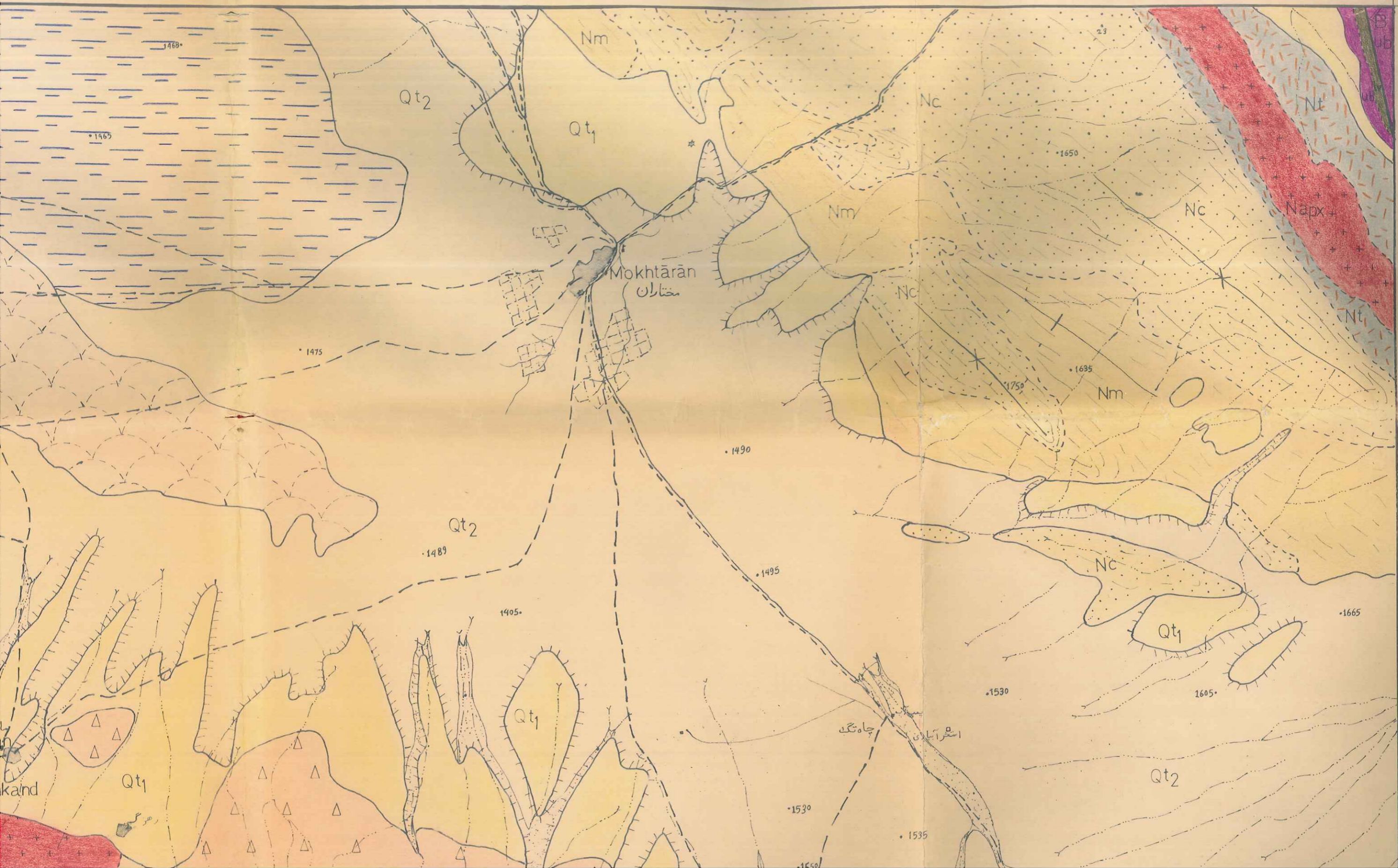
58.52
32.30

5900



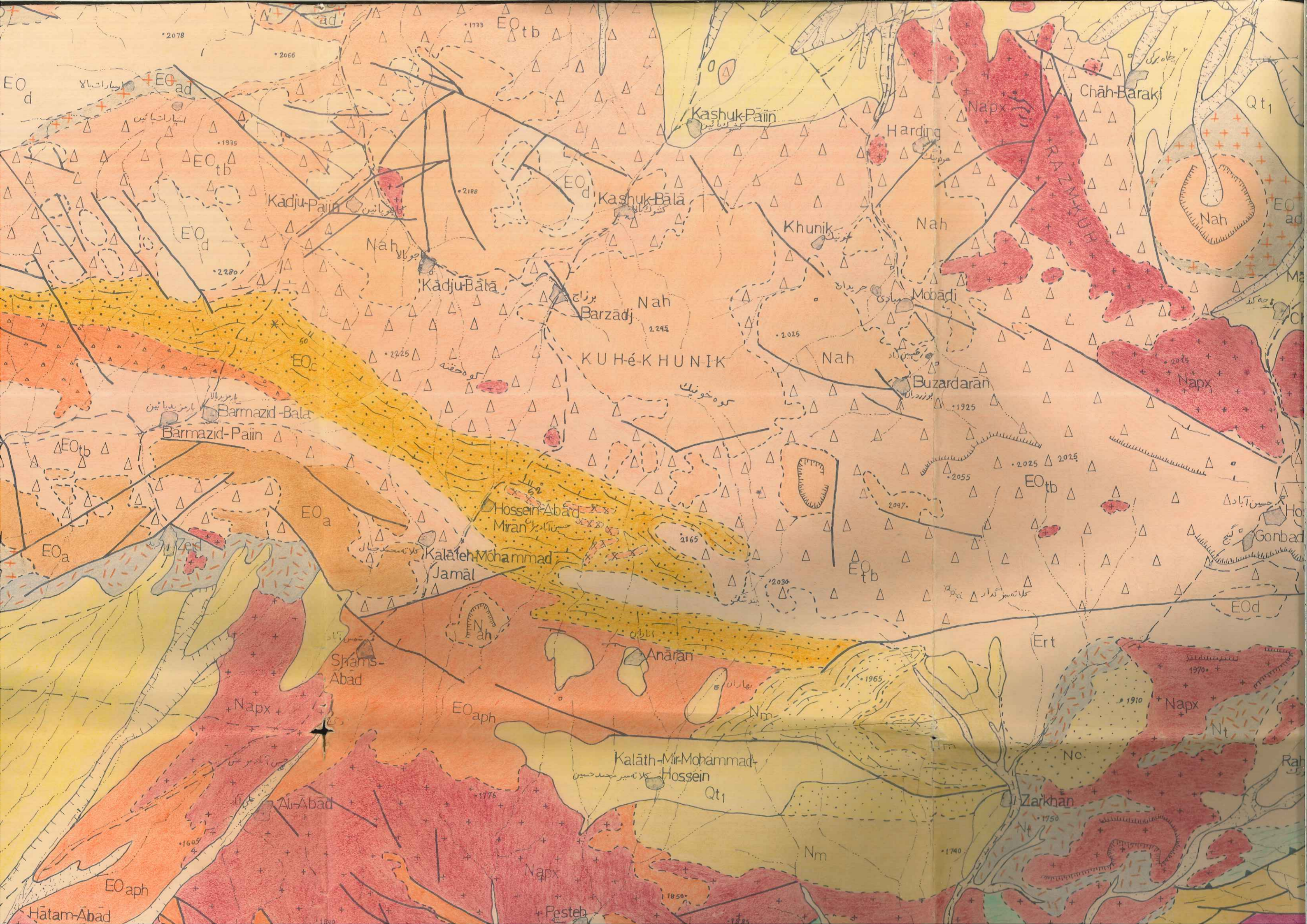


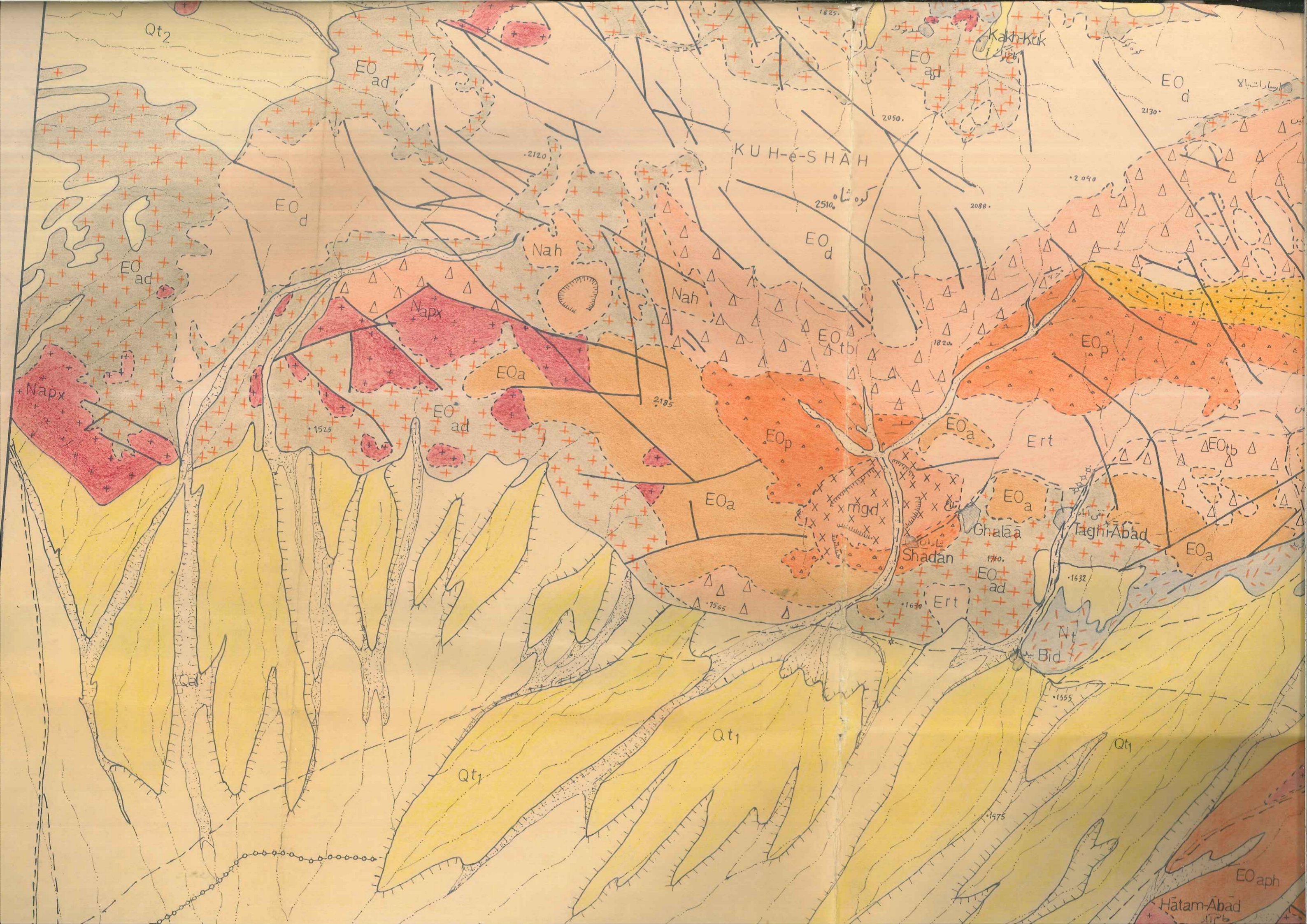
59.30
32.30

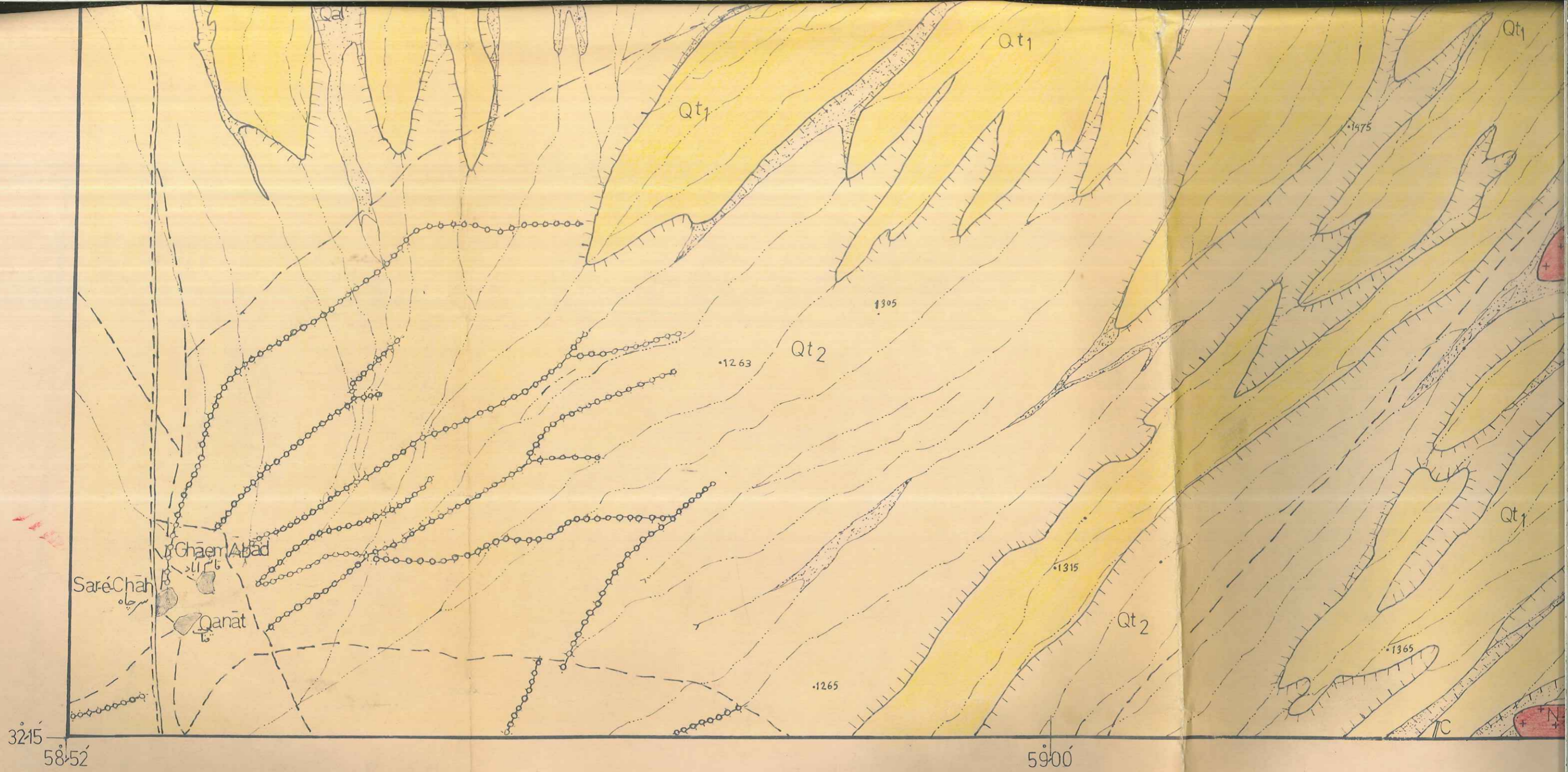


kand



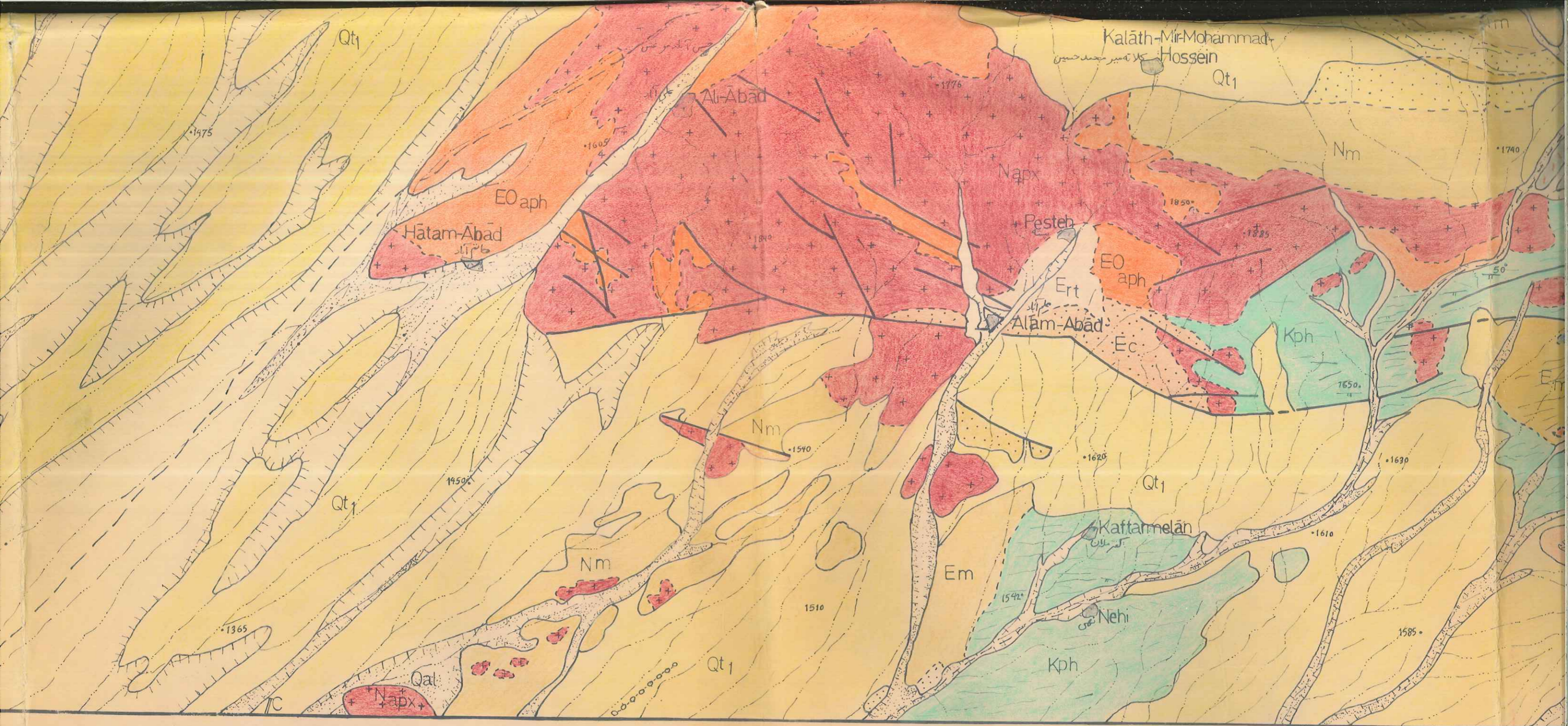






LEGEND

SYSTEM	SERIES	SYMBOL	LITHOLOGY
NARY			Sand dunes
			Kavir (salt flat)
			Dip of beds

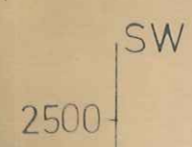
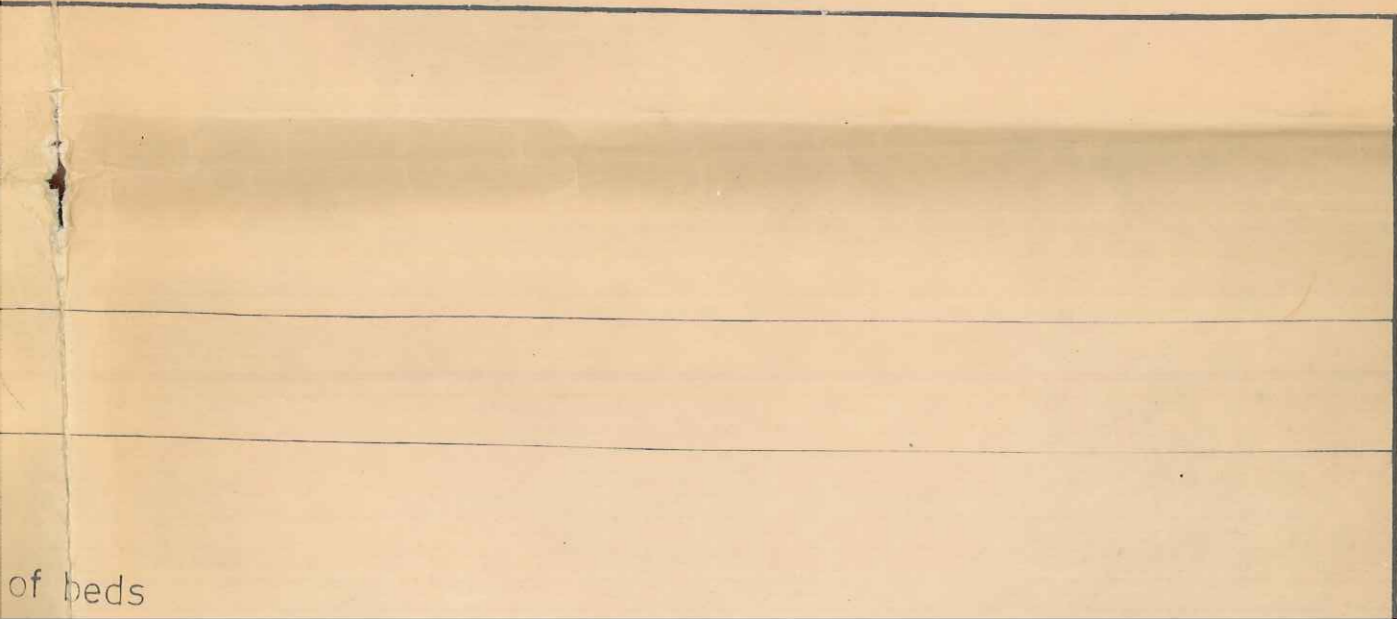


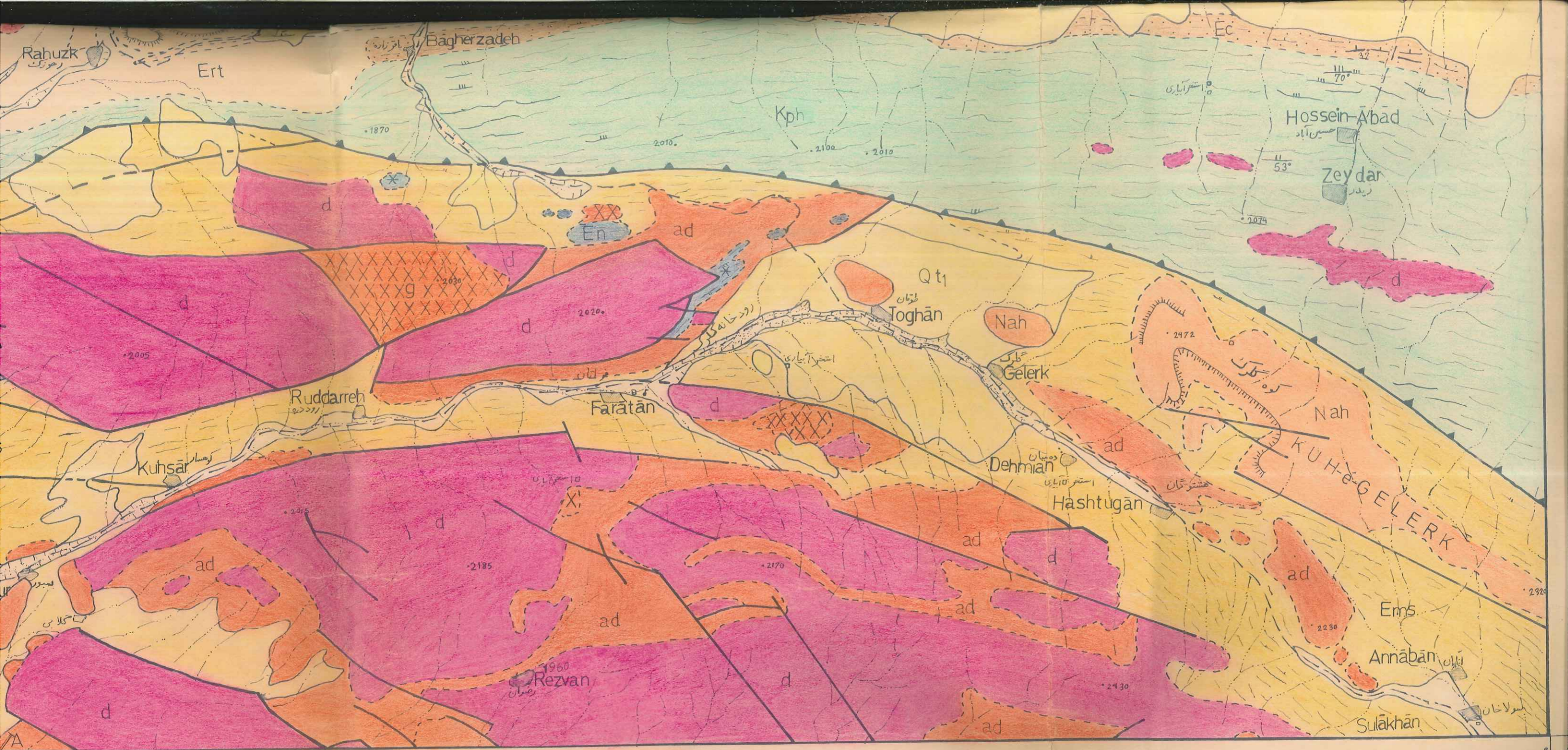
GEOLOGICAL MAP OF THE KUH-SHAH AREA

(1972)

by: M.H.Emami

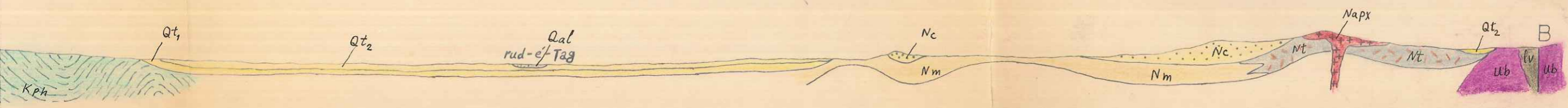
Scale 1/50,000



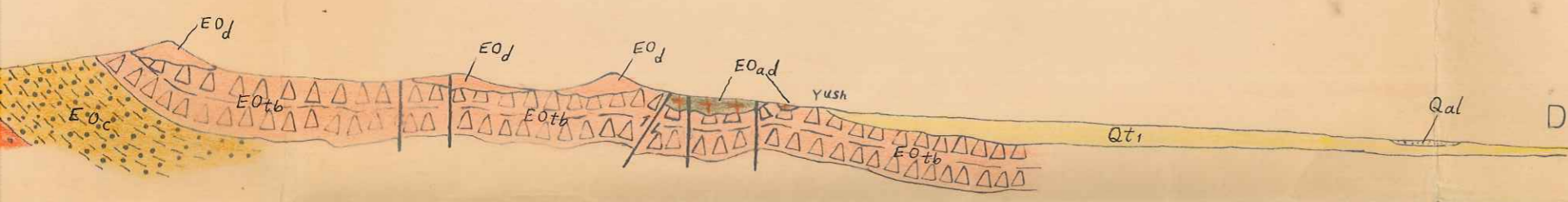


5930

NE



NE



NE

D

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
 INSTITUT DE GEOLOGIE
 DOCUMENTATION
 RUE MAURICE-GIGNOUX
 38031 GRENOBLE CEDEX
 TEL. (76) 87.46.48

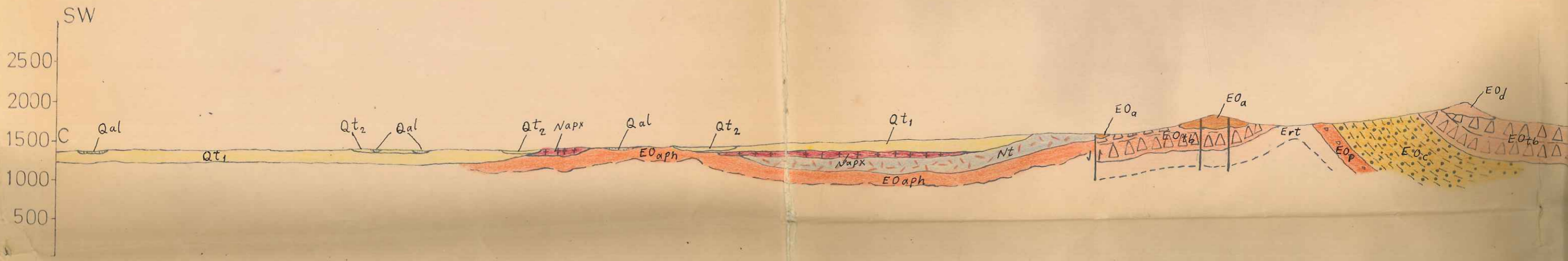
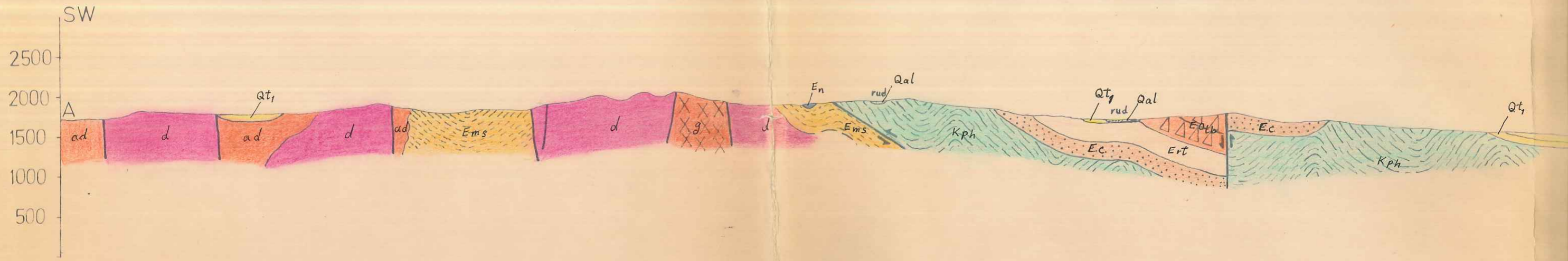
INDEX MAP

Emun



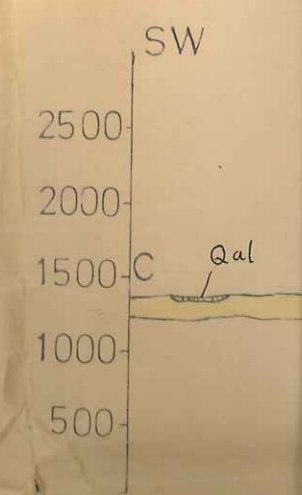
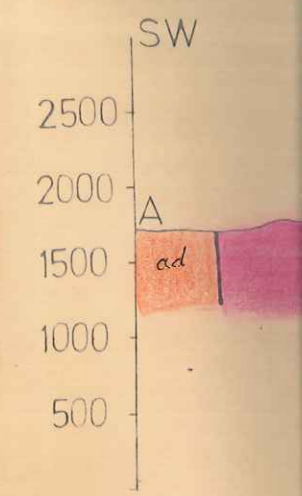
U. S. S. R.

Scale 1/50,000



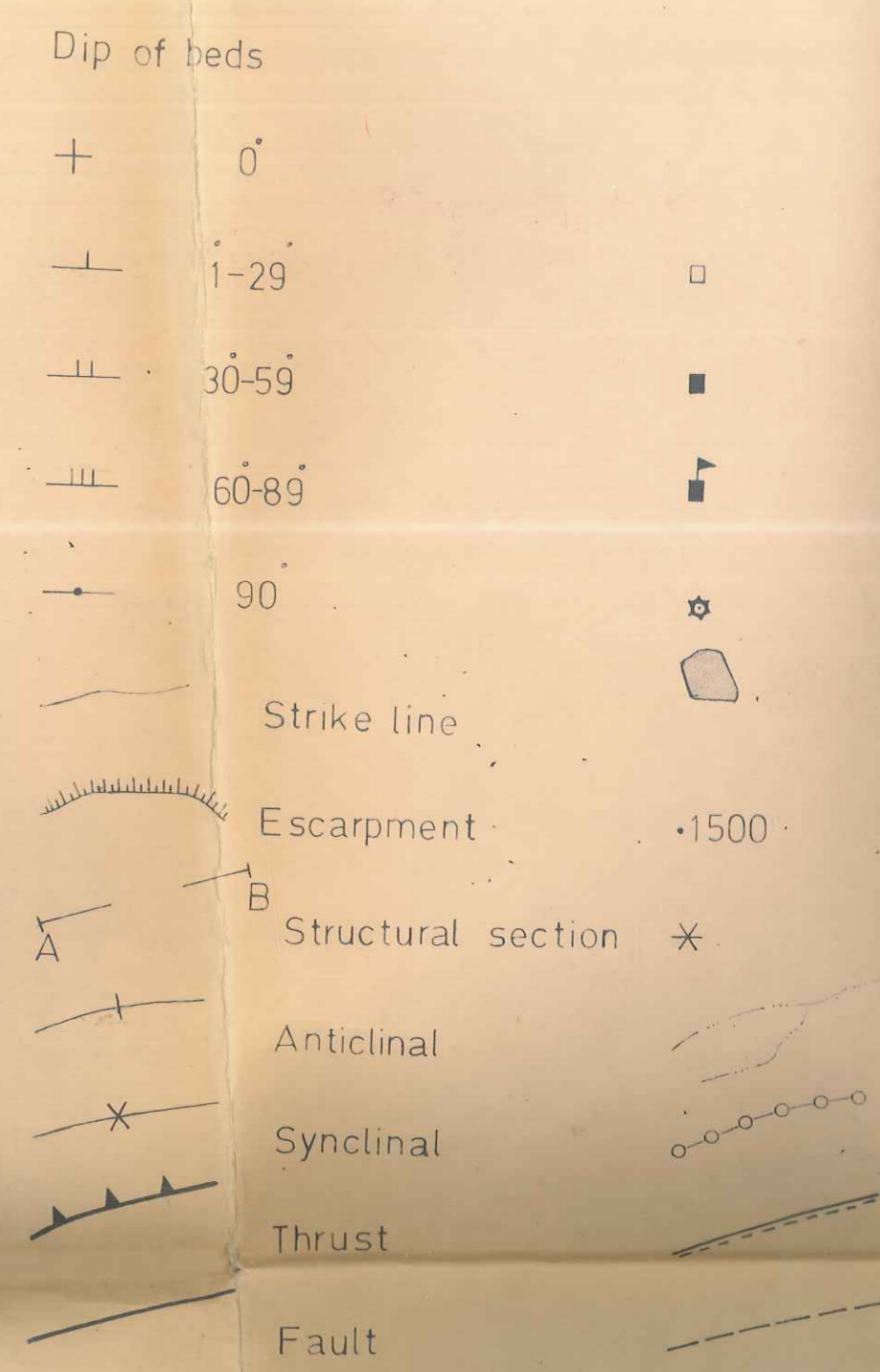
L E G E N D

LITHOLOGY		
dunes		
(salt flat)		
alluvium		
terraces / dasht		
terraces		
andesite & andesitic-basalt blend andesite glomerate tuff siferous marl	<p>Dip of beds</p> <p>+ 0°</p> <p>┬ 1-29</p> <p>┬┬ 30-59</p> <p>┬┬┬ 60-89</p> <p>● 90</p> <p>— Strike line</p> <p>Escarpment</p> <p>Structural section A-B</p> <p>Anticlinal</p> <p>Synclinal</p> <p>Thrust</p> <p>Fault</p>	<p>□ Pond</p> <p>■ Pump of water</p> <p>▣ School</p> <p>⊙ Mill</p> <p>▭ Village</p> <p>•1500 Elevation in meters</p> <p>* Fossil locality</p> <p>Surface canal</p> <p>Qanat (underground canal)</p> <p>Third class road</p> <p>Motorable track</p>
e-amphibole andesite porphyrite		
e dacite		
ly altered dacite andesite & tuff		
breccia lava breccia & agglomerate		
ed green andesite		
glomerate with nummulitic limestone pebbles		
pyroclastics with andesitic to andesi-basaltic lava		
tuff marl sandstone & conglomerate		
numulitic limestone		
glomerate		
& sandstone		



L E G E N D

SYSTEM	SERIES	SYMBOL	LITHOLOGY				
TERTIARY	QUATERNARY		Sand dunes				
			Kavir (salt flat)				
			Recent alluvium				
			Young terraces / dasht				
			Old terraces				
	NEOGENE			Pyroxen andesite & andesitic-basalt			
				Hornblend andesite			
				Conglomerate			
				Marly tuff			
				Gypsiferous marl			
		PALEOGENE	EOCENE-OLIGOCENE		Biotite-amphibole andesite porphyrite		
					Biotite dacite		
					Highly altered dacite, andesite & tuff		
					Tuff breccia, lava breccia & agglomerate		
					Altered green andesite		
	Conglomerate with nummulitic limestone pebbles						
	Black pyroclastics with andesitic to andesi-basaltic lava						
	Red tuff, marl, sandstone & conglomerate						
LOWER-MIDDLE EOCENE				Nummulitic limestone			
				Conglomerate, Marl			
		Marl & sandstone					



TERTIARY

PALEOGENE

NEOGENE

LOWER TO MIDDLE EOCENE

EOCENE-OLIGOCENE

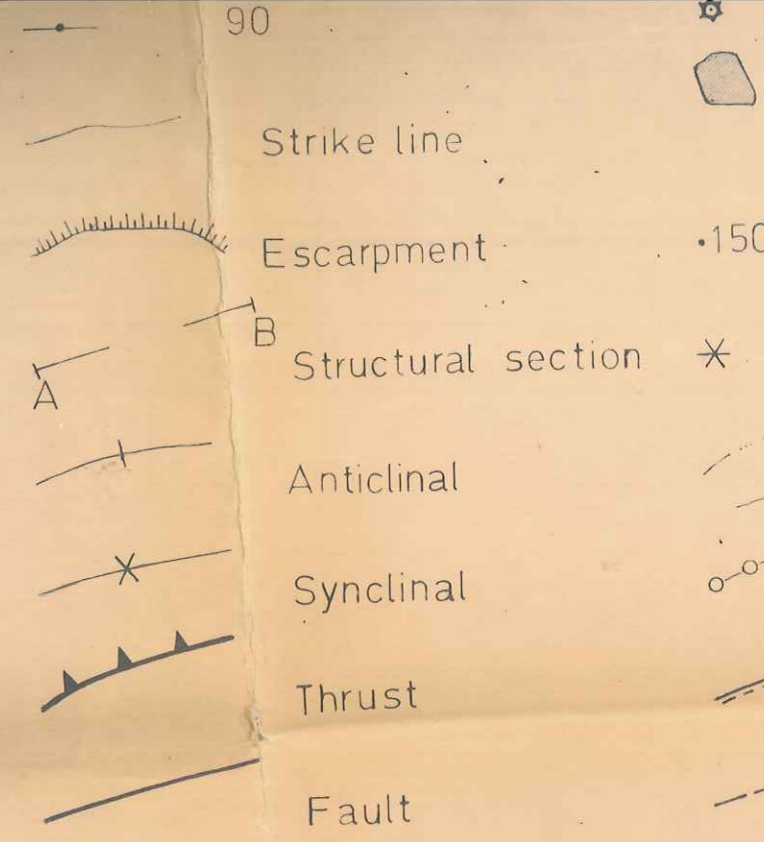
UPPER CRETACEOUS

Nah	Pyroxen andesite & andesitic-basalt
Nc	Conglomerate
Nt	Marly tuff
Nm	Gypsiferous marl
EOaph	Biotite-amphibole andesite porphyrite
EOd	Biotite dacite
EOad	Highly altered dacite, andesite & tuff
EOtb	Tuff breccia, lava breccia & agglomerate
EOa	Altered green andesite
EOc	Conglomerate with nummulitic limestone pebbles
EOp	Black pyroclastics with andesitic to andesi-basaltic lava
Ert	Red tuff, marl, sandstone & conglomerate
Em	Nummulitic limestone
En	
Ec	Conglomerate Marl
Ems	Marl & sandstone
Kph	Slightly metamorphosed flysch (phyllite)
lv	Ophi carbonate rocks (listvinites)
d	Diabase & spilitic lava
ub	Ultrabasic rocks (serpentinized dunite & serpentinite)

TERTIARY

mgd	Dykes Microgranodiorite & n
adr	Acidic dykes Intermediate igneous
g	Granite

IGNEOUS
(Non exactly)



Village

Elevation in meters

1500

Fossil locality

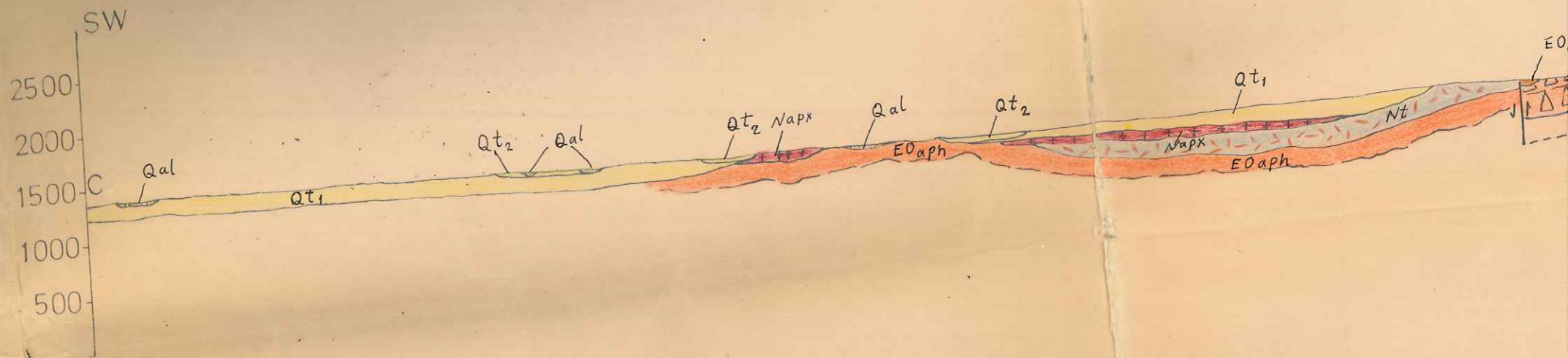
*

Surface canal

Qanat (underground canal)

Third class road

Motorable track



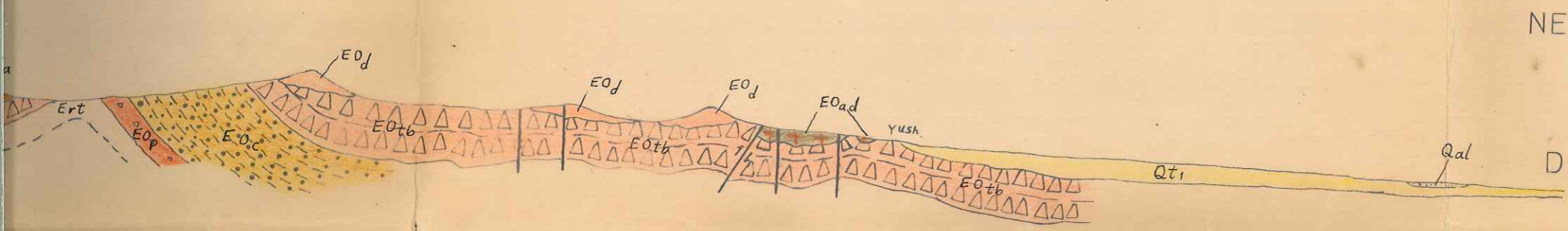
S R O C K S

(exactly dated)

ite & microgranite

gneous rocks





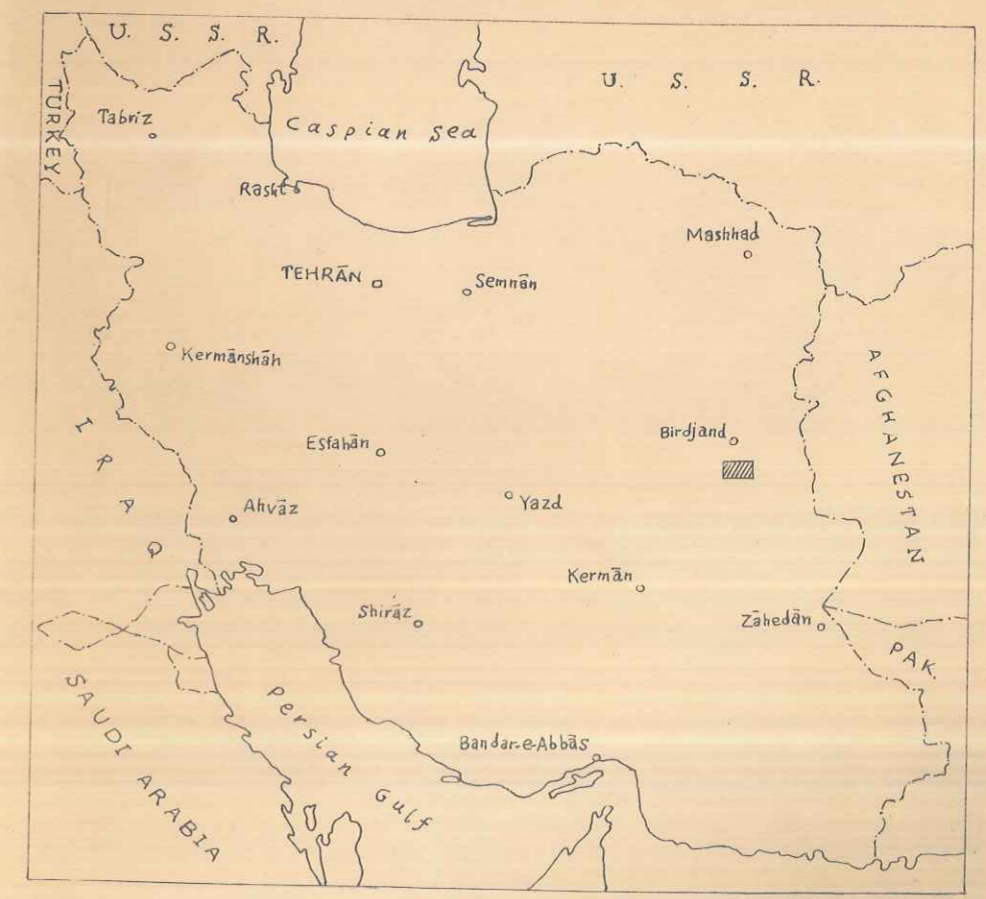
NE


D

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
 INSTITUT DE GEOLOGIE
 DOCUMENTATION
 RUE MAURICE GIGNOUX
 38031 GRENOBLE CEDEX
 TEL. (76) 87.46.48

INDEX MAP

Emun



 Location of the Kuh-Shah area