

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE HOUARI BOUMEDIENE
(F.S.T.G.A.T-U.S.T.H.B)

THÈSE

Présentée à l'U.S.T.H.B pour l'obtention du grade de

DOCTEUR d'ETAT EN SIENCE DE LA TERRE

Spécialité : PÉTROLOGIE-STRUCTUROLOGIE

PAR

Amina LOUNI-HACINI

Sujet

**LA TRANSITION DU MAGMATISME CALCO-ALCALIN
AU MAGMATISME ALCALIN DANS L'ORANIE
(ALGERIE NORD OCCIDENTALE)**

Soutenue publiquement le 30 Octobre 2002, devant le jury composé de :

Mr. M. MEGARTSI PROFESSEUR (FSTGAT)
Mr. B. SEMROUD PROFESSEUR (FSTGAT)
Mme. A. AZZOUNI PROFESSEUR (FSTGAT)
Mr. A. COUTELLE PROFESSEUR (UNIV/ BREST)
M^{elle} Y. MAHDJOUB PROFESSEUR (FSTGAT)
Mr. A. OUABADI PROFESSEUR (FSTGAT)
M^{elle} K. OUZEGANE PROFESSEUR (FSTGAT)

PRÉSIDENT
DIRECTEUR DE THÈSE
EXAMINATRICE
EXAMINATEUR
EXAMINATRICE
EXAMINATEUR
EXAMINATRICE

REMERCIEMENTS

Il m'est agréable au terme de ce long parcours, de rappeler les dettes de reconnaissance que j'ai successivement contractées durant la réalisation de cette thèse qui a nécessité de nombreux concours.

Je tiens à remercier en toute amitié, tous ceux qui m'ont soutenue et encouragée.

Que les personnes auxquelles je pense ici, me pardonnent d'avoir fait le choix de ne pas les citer nommément car la liste aurait été trop longue.

J'adresse mes plus vifs remerciements à tous ceux qui à divers titres, ont contribué à la réalisation de cette thèse en m'accueillant au sein de leurs laboratoires (Universités de Brest et de Saint-Etienne), et à toute l'équipe de chercheurs brestois qui ont mis tous les moyens à ma disposition lors de mes différents séjours.

Que mon Directeur de thèse qui me proposa ce sujet et m'accorda sa confiance, trouve ici, l'expression de ma reconnaissance et de ma profonde gratitude.

Je remercie également, le Président et tous les membres du jury d'avoir accepté de me lire et de juger ce travail.

Je tiens en outre, à remercier tous ceux qui m'ont consacré de leur temps précieux pour lire ce manuscrit, qui m'ont éclairée sur bien des questions et qui m'ont fait part d'un certain nombre de critiques constructives.

Un grand merci aux amis, aux collègues et aux jeunes doctorants, qui se reconnaîtront certainement, pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée aussi bien lors de la saisie des données analytiques que pour l'utilisation des divers logiciels informatiques.

Enfin, je ne remercierai jamais assez, ma famille. Je pense en particulier, à mon époux qui tout en me tarabustant n'a pas cessé pour autant, de m'encourager, ce qui m'a permis de relever ce défi. Je pense également, à mes deux filles qui ont consenti certains sacrifices en me soutenant pour me permettre de mener ce travail à terme. Je considère cette thèse comme étant la leur.

Le magmatisme néogène de l'Algérie Nord-occidentale(Oranie), caractéristiques pétrologiques, géochimiques et implications géodynamiques.

Présenté par Madame Louni - Hacini Amina

Faculté des sciences de la terre, de la géographie et de l'aménagement du territoire
Département de Géologie
Spécialité : Pétrologie- structurologie

Résumé :

Le volcanisme néogène de l'Oranie est caractérisé par la coexistence de laves acides (Sahel d'Oran et M'sirda) et des basaltes alcalins (Moyenne et basse Tafna et Ain témouchent). L'activité volcanique à affinité calco-alcaline a débuté vers 11.70 Ma au Serravalien, est ensuite relayée vers 5.5 Ma par un magmatisme alcalin d'âge Tortonien à Pliocène et localement Pléistocène. Les andésites et les dacites mises en place, au cours du premier épisode présentent des anomalies négatives en Nb et à un moindre degré en Ti typiques des magmas d'arc avec des rapports $La/Nb > 2$.

Les basaltes alcalins sont en revanche, caractérisés par des anomalies positives en Nb similaires à celles des basaltes d'îles océaniques (OIB) de type HIMU avec des rapports $La/Nb < 1$.

On note en outre l'existence de roches basaltiques transitionnelles entre les types magmatiques calco-alcalins et alcalins, mises en place entre 10 et 7 Ma. Ces laves transitionnelles présentent quant à elles des rapports La/Nb compris entre 1 et 2.

Les roches calcoalcalines dériveraient de la fusion d'un manteau lithosphérique métasomatisé par une subduction ancienne alors que les roches alcalines dériveraient de la fusion d'un manteau asthénosphérique enrichi de type panache, les roches transitionnelles quant à elles, seraient liées à la fusion d'un manteau situé à la limite lithosphère asthénosphère.

La synthèse des données pétrologiques, géochimique, géochronologique et tectoniques disponibles nous permet de montrer qu'un processus de rupture de lithosphère plongeante proposé par Carminati et al. (1998) rend compte de l'essentiel des particularités magmatiques de cette région telles que : la signature géochimique de subduction des roches calco-alcalines, la transition calco-alcalin –alcalin et la présence du volcanisme alcalin. Le magmatisme lié à cette délamination lithosphérique a en fait débuté au Langhien vers 16 Ma en Algérie orientale et centrale puis s'est propagé vers l'Ouest en direction de l'Oranie et du Maroc, et vers l'Est en direction de la Tunisie.

Mots clés : Oranie, volcanisme calco-alcalin, transition, alcalin, subduction, fusion mantellique.

Thèse de

Option

Directeur de thèse : Semroud Belkacem Professeur Structure : F.S.T.G.A.T..

Abstract :

The neogene volcanic rocks of the Oranie are characterised by two coexisting lavas; those observed in Sahal Oran and M'sirda are calc-alkaline felsic lavas whereas those outcropping in middle and lower Tafna and Ain Temouchent are alkali basalts. The calc-alkaline volcanic activity started during Serravalian time at ca. 11.7 Ma and was followed by a more alkaline magmatism of Tortonian to Pliocene and locally Pleistocene age, at ca. 5.5 Ma. The andesitic and dacitic rocks which were emplaced during the first episode show negative Nb and to a lesser extent Ti anomalies typical of arc magmas with La/Nb ratios exceeding 2. On the other hand, the alkali basalts are characterised by positive Nb anomaly similar to those of oceanic island basalts (OIB) of HIMU type, with La/Nb ratios lower than 1.

Between these two types, transitional basaltic rocks exhibiting La/Nb ratios ranging from 1 to 2 are also observed. They were emplaced between 10 and 7 Ma.

The calc-alkaline rocks are considered to be derived from melting of a metasomatised lithospheric mantle during an earlier subduction whereas the alkaline rocks were derived from melting of an enriched asthenospheric mantle of plume type. As for transitional rocks, they are most likely related to melting of a mantle source located between the lithosphere and the asthenosphere.

Available petrological, geochemical, geochronological and tectonic data suggest a process of slab breakoff as proposed by Carminati et al. (1998). This is reflected in the observed magmatic features of this region such as the subduction geochemical signature of calc-alkaline rocks, the transition between calc-alkaline and alkaline rocks, and the presence of alkaline volcanism. The process of slab breakoff began during Langhian age, around 16 Ma, in eastern Algerian then propagated westward towards Oranie and Morocco, and eastward towards Tunisia.

Keywords: Oranie, calc-alkaline magmatism, transition, alkaline rocks, subduction, mantle melting.

Le travail entrepris consiste en une étude pétrologique et géochimique du volcanisme transitionnel de Algérie nord occidentale (Oranie). Il s'inscrit dans le cadre de l'étude du magmatisme néogène de la Méditerranée occidentale et a pu être réalisé grâce à l'accord programme Franco - Algérien 91MDU175 .

Notre étude complète les nombreux travaux régionaux consacrés au magmatisme de l'Oranie durant ces dernières années(Sadran 1951, Guardia (1975), Bellon (1976), Bellon et Brousse (1977), Bellon (1981) Bellon et al (1984) et Mégartsi (1985)

Les nombreux travaux régionaux réalisés durant les trente dernières années, sur les modalités de l'origine et de l'évolution du magmatisme n'ont pas abouti à un consensus sur la question. Par conséquent, toutes les conclusions de ces études demeurent incertaines voire, controversées.

Sur la base d'un échantillonnage systématique des différents faciès une étude pétrographique, minéralogique et géochimique ont pu être réalisées et nous ont permis :

- de préciser la chronologie de mise en place des différentes laves de l'Oranie.
- de mettre en évidence leur particularité minéralogique et géochimique en insistant sur la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin. Cette transition, déjà signalée en Algérie par Megartsi (1985) a pu être cernée à partir des données géochimiques (éléments en trace, terres rares et isotopes).

Par ailleurs, ceci nous a permis d'identifier les sources magmatiques et de reconstituer l'évolution géodynamique de la région étudiée dans le cadre de la marge méditerranéenne du Maghreb.

Le mémoire comprend sept chapitres :

Le chapitre I, donne un aperçu sur le contexte géologique du magmatisme de L'Algérie du nord et de l'Oranie, notre région d'étude.

Le chapitre II, sera consacré à la chronologie de mise en place des différentes laves sur la base des données stratigraphiques et géochronologiques.

Nous aborderons l'étude pétrographique des différents faciès dans **le chapitre III**, et l'étude minéralogique des différentes phases minérales ainsi que les conditions thermodynamiques dans le **chapitre IV**.

L'étude géochimique traitée dans **le chapitre V**, va permettre de préciser la nomenclature et la typologie des différentes laves et de mettre en évidence les mécanismes responsables des variations chimiques observées.

Le chapitre VI étudiera les divers aspects de la pétrogenèse des différentes laves.

Dans le chapitre VII, nous discuterons de l'origine des laves calco-alcalines, alcalines et transitionnelles en les replaçant dans le cadre géodynamique de la marge maghrébine.

I- Généralités

I-1 Cadre géographique

Les grands traits orographiques de l'Algérie nord occidentale "Oranie" (figure I.1) sont marqués par des alignements de reliefs Sud Ouest - Nord Est, séparés par des dépressions de même orientation. On distingue :

Une succession de petits massifs littoraux de faible altitude (inférieures à 700m) qui jalonnent la côte entre Oran et Marsat Ben M'hidi. Il s'agit des massifs d'Oran, des Andalouses, du Tifaraouine à l'ouest et des massifs des Souahlias et des M'sirda à l'Est.

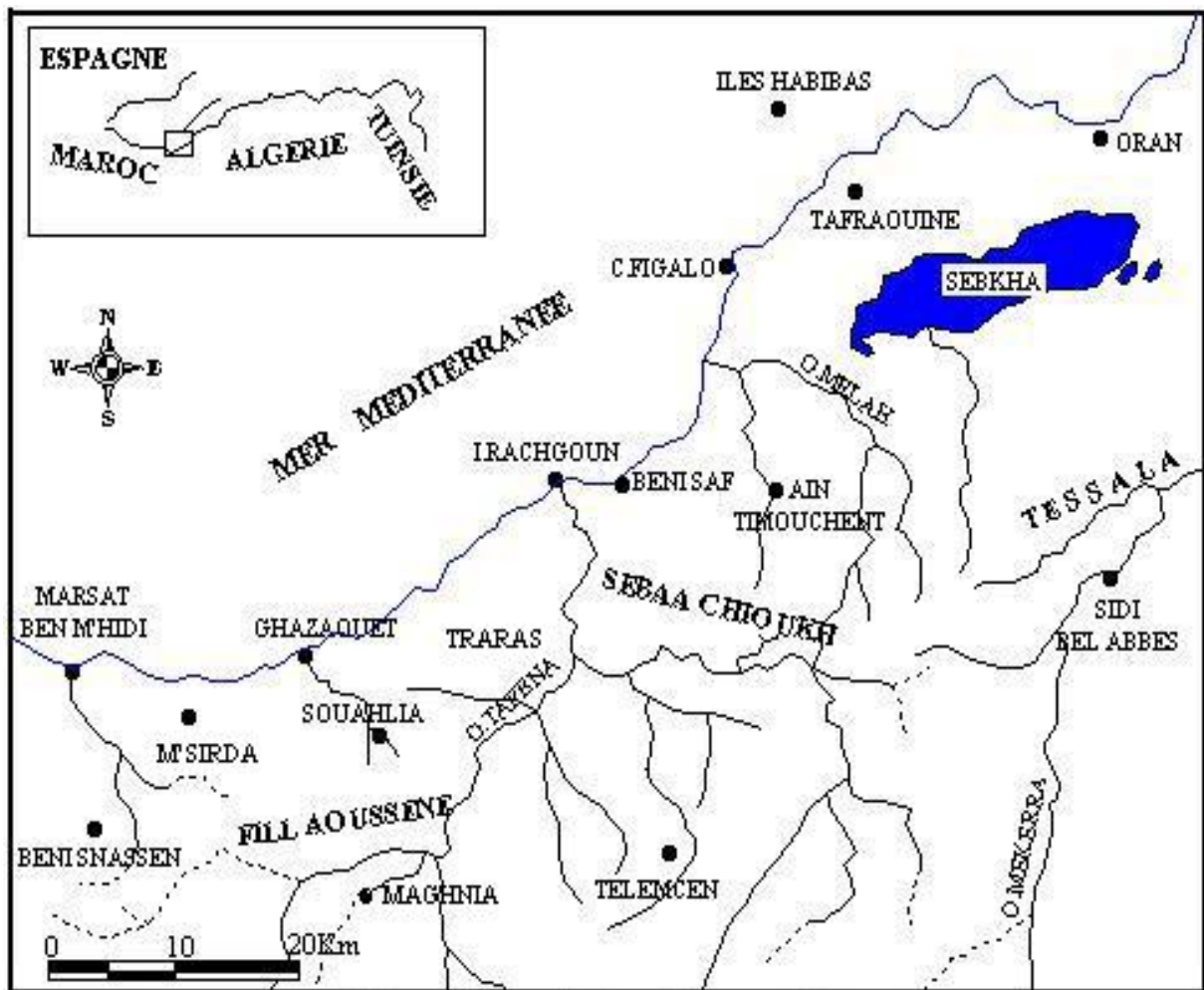


Figure I –1 : Esquisse géographique de la zone étudiée.

Au sud, les monts des Sebââ Chioukh forment une zone de collines qui prolonge à l'ouest le massif du Tessala.

Cette région est composée d'un certain nombre de massifs hercyniens dont le plus important est celui des Traras et son prolongement méridional, la chaîne du Fillaoussène et des Benisnassen au Maroc.

Entre ces reliefs, s'étendent de vastes plaines dont les plus remarquables sont celles de Maghnia, d'Ain Témouchent et d'Oran qui est occupée en partie par la sebkha (vaste dépression endoréïque).

I-2 Le magmatisme néogène du pourtour de la Méditerranée occidentale et son interprétation géodynamique

La Méditerranée occidentale a connu une importante activité magmatique depuis le Paléocène jusqu'au Quaternaire récent. (figure I.2)

Le magmatisme représenté par une grande variété de roches volcaniques et plutoniques révèle des séries tholéïtiques, calco-alkalines, shoshonitiques et alcalines.

Cependant, le magmatisme calco-alkalin est le mieux représenté en Méditerranée occidentale avec une nette prédominance des andésites par rapport aux basaltes.

I-2 - 1 Répartition du magmatisme

1- En Espagne :

En Espagne, le volcanisme néogène affleure au sud Est du pays depuis Almeria jusqu'au nord-est de Murcia. L'activité volcanique majeure se situe entre le Burdigalien supérieur et le Messinien. Elle débute par l'émission d'andésites et de dacites du Burdigalien supérieur au Tortonien supérieur et se termine par des émissions lamproïtiques au Messinien. Bellon et al., 1983 et Hernandez et al., 1986 distinguent 4 groupes volcaniques :

Des laves calco-alkalines ou calco-alkalines potassiques, représentées par des andésites, des dacites et des rhyolites, d'âge Langhien-Serravalien qui affleurent entre la Sierra de Gata et Carboneras. A ces laves sont associées des roches plutoniques (granodiorites, gabbros-trondhjemitites) montrant les mêmes caractéristiques géochimiques que les laves calco-alkalines.

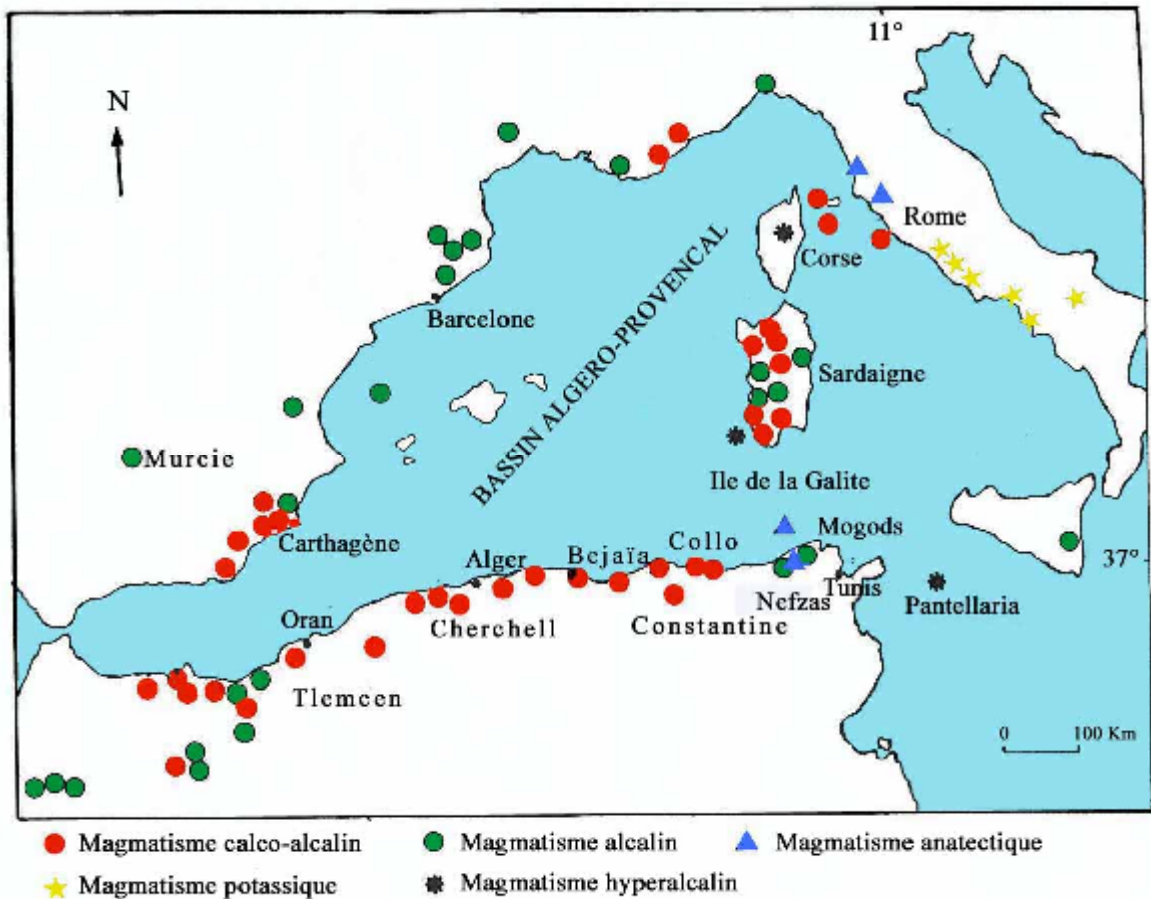


Figure I-2 : le magmatisme néogène du pourtour de la méditerranée occidentale, d'après N. Laridhi Ouzaâ (1994)

Des laves andésitiques et rhyodacitiques d'affinité calco-alkaline, potassique à shoshonitique, d'âge tortonien supérieur situées dans la bande Nijar-Mar-Menor riches en xénolithes de socle qui auraient une origine anatectique.

Les lamproïtes dont l'âge de mise en place a débuté au Tortonien et s'est poursuivi durant le Messinien.

Enfin des basaltes alcalins plio-quadernaires mis en place dans la région de Cartagène. Ainsi en Espagne, comme au Maroc et dans l'Oranie, le volcanisme Néogène est post-orogénique, contemporain de la formation des bassins sédimentaires et lié aux accidents décrochants qui affectent la bande Ibérie-Afrique.

2- *Au Maroc:*

Deux zones volcaniques néogènes importantes occupent l'avant pays du Rif oriental : la zone de Guelaya qui regroupe les volcans de Ras Tarf, les volcans des trois Fourches et le volcan du Gourougou; et la zone des Béni Bou Yahi est occupée par le massif du Guilliz.

Au Tortonien, l'émission de laves calco-alcalines est représentée par des andésites basiques et acides à Ras Tarf et des rhyolites au Cap des trois Fourches.

L'activité du volcan du Gourougou est marquée par des laves essentiellement calco-alcalines du Tortonien au Messinien. Ce volcanisme devient alcalin à partir du Plio-Quaternaire. (El Bakkali et al , 1998)

Au Plio-Quaternaire, un volcanisme basaltique à affinité alcaline s'installe dans le Guilliz et dans la région d'Oujda. Cependant, il est à noter que dans le massif du Guilliz, ce volcanisme alcalin a débuté au Tortonien et s'est perpétué jusqu'au Quaternaire, (El Azzouzi et al., 1999).

Le volcanisme néogène ne se limite pas au pourtour de la Méditerranée; il se manifeste également dans l'Anti Atlas et dans le Moyen Atlas. Dans l'Anti Atlas, le massif du Siroua est caractérisé par l'abondance de laves très évoluées (trachytes, rhyolites, phonolites et commendites). (Berrahma, 1982 ; Berrahma et Hernandez, 1985 ; Berrahma, 1995).

Les laves du Moyen Atlas sont à affinité alcaline sodique et sont très sous saturées en silice. Elles sont constituées par des basaltes, des basanites et des néphélinites. (Moukadir 1983, Harmand et Moukadir 1986).

3- *En Tunisie:*

Le volcanisme néogène de la Tunisie septentrionale se caractérise par deux affleurements: L'un à l'Ouest dans la région de Nefza, l'autre à l'Est dans la région des Mogods.

Dans la région de Nefza, ces formations de formes variées (dômes, dômes coulés, intrusions et brèches pyroclastiques) sont les témoins d'un plutonisme et d'un volcanisme acide de nature rhyodacitique. Le volcanisme basique est représenté essentiellement par des hawaiiites. Celles-ci affleurent sous formes de sills dans la région de Nefza et sous forme de neck ou de dyke dans la région des Mogods. (Bellon,1976, Mauduit, 1978).

Le magma basique correspond à une série sodique sous saturée et différenciée, à affinité calco-alkaline, ayant subi une contamination crustale.

Les laves acides présentent des affinités avec celles des séries calco-alkalines.

Leur caractère hyper-alumineux et leurs rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés leur confèrent une origine crustale. (Halloul, 1989).

4- En Algérie :

Le littoral nord-algérien a été de l'Oligocène au Quaternaire, le siège d'une intense activité magmatique.

Dans l'Oranie, le volcanisme se caractérise par la coexistence de laves miocènes à affinités calco-alkaline (Sahel d'Oran et M'sirda) et de basaltes alcalins plio-quaternaires (Moyenne Tafna) (Mégartsi, 1985). Les laves calco-alkalines dont la mise en place se situe entre 11,7 et 7,5 Ma, présentent des caractères typiques des magmas des zones de subduction-collision.

Dans la Moyenne Tafna on distingue deux groupements chronologiques :

Le premier se situe entre 8 et 9 Ma et comprend des dacites et des basaltes à caractères géochimiques intermédiaires entre ceux des magmas orogéniques et des magmas alcalins.

Le deuxième groupement correspond à des basaltes alcalins typiques émis depuis 4 Ma.

Un volcanisme essentiellement calco-alkalin est intimement lié à la mise en place de granitoides présents essentiellement dans la partie Nord-orientale et centrale de l'Algérie.

Les différents gisements (stocks, laccolites, dykes et sills) sont localisés dans les régions de l'Edough, Cap de fer, Filfila, El Aouana, Collo, Béjaia-Amizour, Thénia et Cherchell.(auteurs)

Dans l'est algérois, le magmatisme miocène est représenté par des intrusions plutoniques (massif granodioritique de Thénia), des coulées basaltiques (Cap Djinet et Dellys) et des coulées et brèches de nuées ardentes dacitiques et rhyolitiques (Zemmouri Elbahri, Elkarma)

La mise en place de ce matériel semble s'être effectuée au cours de trois épisodes situées vers 19, 16, à 15 Ma et 14 à 12 Ma. Ces roches à affinité calco-alkaline à fortement potassique, proviennent de magma qui pourrait dériver d'une source mantellique métasomatisée au cours d'un épisode de subduction anté-miocène. (Belanteur, 1995).

Les granitoïdes de la Petite Kabylie de Collo (Bougaroun, Béni Toufout, El Milia) et du Filfila sont fortement péralumineux contrairement à la plupart des roches magmatiques miocènes de la marge algérienne. (Ouabadi, 1994).

Les caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques montrent que ces granitoïdes péralumineux ont des caractéristiques de granitoïdes de type “ S ” par opposition à ceux de type “ I ” auxquels on peut rattacher la majorité des roches magmatiques tertiaires de la marge Nord algérienne. (Semroud et al.,1992, Ouabadi,1994).

I-2-2 Interprétation géodynamique

L'histoire géodynamique de la Méditerranée occidentale est liée à l'affrontement de deux plaques continentales :Eurasie au Nord et Afrique au Sud. Entre ces deux plaques, la plaque d'Alboran dont le concept a été introduit par Andrieux en 1971. L'évolution de la Méditerranée occidentale a fait l'objet de nombreux modèles que l'on peut résumer en deux catégories :

Ceux, faisant intervenir une subduction Auzende et al 1973, Bellon 1976, Bouillin 1977, Cohen 1980. Ces auteurs préconisent le fonctionnement d'un plan de subduction pendant le Miocène; compte tenu du volcanisme miocène calco-alcalin qu'ils assimilent au volcanisme actuel des marges actives ou arcs insulaires. Or, jusqu'à présent, on ne connaît pas de trace de suture océanique au Miocène, ni de métamorphisme de haute pression correspondant. En outre, aucune données sismiques ou gravimétriques publiées à ce jour ne peut conforter cette hypothèse.

L'absence de subduction caractérisée d'une croûte océanique au Miocène plaide en faveur de la deuxième proposition selon laquelle les mouvements coulissants jouent un rôle important, autant que les mouvements tangentiels distensifs ou compressifs (Wildi, 1983, Hernandez, 1987, Larouzière,1988, Frizon de Lamotte, 1991, Méghraoui, 1996).

Les données de la cinématique des océans montrent qu'à partir de 175 Ma, l'ouverture de l'Atlantique central s'est accompagnée de la dérive de l'Afrique vers l'Est en coulissant de manière senestre par rapport à l'Europe restée solidaire de l'Amérique du Nord. Par la suite, à partir du Crétacé Supérieur, l'ouverture de l'Atlantique Sud induit une rotation anti-horaire de l'Afrique, son rapprochement et finalement sa collision encore actuelle avec l'Europe. Les chaînes alpines d'Europe et d'Afrique du Nord sont le résultat de cette collision; elles en enregistrent les étapes principales. Dès le Miocène inférieur, des décrochements crustaux voire lithosphériques importants sont alors apparus suite à ce mouvement relatif des deux

blocs entraînant ainsi la formation de bassins sédimentaires en extension contemporains de la tectonique tangentielle (Thomas, 1985, Méghraoui et al, 1996, Watts et al, 1993, Belhai, 1996) tandis que se manifeste un plutonisme et un volcanisme calco-alcalin.

Au Maghreb, Piquet et al 1998, proposent un changement de régime géodynamique au Messinien. En effet, la direction de compression régionale qui était jusqu'alors NE-SW devient NS. Elle active en mégazone de cisaillement en Tunisie et au Maroc permettant ainsi le découplage de L'Algérie du reste du Maghreb et la formation du "poinçon maghrébin".

Récapitulative ma thèse va donc être une réflexion sur cette problématique qui a aussi une vocation géochimique.

II- Cadre géologique et structural de l'Oranie

II-1 Structure alpine de l'Algérie du nord

En Algérie, l'Atlas, domaine montagneux septentrional s'oppose à un domaine méridional le Sahara. L'Atlas est subdivisé en Atlas saharien et Atlas tellien séparés par les hauts plateaux. Cette partie atlasique de l'Algérie relève de la chaîne alpine d'Afrique du nord ;

L'Atlas tellien ou encore Maghrébides (Auboin et Durand Delga, 1971) est composé d'unités allochtones largement charriées sur l'avant pays des hauts plateaux au cours du tertiaire.

Pour des considérations paléogéographiques, les Maghrébides sont subdivisés en deux zones : les zones internes et les zones externes. (figure I.3)

Les zones internes dites domaine kabyle (en Algérie) ou rifaine (au Maroc) représentent les témoins (substratum et marge) d'un ancien bloc disloqué dont la position paléogéographique située approximativement entre l'Europe et l'Afrique stable et qui se serait accrété à cette dernière au Cénozoïque.

On distingue classiquement dans ces zones internes :

un substratum métamorphique appelé en Algérie socle kabyle d'âge encore controversé, précambrien (Durand Delga, 1969, 1980 ; Bouillin, 1977 ; Bouillin et al., 1984 ; Bossière 1980) ; hercynien ou alpin (Mahdjoub, 1991 ; Saadallah, 1992).

un paléozoïque peu ou pas métamorphique daté du cambrien jusqu'au carbonifère.

Un méso-cénozoïque de marge continentale dit chaîne calcaire (Glangeaud, 1932) ou dorsale kabyle (Durand Delga, 1969) ou encore dorsale rifaine (Fallot, 1933).

Des terrains profonds de type flysch aujourd'hui localisés au sud et au Nord des zones internes formaient vraisemblablement la jonction entre les zones internes et les zones plus méridionales dites zones externes.

Tous ces terrains internes, flysch et terrains des zones internes ont subi au cours du miocène des mouvements tectoniques importants qui les ont structurés en unités largement charriés vers le sud. Les positions structurales actuelles de ces unités ont approximativement conservé la polarité paléogéographique.

Pour les zones externes, bien que leur vision cylindrique soit injustifiée, cette zone est le résultat de la superposition d'unités allochtones regroupés en nappes telliennes. Celles ci sont souvent constituées d'un substratum paléozoïque

(massifs à schistosité), d'unités dont la base n'affleure pas en surface (autochtone ou paraautochtone) et des unités tectoniques franchement allochtones avec des bases de nappes

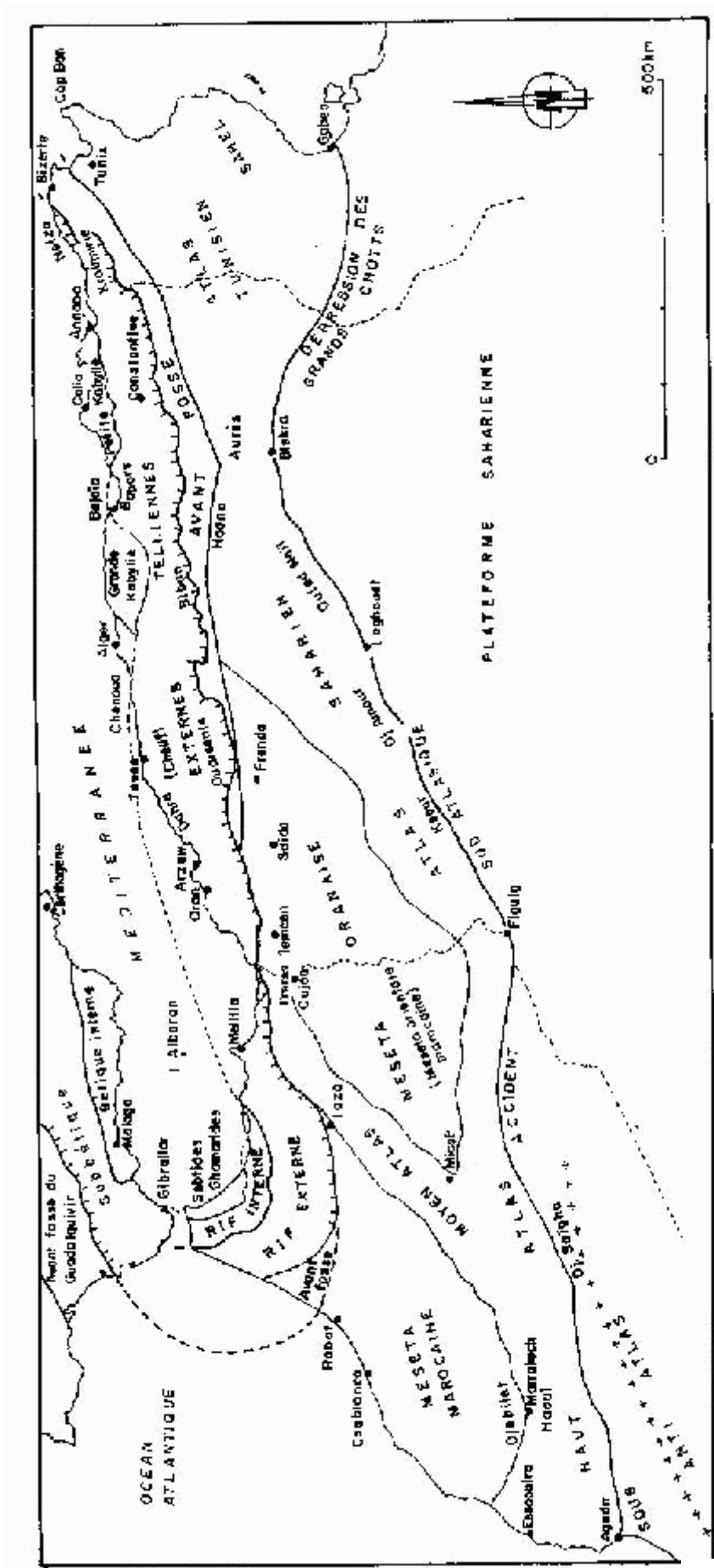


Figure I-3 : esquisse structurale des Maghrébides et Bétides (d'après Ciszak)

cartographiables sur le terrain (nappes telliennes SS.). Le nombre de ces unités est subordonné aux auteurs et aux lieux où elles ont été décrites. Plusieurs tentatives d'homogénéisation ont été initiées mais chaque région conserve ses propres unités allochtones donc ces propres nappes.

L'Oranie se trouve à l'articulation de deux grands domaines structuraux fondamentalement différents par la nature des dépôts et par le style tectonique : le domaine atlasique et le domaine tellien. (Guardia 1975, Fenet 1975). (figure I.4)

II – 2- 1 Le domaine atlasique

Il constitue l'avant pays autochtone modérément déformé de la chaîne tellienne. Le massif des Traras et la chaîne du Fillaoussène en sont les principaux représentants. Cette zone composée de terrains autochtones montre un substratum paléozoïque, traversé par un pluton granitique. (Le massif granitique de Nedroma), recouvert par une série mésozoïque assez bien développée.

L'autochtone atlasique oranais est affecté par une tectonique souple et cassante.

Si la tectonique cassante donne à la région étudiée, son caractère, la tectonique souple n'est pas pour autant, négligeable. La direction des plis est à peu près constante, en moyenne à N60. Ces plis sont déversés ou renversés vers le NW.

Les principaux accidents qui compartimentent ces formations autochtones sont regroupés en famille.

Les failles de direction comprise entre N40 et N90 sont les plus fréquentes. Elles découpent cette zone en horst et graben allongés suivant cette direction.

Le réseau de fractures à direction moyenne N20 est celui des transversales définies par Glangeaud (1951).

Les accidents de direction N120 sont plutôt rares.

L'essentiel de la tectonique de l'autochtone atlasique est acquis dès le Miocène moyen. Les dépôts marins miocènes sont discordants sur la plupart des structures majeures.

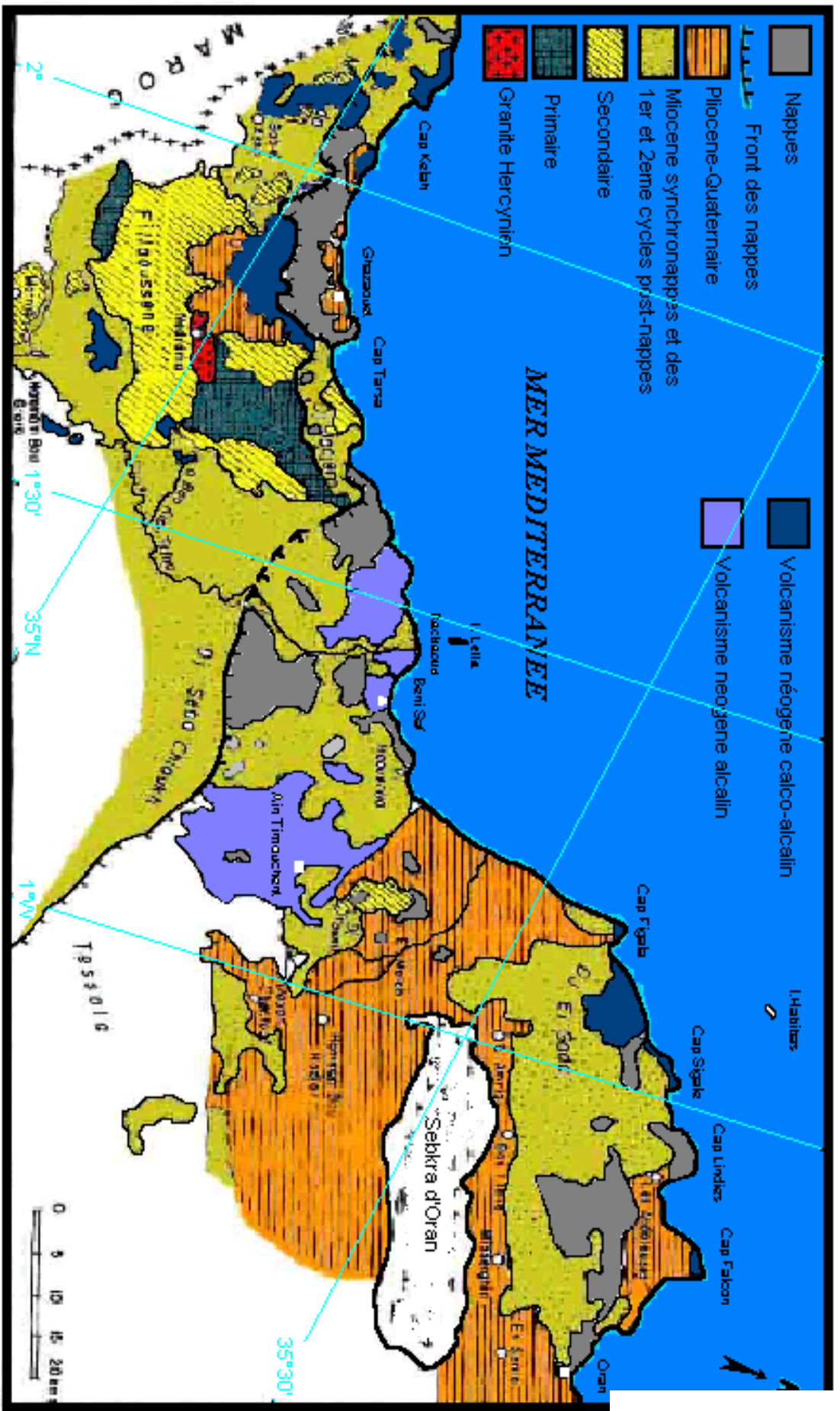


Fig 3 : esquisse géologique de l'Algérie nord-occidentale (Oranie) (d'après Megartsi 1985).

II – 2 - 2 Zone tellienne

Elle appartient à la zone externe des Maghrébides. Il s'agit globalement d'un complexe structural au sein duquel les formations paléozoïques et (ou) mésozoïques, très tectonisées, en grande partie métamorphisées, tiennent lieu de substratum autochtone relatif par rapport à un ensemble allochtone essentiellement marneux.

Les témoins de cette zone tellienne, sont représentés par les unités paraautochtones et allochtones dont les nappes à affinité rifaine, tellienne et la nappe de flysch numidien. Ces unités s'étendent depuis le Tifaraouine à l'est et se poursuivent au Maroc à l'Ouest

II – 2 – 3 Le miocène synchronappe

L'ensemble de ces unités allochtones alpines vont glisser vers le Sud dans une avant fosse miocène dit: " bassin synchronappe ". Ce miocène synchronappe est très développé dans les Sebâa Chioukh (sud de Aïn Temouchent) et dans la vallée de la Tafna. Il est constitué par une série épaisse de marnes vertes et de grès gris à roux à grains fins passant parfois à des grès grossiers parallèlement à une surrection active.

Par endroit, ce miocène peut être constitué d'éléments détritiques provenant du matériel des nappes situées au nord du bassin.

A partir de différentes études micropaléontologiques qui ont permis la détermination de foraminifères planctoniques tels que : Globorotalia praemenardii, Globorotalia gr menardii et Globorotalia mayri, plusieurs auteurs (Addadi et al 1968, Guardia et Magné 1972, Guardia 1975 et Bellon et al 1984) s'accordent pour attribuer un âge Serravallien (zone N13 de Blow, 12,3 à 12 Ma) au miocène synchronappe.

II – 2 - 4 Le miocène post-nappe premier cycle

De part et d'autre de la vallée de la Tafna, dans la région de Béni Saf et sur le revers nord des Sebâa Chioukh, une série détritique continentale sépare par endroits, les nappes de la série marine du Miocène terminal. Cette série continentale, d'épaisseur très variable, est constituée par des marnes ou des argiles gypseuses vertes, et des grès et des poudingues très hétérogènes de couleur lie de vin. Les matériaux détritiques proviennent probablement des nappes.

La rareté de la faune dans cette série continentale ne permet pas de lui donner un âge précis. Cependant à partir d'une étude comparative et chronologique avec la série des Tessala plus à l'est Guardia (1975) estime que l'on peut attribuer un âge tortonien à cette série miocène.

II – 2 - 5 Le Miocène post-nappe second cycle

Une période d'érosion suffisamment longue va permettre le dégagement d'une surface d'aplanissement assez évoluée sur laquelle vont s'accumuler des formations sédimentaires et volcaniques du Miocène terminal et plus précisément du Messinien.

Le massif des Traras et la chaîne du Filaoussène ont été épargnés par la transgression du Miocène terminal et les formations marines ont formés deux bassins : un bassin oriental et un bassin occidental qui ne communiquent entre eux qu'au nord de la zone émergée.

a- Le bassin oriental

Dans ce bassin , les formations messiniennes sont homologuées aux formations de la région d'Oranet du bassin du Cheliff.

La série sédimentaire est constituée de trois formations caractéristiques qui apparaissent dans la basse et moyenne Tafna et dans les Sebâa Chioukh, Guardia 1975 distingue:

La formation " rouge " continentale à saumâtre correspondant à des dépôts d'origine alluviale, passant vers le haut à des dépôts lagunaires et marins (marnes à huîtres).

La formation des " marnes bleues " marines se déposant au dessus des niveaux saumâtres précédents. Elle est visible dans le Sebâa Chioukh et en bordure des Traras où ces marnes sont enrichies en microfaunes.

Des calcaires construits à algues (lithothamniés), polypiers et échinidés couronnant les deux formations précédentes et constituant " la formation calcaire sommitale " (Guardia 1975).

b- Le bassin occidental

Il est limité à la région des M'sirda. Il comprend une formation marneuse riche en microfaune recouverte d'une épaisse dalle calcaire.

II – 2 - 6 Le Plio-Quaternaire

Il est représenté par une formation marine et une formation continentale.

La formation marine est essentiellement constituée de marnes ou marne argileuse. Les dépôts conglomératiques prédominent nettement dans la sédimentation continentale.

II – 2 -7 Le volcanisme de l'Oranie

D'une manière générale, le volcanisme ou le plutonisme néogène en Afrique du Nord est toujours post-nappe. Il est plus ancien à l'est comme l'ont été les mouvements tangentiels paroxysmaux caractérisant la mise en place des nappes.

Dans l'Oranie, le volcanisme mio-plio-quaternaire couvre de grandes surfaces depuis la région de Bouzedjar à l'ouest d'Oran et se poursuit jusqu'au Maroc à l'ouest.

D'après l'âge de mise en place des massifs volcaniques et selon leur localisation, on peut distinguer :

Dans le Sahel d'Oran (secteur de Tifaraouine- Bouzedjar) et les îles Habibas et les M'sirda le volcanisme essentiellement, représenté par des andésites, des dacites et des rhyolites est calco-alcalin d'âge miocène.

Dans le secteur de la Moyenne Tafna et des M'sirda, le volcanisme s'est installé au Miocène et s'est poursuivi au Pliocène.

Enfin, l'activité volcanique d'âge Plio-Quaternaire est représentée dans les secteurs de Souahlia (Ghazaouet), de la basse Tafna (Beni-saf) et dans le secteur de Aïn Témouchent.

De nombreuses datations isotopiques (K/Ar) ont été effectuées sur les laves de l'Oranie Bellon 1976, Bellon et Brousse 1977, Bellon et Guardia 1980 et Bellon et al., 1984. Ces travaux ont permis de dater à 10,70 Ma les formations du Sahel d'Oran et à 7,9 Ma celles de M'sirda. Les vastes plateaux de basaltes alcalins de la Basse Tafna, des Souahlia, du flanc Sud du Fillaoussène et d'Ain Témouchent correspondent à des laves plio-quadernaires (5,16 à 1,45 Ma).

La région oranaise a connu deux grands épisodes d'activité volcanique. Le premier d'âge miocène est à caractère calco-alcalin, affleure dans les secteurs du sahel d'Oran, des îles Habibas. Le second d'âge plio-quadernaire à affinité alcaline se répartit d'E en W en une suite d'affleurements d'importance variable dans la moyenne Tafna, basse Tafna, Souahlia, Ain Témouchent.

L'étude de la datation K/Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie (Louni et al., 1995) a permis de distinguer trois ensembles volcaniques mis en place à des périodes successives.

Le premier groupe comprend des andésites, des dacites et des rhyolites d'affinité calco-alcaline. L'âge de mise en place de cet ensemble se situe entre 11,7 et 7,5 Ma.

Des laves alcalines d'âge compris entre 3,62 et 0,88 Ma affleurent dans la moyenne Tafna (flanc sud du Fillaoussène) dans les M'sirda, dans la Basse Tafna, les Souahlia et dans la région d'Ain Témouchent.

Entre ces deux ensembles, les laves de la Moyenne Tafna montrent des caractères géochimiques intermédiaires entre les laves calco-alcalines et les laves alcalines. Les âges de ces laves de transition oscillent autour de 8 Ma.

Dans ce chapitre, notre étude s'articulera autour de 3 objectifs majeurs:

- 1) contraindre au mieux les âges isotopiques K/Ar afin de leur attribuer une réelle signification géologique.
- 2) proposer une chronologie relative des événements
- 3) étudier comment l'histoire géochronologique de l'Oranie s'inscrit dans le modèle géodynamique de la Méditerranée occidentale.

I- RESULTATS OBTENUS

Parmi les 54 datations isotopiques K/Ar reportés dans le tableau n°II.1. 35 sont nouvelles et 19 correspondent à celles de la littérature (Bellon 1976, Bellon et Guardia 1980, Bellon et al, 1984).

	Ref. échantillon	Nature et affinité roche	Gisement	Provenance	Ages (Ma)	Incertitudes	Ages moyen \pm incertitude	K20 %	40 Ar 10 cm ³ /g	40 Ar	L.O.I.	Ref. Analyse
ahel d'Oran												
	OR 1	And. CA	Dôme	Cap Figaro	9	$\pm 0,21$	9 \pm 0,21	3.33	9.69	58	2.36	B3526-3
	3558	And. CA	Dôme	Cap Figaro	9.5	$\pm 0,30$	9,77 \pm 0,30	3.43	10.54	53.5		O1609 I
					10.04	$\pm 0,24$		3.43	11.14	58.2		B3506-9
	2148	And. CA		Tifaraouine	9.46	$\pm 0,30$	9,51 \pm 0,30	2.68	8.19	48		O1607 I
					9.56	$\pm 0,30$		2.68	8.28	52		" "
	OR 41	Rhy. CA	Dôme	Chabet Harriba	9.53	$\pm 0,23$	9,55 \pm 0,23	4.23	13.04	67.9	5.2	B4635-8
					9.76	$\pm 0,23$		4.23	13.34	69.7	5.2	" "
	OR 11a	Dac. CA	Dyke	Lalla Khadra	9.27	$\pm 0,29$	9,40 \pm 0,31	6.48	19.43	28.6	1.93	B3211-2
					9.54	$\pm 0,31$		6.43	19.83	28.8	1.93	" "
	OR 11b	Dac. CA	Dyke	Lalla Khadra	9.72	$\pm 0,30$	9,80 \pm 0,31	4.86	15.28	30.2	2.2	3212-3
					9.87	$\pm 0,31$		4.86	15.52	30.7	2.2	" "
	OR 4	Dac. CA	Dyke	Moul El Bahr	10.26	$\pm 0,24$	10,45 \pm 0,25	4.14	13.73	56.6	0.57	B3160-3
					10.64	$\pm 0,25$		3.99	13.73	55.6	0.57	" "
	OR 8	And. CA	Coulée	Dj. Touila	10.42	$\pm 0,26$	10,55 \pm 0,26	3.06	10.31	46	3.12	B3174-8
					10.67	$\pm 0,26$		2.95	10.18	45.1	3.12	" "
	OR 39	Rhy. CA	Dôme	Chabet Harriba	10.55	$\pm 0,41$	10,65 \pm 0,41	4.94	16.84	23.2	1.38	B4628-1
					10.74	$\pm 0,37$		4.94	17.16	26.8	1.38	" "
	OR 9	And. CA	Coulée	Dj. Touila	10.52	$\pm 0,26$	10,55 \pm 0,26	2.56	8.7	44	1.63	B3173-7
					10.59	$\pm 0,26$		2.65	9.07	45.6	1.63	" "
	OR 10	And. CA	Filon	Dj. Touila	11.02	$\pm 0,30$	11,02 \pm 0,30	2.59	9.23	42.7	1.37	B3378-1
	OR 5	And. CA	Coulée	Tifaraouine	11.41	$\pm 0,49$	11,41 \pm 0,49	3.43	12.66	20	1.57	B3168-2
	OR 6	And. CA	Coulée	Tifaraouine	11.70	$\pm 0,40$	11,70 \pm 0,40	3.39	12.83	27.9	1.44	B3376-3
Iles Habibas												
	ORHB3	Rhy. CA	Dyke	Iles Habibas	11.27	$\pm 0,32$	11,27 \pm 0,32	4.84	17.63	37.3	0.63	B4629-2
	ORHB17	Dac. CA	Filon		11.65	$\pm 0,28$	11,65 \pm 0,28	2.3	8.66	47.7	0.9	B3534-2
Moyenne Tafna												
	OR 26	Bas. Alc.	Coulée	Bou-Track	3.33	$\pm 0,14$	3,33 \pm 0,14	0.63	0.67	31.9	2.83	B4051-8
	OR 24	Bas. Alc.	Coulée sup.	Sidi Ali Benzomra	3.62	$\pm 0,21$	4,03 \pm 0,21	0.71	0.83	31.7	3.02	B3215-6
		Bas. Alc.	" "	" "	4.1	$\pm 0,16$		0.71	0.94	22.8	"	B3224-6
					4.37	$\pm 0,13$		0.71	1	32.5	3.02	" "
	2207	Bas. trans	Coulée	Fillaoussène	5.16	$\pm 0,25$	5,16 \pm 0,25	1.57	2.63	33		C102
	OR 15	Bas. trans	Coulée sup.	Bou Kiou	7.16	$\pm 0,26$	7,16 \pm 0,26	1.23	2.84	30.8	2.11	B3530-7
	OR 19	Bas. trans	Coulée	Sidi Belkheir	7.99	$\pm 0,21$	7,99 \pm 0,21	4.22	10.89	41.2	1.47	B3178-3
	OR B6	" "	" "	Ain Berdil	8.15	$\pm 0,19$	8,20 \pm 0,19	4.2	11.19	56.3	2.79	B3213-4
					8.25	$\pm 0,19$		4.2	11.19	57.2	2.79	" "
	OR 18	Bas. trans	Coulée	Hadjeret El Kahla	8.58	$\pm 0,21$	8,58 \pm 0,21	1.92	5.32	61.5	1.55	B3863-2
	OR BZ1	Bas. trans	Coulée inf.	Sidi Ali Benzomra	8.7	$\pm 0,38$	8,70 \pm 0,38	0.82	2.3	24.6	2.45	B3528-5
	OR 13	Bas. trans	Coulée inf.	Bou Kiou	8.76	$\pm 0,76$	9,37 \pm 0,76	0.69	1.95	11.8	3.7	B3388-6
					9.94	$\pm 0,64$		0.69	2.21	12.9	3.7	" "
	OR 42	Bas. trans	Coulée sup.	Ain Romana	8.86	$\pm 0,23$	9,01 \pm 0,23	1.74	4.98	51.4	3.47	B4383-5
		" "	" "		9.17	$\pm 0,23$		1.82	5.37	55	"	B4384-6
	2539	Bas. trans		Ain Romana	9	$\pm 0,30$	9,10 \pm 0,30	1	2.9	43.5		O1649
					9.2	$\pm 0,30$		1	2.97	37.3		O1642
	OR 17	Bas. trans	Neck	Hadjeret El Kahla	9.01	$\pm 0,29$	9,01 \pm 0,29	1.84	5.36	33	1.01	B4144-4
	2162	Rhy. Ca	Dôme	Bou Ghrara	12.07	$\pm 0,70$		3.3	12.99	24.6		O1643
	OR 21	" "	" "	" "	14.97	$\pm 0,99$	13,52 \pm 0,99	3.22	15.61	12.6		B3387-5

Tableau II.1 : datations isotopiques K/Ar des laves calco-alkalines, alcalines et transitionnelles de l'Oranie. (nouvelles datations en gras)

	Ref. échantillon	Nature et affinité roche	Gisement	Provenance	Ages (Ma)	Incertitudes	Ages moyen \pm incertitude	K2O %	40 Ar 10 cm ³ /g	40 Ar %	L.O.I.	Ref. Analyse
Basse Tafna												
	OR 32	Bas. Alc.	Coulée	Rachgoun	1.41	$\pm 0,040$	1,41 \pm 0,040	3.2	1.46	39	2.73	B4050-7
	1053			Cap d'Acra	1.45	$\pm 0,14$	1,45 \pm 0,14	2.97	1.43	15.8		2600
	1044	Bas. Alc.	Coulée	Cap d'Acra	1.85	$\pm 0,18$	1,85 \pm 0,18	1.49	0.92	15.1	4.64	2783
	OR 29	Bas. Alc.	Coulée sup.	Tadmaya	2.21	$\pm 0,097$	2,21 \pm 0,1	0.91	0.65	29.2	11.5	B3864-3
	OR 31	Bas. Alc.	Coulée inf.	" "	2.32	$\pm 0,085$	2,32 \pm 0,09	1.61	1.21	32.2	2.46	B3859-5
	116F4	" "	Coulée	Cap d'Acra	1.64	$\pm 0,060$	1,64 \pm 0,06	2.63	1.39	27.9	2.58	B4106-2
	1068	" "	" "	Est Cap d'Acra	2.34	$\pm 0,12$	2,38 \pm 0,12	1.17	0.89	14.8	6.68	2514
		" "	" "	" "	2.42	$\pm 0,12$		1.17	0.92	21	6.68	2508
	1065			Nord El Kelkoul	2.49	$\pm 0,12$	2,52 \pm 0,13	1.05	0.85	23	6.68	2509
	1055				2.55	$\pm 0,13$		1.37	1.13	30.1		2584
	OR 30	" "	Coulée	Beni Saf	2.65	$\pm 0,14$	2,70 \pm 0,14	1.32	1.16	18.8	3.34	B4042-7
					2.74	$\pm 0,10$		1.32	1.17	24.06	3.34	" "
	1095	" "	" "	Nord El Kelkoul	3.48	$\pm 0,17$	3,55 \pm 0,17	1.22	1.38	21.5	3.25	2512
					3.61	$\pm 0,17$		1.22	1.43	21.5	3.25	2513
	1048			Ouest Cap d'Acra	4.09	$\pm 0,20$	4,09 \pm 0,20	1.39	1.84	25.5		C101
	1057				4.44	$\pm 0,22$	4,54 \pm 0,22	1.99	2.88	34.8	5.25	2353
					4.63	$\pm 0,22$		1.99	3.04	35.8		3362
	3607	" "	Coulée	NW El Kelkoul	4.75	$\pm 0,22$	4,68 \pm 0,22	1.62	2.5	60.9	4.25	2354
		" "	" "	" "	4.61	$\pm 0,22$		1.62	2.43	30.5	4.25	2539
Ain Temouchent												
	OR 35	Bas. Alc.	Coulée	Bengana	0.82	$\pm 0,099$	0,82 \pm 0,10	0.82	0.21	12	3.08	B4043-8
	OR 34	Bas. Alc.	" "		1.82	$\pm 0,10$	1,28 \pm 0,10	0.33	0.33	14.5	2.47	B3860-6
	3510	" "	" "	Ain Temouchent	1.7	$\pm 0,20$	1,7 \pm 0,20				2.89	
	AT 13				1.02	$\pm 0,30$	1,42 \pm 0,30	0.19	0.19	5.9	3.91	O1583 I
		" "	" "	" "	1.74	$\pm 0,099$		0.33	0.33	8.9	3.91	
					1.5	$\pm 0,25$		0.27	0.27	5.7		C100
Souahlia												
	OR 28	Bas. Alc.	Coulée sup.	Oued Abdallah	2.12	$\pm 0,08$	2,12 \pm 0,08	1.47	1	20.7		B3497-9
	122	" "			4.83	$\pm 0,25$	4,83 \pm 0,25	0.48	0.75	18.6		2361
					5.01	$\pm 0,25$	5,01 \pm 0,25	0.48	0.78	16.8		2356
M'Sirda												
	OR BD1	And. Alc.	Coulée	Bieder	7.46	$\pm 0,18$	7,46 \pm 0,18	4.48	10.9	57	2.88	B3525-2
	3317	Bas. Alc.	Coulée	Cap Milonia	8.08	$\pm 0,4$	8,10 \pm 0,4	1.2	3.13	19.2		O1629
		" "	" "	" "	8.13	$\pm 0,4$		1.2	3.15	18.6		O1650
	3535	And. CA	Coulée	M'Sirda	8.79	$\pm 0,2$	8,91 \pm 0,20	4.55	12.93	79.3		O1608
					9.04	$\pm 0,20$		4.29	12.54	82.3		B3505-8
	3196	And. CA		Bieder	9.71	$\pm 0,30$	9,71 \pm 0,30	4.5	14.13	69.4		O1610
	OR 36	Bas. CA	Coulée	Marsat Ben M'hidi	9.99	$\pm 0,37$	9,99 \pm 0,37	1.09	3.52	27.6	2.48	B4154-5

Tableau II.1 (suite) : datations isotopiques K/Ar des laves calco-alcalines, alcalines et transitionnelles de l'Oranie. (nouvelles datations en gras).

Les résultats des datations réalisés uniquement sur roches totales, ont été représentés avec la barre d'incertitude correspondante. Dans notre texte, les résultats des âges moyens seront ajustés par excès ou par défaut de façon à ne pas alourdir le texte.

Deux grands épisodes magmatiques Miocène et Plio-Quaternaire se sont succédés en Oranie. Ce volcanisme n'est pas continu, et on note ainsi une interruption de l'activité entre 6,5 Ma et 5,5 Ma (figure II.1). Dans cette figure, nous avons reporté outre les âges isotopiques une échelle chronostratigraphique avec la faune correspondante.

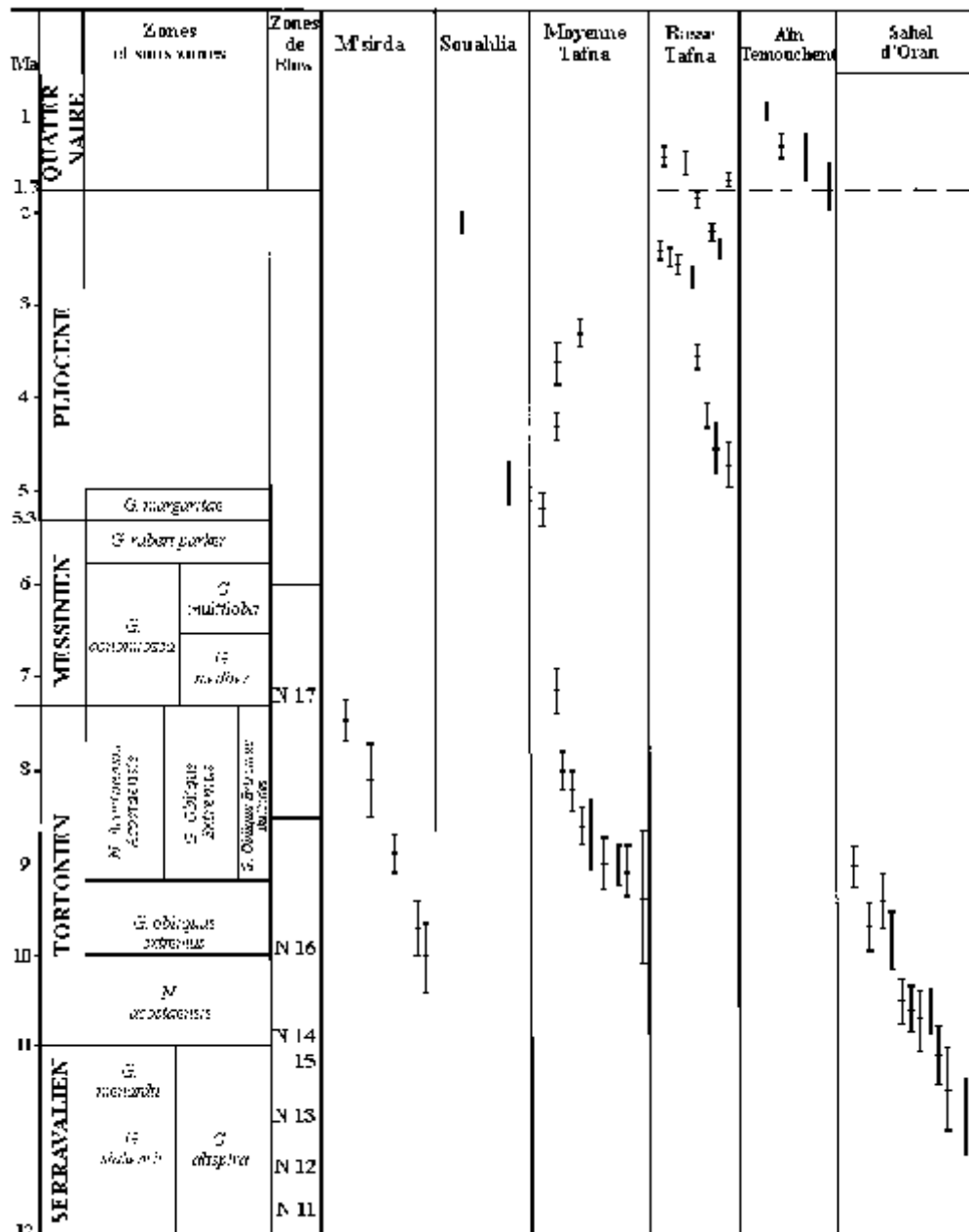


Figure II.1 : évolution spatio-temporelle des laves néogènes de l’Oranie.

Au Miocène, L'Oranie a été affectée par deux phases éruptives. La première s'est manifestée entre 11,70 Ma et 9Ma (fin Serravalien -Tortonien) dans le Sahel d'Oran et les M'Sirda ; la seconde entre 9 Ma et 7,2 Ma (fin Tortonien) dans la Moyenne Tafna.

Au Plio-Quaternaire l'activité volcanique s'est poursuivi dans la Moyenne Tafna et s'est étendue à la Basse Tafna, aux Souhlias et au secteur d'Ain Témouchent. (figure II.2)

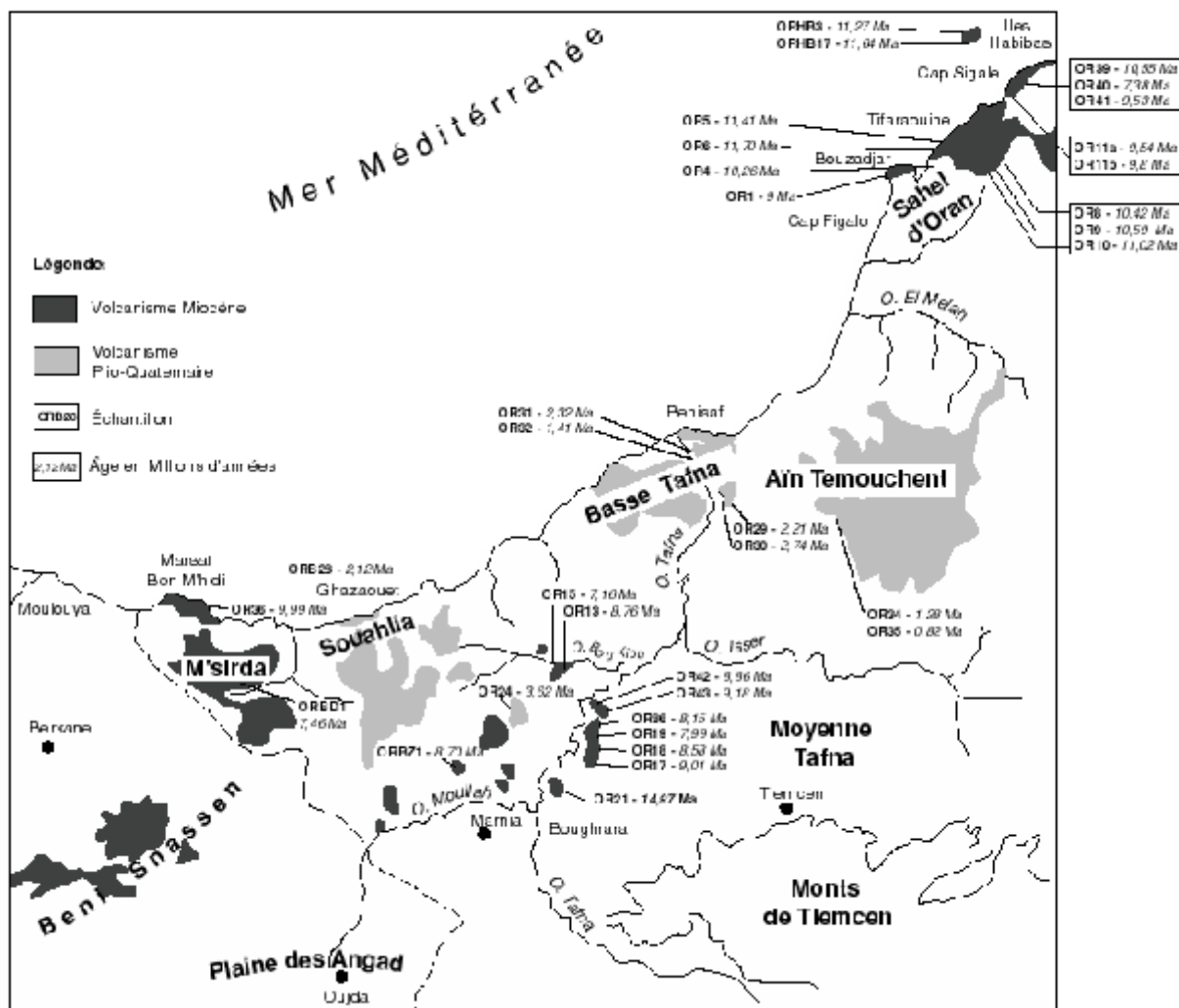


Figure II.2 : localisation des échantillons analysés dans le secteur d'étude

I - 1 L'activité miocène

I-1 – 1 Sahel d'Oran

Le Sahel d'Oran (figure II.3) s'étend depuis le Cap Figalo à l'Ouest jusqu'au Cap Sigale à l'Est. Des roches volcaniques de nature variées andésites, dacites et rhyolites affleurent sur une bande étroite (pas plus de 5km de large) longeant la côte. Ces roches généralement en contact avec les sédiments miocènes, apparaissent sous forme de dômes (Cap Figalo), de dykes (Moul El Bahr, Lalla Khadra) ou de coulées et de pyroclastites émises par le volcan du Tifaraouine. Dans ce secteur les datations montrent que les émissions volcaniques se sont produites de manière régulière et sans interruption lors de la période allant de 11,70 Ma à 9 Ma.

Les andésites sont prédominantes (70% du volume des laves épanchées) et correspondent à la première phase éruptive de la région vers 11,70 Ma.

L'activité volcanique a débuté dans le Tifaraouine (figure II.4) par l'émission d'andésites à pyroxènes et amphibole dont un échantillon OR5 a été daté à 11,70 Ma. Ce dôme est surmonté par des lambeaux de coulées andésitiques (andésites à Cpx et Opx seulement) OR6 d'âge 11,41 Ma. L'ensemble de ces blocs de coulées associés à des pyroclastites sont emballés dans des marnes tortoniennes.

La deuxième éruption volcanique s'est produite dans le Tifaraouine. Elle se caractérise par une énorme accumulation de brèches andésitiques renfermant des lambeaux de coulées et recoupées par endroit par des filons de direction EW et NS. L'ensemble de ces formations du Djebel Touila a été daté. Les âges obtenus sont de 10,52 Ma pour les andésites hydroxylées (andésites à amphibole) et de 10,42 Ma pour les andésites à Cpx et Opx. (figure II.5)

L'émission de laves andésitiques s'est achevée dans le Sahel d'Oran par la mise en place du dyke du Cap Figalo à 9 Ma (figure II.6). Cette intrusion accompagnée de brèches andésitiques et de tuf rhyodacitique est recouverte par les marnes tortoniennes et les calcaires messiniens.

Dans le Sahel d'Oran cette deuxième phase éruptive se traduit par l'émission de laves dacitiques dans les secteurs de Moul El Bahr et de Lalla Khadra.

Ainsi à Moul El Bahr, les sédiments quaternaires ayant recouverts toutes les formations miocènes, il est très difficile d'observer les contacts entre ce filon coulée et ces formations miocènes. La datation de filon coulée a donné un âge de 10,2 Ma.

Le dyke dacitique de Lalla Khadra de 190 m d'altitude traverse les marnes du premier cycle post nappe qu'il métamorphise légèrement sur plusieurs cm. (figure II.7). L'âge de ce piton est de 9,79 Ma pour la partie inférieure du dyke et de 9,40Ma pour la partie supérieure.

Les émissions rhyolitiques dans le secteur de Chabet Harriba (figure II.8) sont

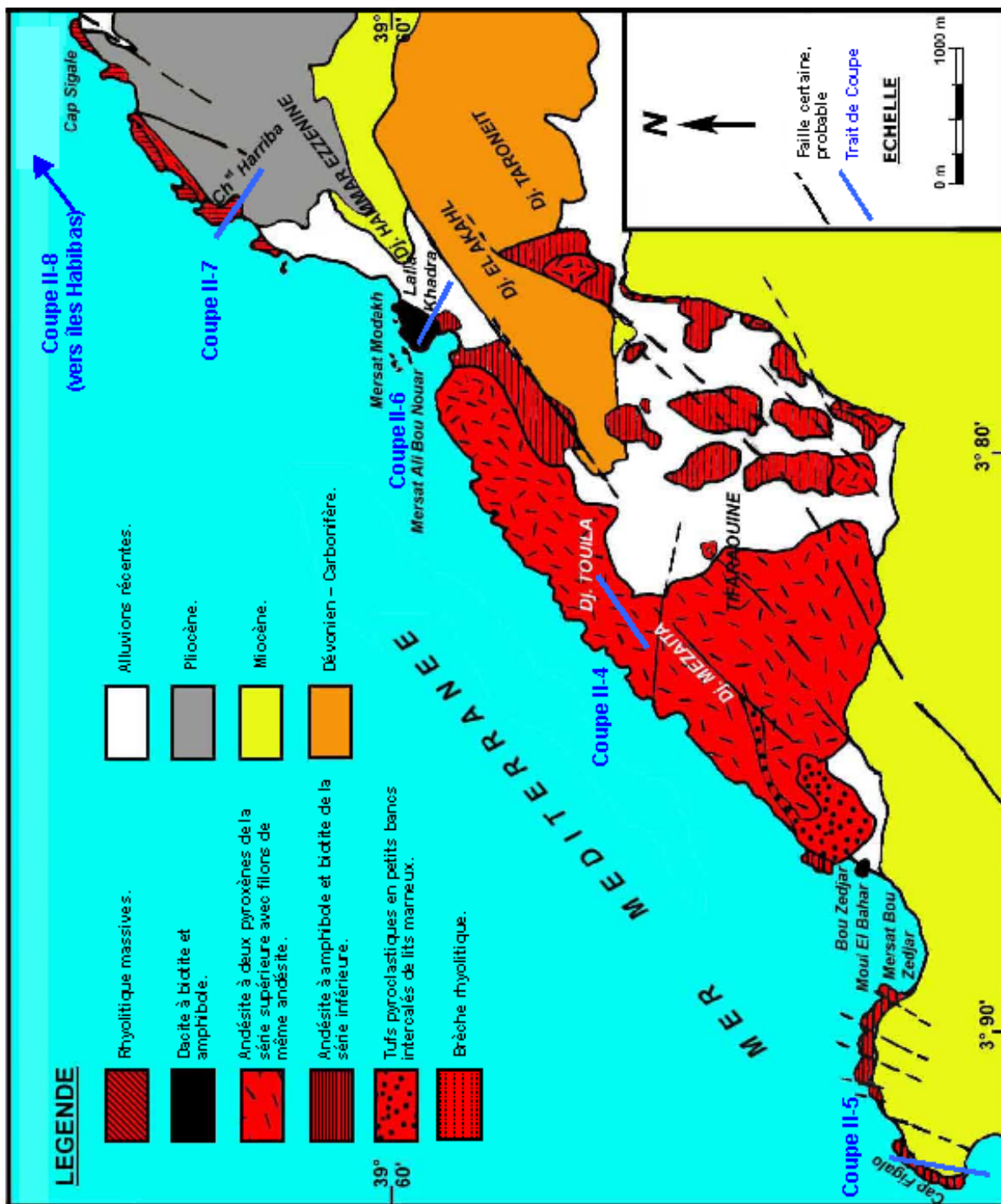


Figure II-3 : Localisation des coupes sur la carte géologique du Sahel d'Oran (Megartsi, 1985).

contemporaines des émissions andésitiques du Djebel Touila. Elles correspondent à des dykes traversant les formations marneuses du miocène post nappe premier cycle. Les datations effectuées sur ces rhyolites donnent 10,55 Ma pour l'échantillon OR39 et 9,64 Ma pour l'échantillon OR41. Seule la première datation est à retenir car l'échantillon OR41 fortement altéré est très enrichi en Ar radiogénique.

Les îles Habibas (figure II.9) situées à 10Km environ de la côte au nord de la Marsa Madakh sont essentiellement constituées par des dacites et des rhyolites. Ces formations volcaniques sont arrivées à la surface à la faveur de fractures de direction atlasique (N130 et N40).

L'activité volcanique dans cette île a débuté vers 11,65 Ma par la mise en place du complexe dacitique cet ensemble très démantelé est représenté par quelques filons peu développés et de brèches entrecoupées par endroit par des lambeaux de coulées.

Ces formations dacitiques sont surmontées par des marnes vertes à gypse dont l'âge serait du Tortonien supérieur. Ces marnes renferment des éléments de laves noirâtres provenant probablement du complexe dacitique.

L'éruption rhyolitique dont l'essentiel de l'activité est explosive donne un âge de 11,27 Ma. Ces émissions sont constituées en grande partie par des tufs rhyolitiques à caractère bréchiq, traversés par des dykes composés par plusieurs lames de lave.

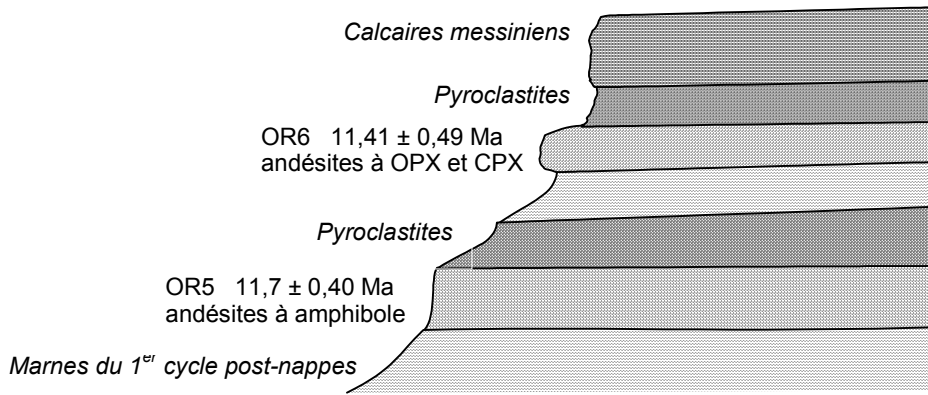


Fig. II-4 : Colonne stratigraphique dans le secteur de Tifaraouine.

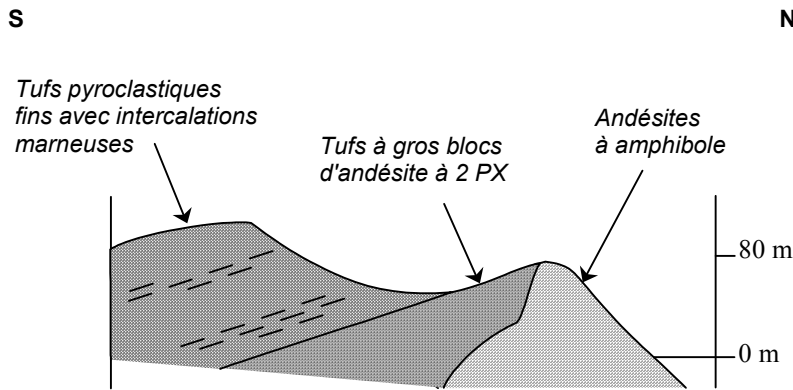


Fig. II-5 : Coupe géologique dans le secteur de Bouzedjar.

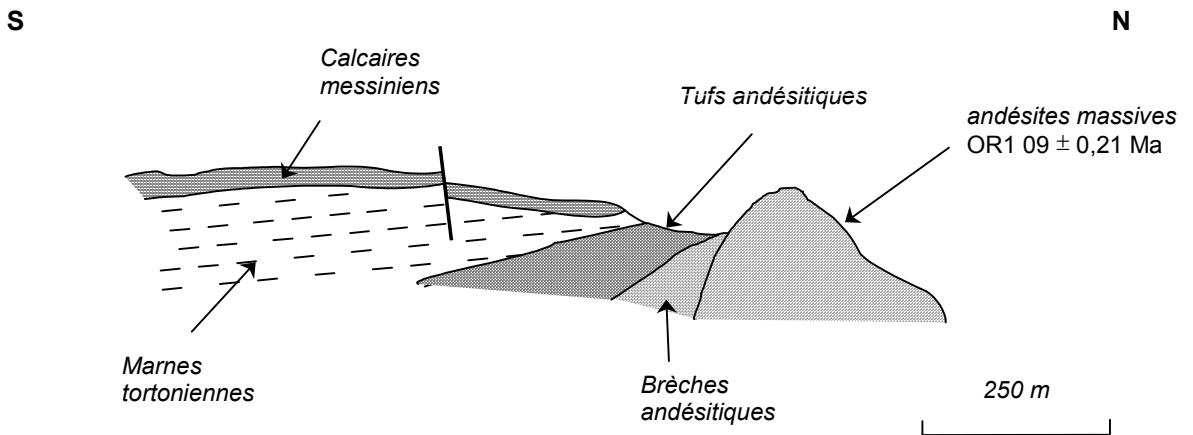


Fig. II-6 : Coupe géologique dans le secteur de Cap Figalo.

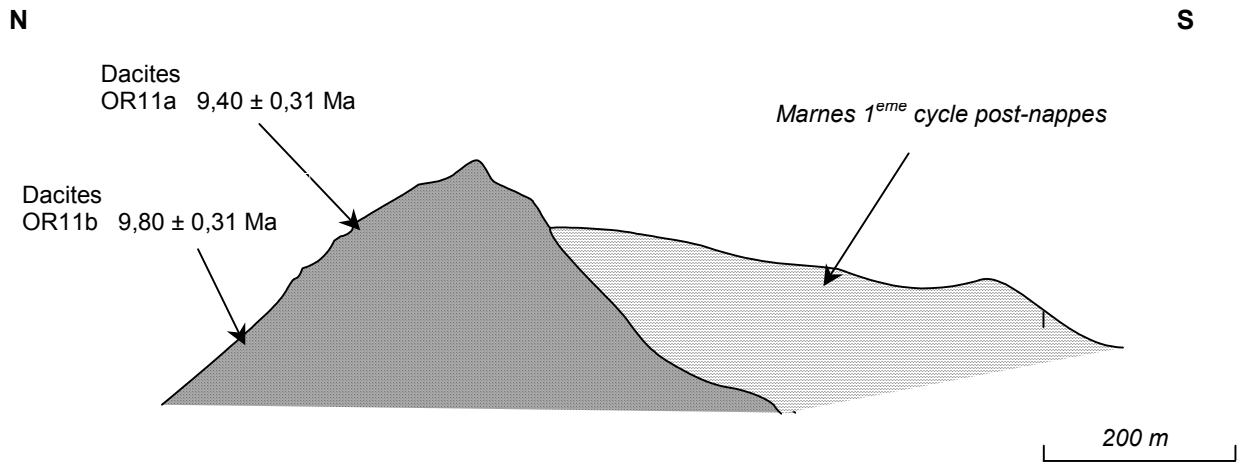


Fig. II-7 : Coupe géologique dans le secteur de Lalla Khadra.

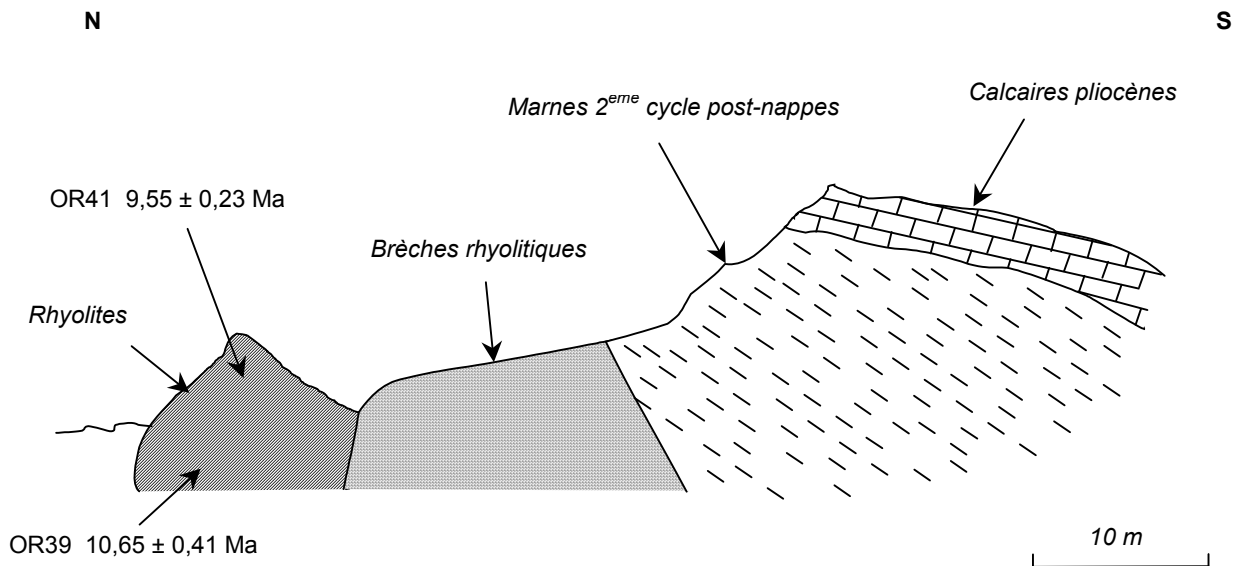


Fig. II-8 : Coupe géologique dans le secteur de Chabet Haribba.

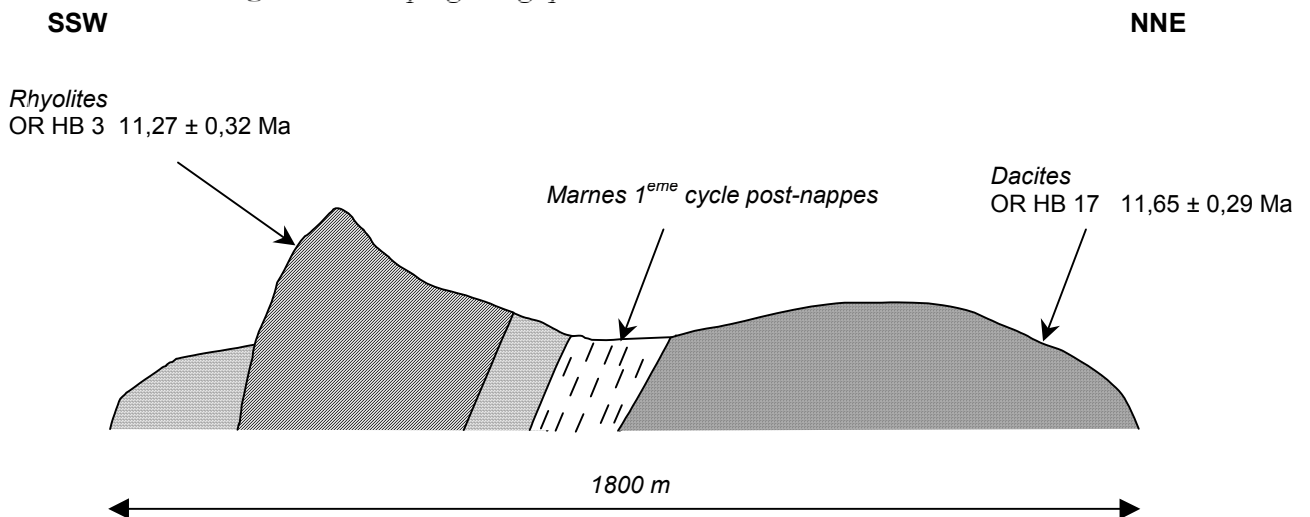


Fig. II-9 : Coupe géologique dans le secteur des îles

I – 1 – 2 La Moyenne Tafna

A partir de 9 Ma, l'activité magmatique dans le Sahel d'Oran est relayée par les émissions basaltiques de la Moyenne Tafna Cet épisode volcanique est responsable de la mise en place de coulées basaltiques en rive droite de la Moyenne Tafna (Hadjeret El Kahla et Ain Romana) et en rive gauche (flanc sud du Fillaoussène, Sidi Ali Benzomra et plus au nord l'Oued Bou Kiou). Ces coulées de laves reposent sur des formations du Miocène synchronappes et sont interstratifiées dans les sédiments miocènes post nappe premier cycle.(figure II.10)

En fait, dans cette région, l'activité a débuté par la mise en place du dôme rhyolitique de Hammam Bou Ghrara. Les âges à 14,97 Ma pour l'échantillon OR 21 et 12,07 Ma, pour l'échantillon 2162 (Bellon et al,1984), ne sont pas significatifs, en raison de l'hydrothermalisme et de la silification secondaire intense qui a affecté ces roches.

Les datations montrent que les épanchements se sont produits de manière régulière et sans interruption lors de la période allant de 9,01 Ma à 7,16 Ma

A Hadjeret El Kahla, la coulée basaltique OR18 datée à 8,58 Ma peut être rattachée au volcan dont il ne subsiste que le neck (échantillon OR17) d'âge 9,01 Ma. Cet ensemble repose par endroit sur le Miocène synchronappe. Cependant à Sidi Belkheir et à Ain Berdil, la coulée basaltique de Hadjerat El Kahla surmonte une coulée rhyodacitique datée à 8,15 Ma à Ain Berdil (OR B6) et à 7,99 Ma à Sidi Belkheir (OR 19). L'âge de cette coulée semble trop jeune par rapport à sa position stratigraphique. (figure II.11)


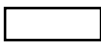


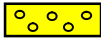







Enfin, interstratifiée dans le Miocène post nappe premier cycle, la coulée basaltique de Ain Romana (OR42) datée à 9,01 Ma, achève cette activité volcanique sur la rive droite de la Moyenne Tafna.

En rive gauche de Moyenne Tafna, plusieurs épanchements volcaniques se sont succédés entre 9,35 Ma et 7,16 Ma.

Ainsi dans l'Oued Bou Kiou (figure II.12), vers 9,35 Ma la coulée inférieure correspondant à l'échantillon OR13 s'est mise en place sur les sédiments du Miocène synchronappe. Elle a été suivie par l'émission de la coulée basaltique datée à 8,70 Ma de Sidi Ali Benzomra (ORBZ1) sur le flanc Sud du Fillaoussène. (figure II.13)

Formations volcaniques

Formations sédimentaires

-  Centres d'émission
-  Alluvions récentes
- Laves de Bou Kiou**  Couloées basaltiques
-  Miocène supérieur 2^e cycle post-nappe
-  Miocène synchronappe
- Laves de la rive droite**  Couloée supérieure basaltique
-  Couloée moyenne basaltique
-  Couloée moyenne dacitique
- Laves de la rive gauche**  Laves pliocènes
-  Laves miocènes
-  Coupes
-  Primaire et Secondaire indifférenciés

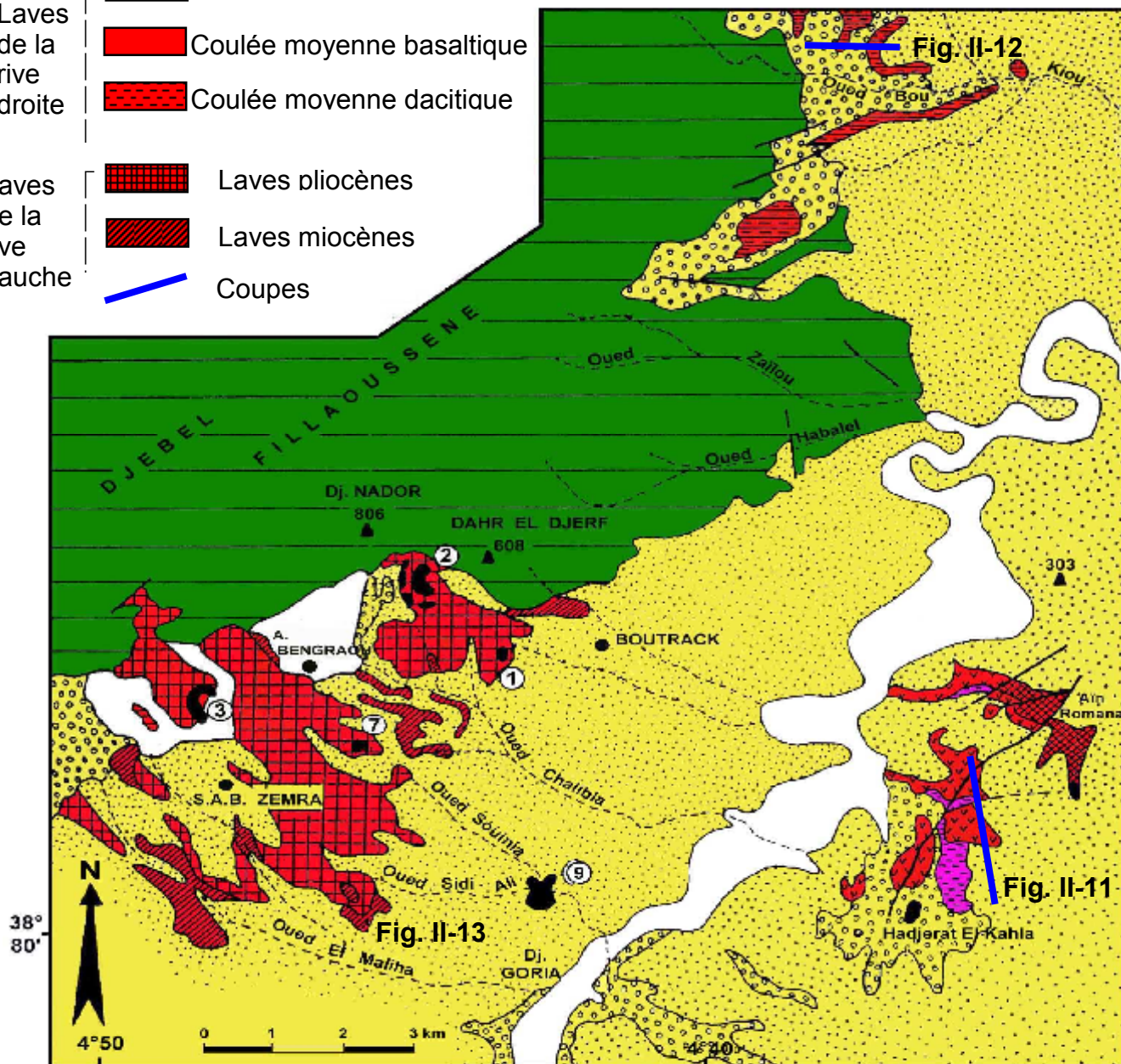


Fig. II-10. Cartographie des formations volcaniques de la moyenne Tafna d'après P. GUARDIA (1975) modifiée et localisation des coupes.

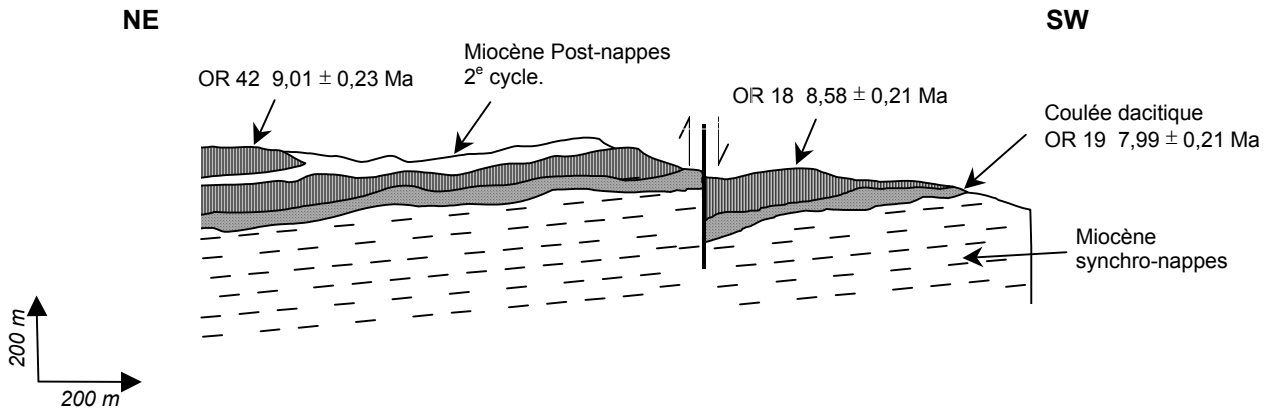


Fig. II-11 : Moyenne Tafna (Rive droite) : Hadjeret El Kahla et Ain Romana.

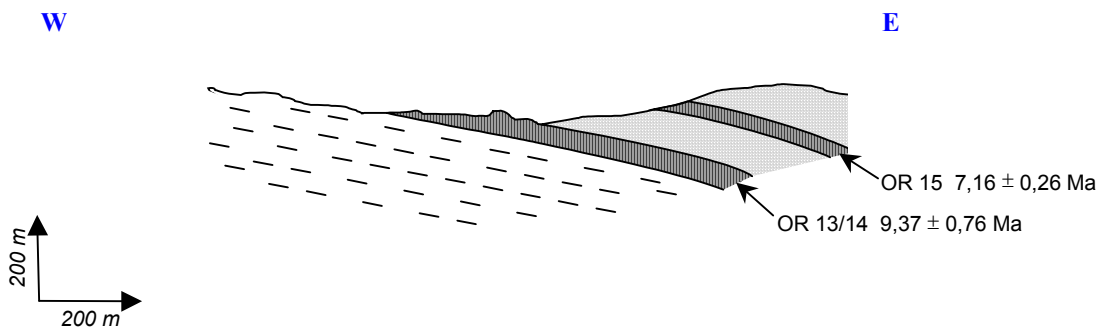


Fig. II-12 : Moyenne Tafna (Rive gauche) : Bou Kiou – Moyenne Tafna (Rive gauche).

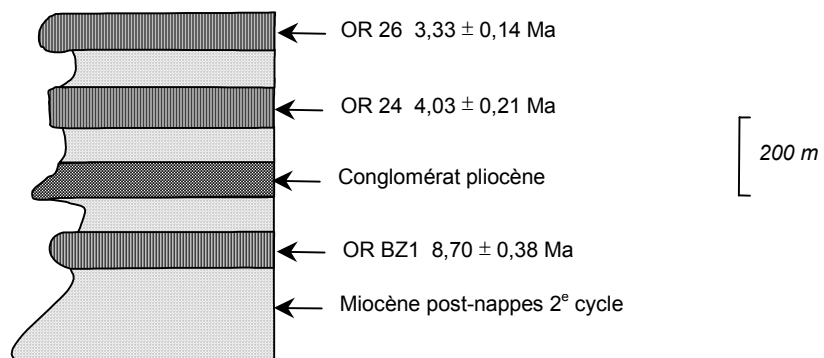


Fig. II-13 : Moyenne Tafna (Rive gauche) : Log synthétique du flanc sud Fillaoussène.

La coulée supérieure de l'Oued Bou Kiou représentée par l'échantillon OR15 a donné un âge de 7,2 Ma, et semble clôturer cet épisode volcanique miocène dans la Moyenne Tafna. En effet, il faut préciser qu'à partir de 7,2 Ma l'activité volcanique est interrompue dans tous les secteurs de l'Oranie. Elle ne reprendra dans la Moyenne Tafna que vers 4,3 Ma.

I – 1 – 3 Le massif de M'sirda

Situé à l'extrémité ouest de l'Oranie le centre de M'sirda comprend deux ensembles:

Au Nord, le long de la côte, depuis Marsat Ben M'hidi à l'Ouest jusqu'au Cap Kelah à l'Est, affleurent des coulées et des brèches basaltiques d'âge miocène;

le volcan de Sebabna, édifice important d'une superficie de 40 Km² est à prédominance de produits andésitiques d'âge également miocène, ces derniers sont recouverts par endroits de coulées basaltiques plio-quaternaires.

Au Cap Milonia près de Marsat Ben M'hidi la coulée basaltique OR36 apparaît sous une couverture marneuse d'âge Messinien (figure II.14). La datation radiométrique de 9,9 Ma attribuée à cette coulée est en accord avec la stratigraphie du secteur.

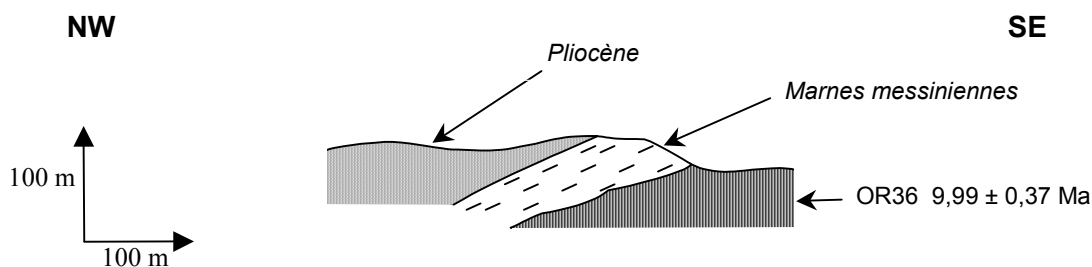


Fig. II-14 : M'sirda : Cap Milona (Guardia, 1975).

Dans le secteur des Sebabna les laves andésitiques émises sont représentées par des brèches dans lesquelles s'intercalent des lambeaux de coulées. Cet ensemble affleurant sous forme de dômes assez importants repose sur les formations de base ou est intercalés dans les sédiments de base du Messinien.

Toutefois au regard de ces données stratigraphiques, l'âge de 7,5 Ma de ces andésites (OR BD1) n'est pas cohérent.

Les données radiométriques montrent que ces épanchements volcaniques miocène correspondent à deux épisodes de mise en place.

I – 2 L'activité Plio-Quaternaire

Elle est essentiellement représentée dans la Moyenne et basse Tafna et dans les Souahlias. Dans la Moyenne Tafna l'activité volcanique pliocène s'est déroulé entre 4,3 Ma et 3,3 Ma. A la même période on assiste à d'importantes effusions de laves alcalines dans la Basse Tafna et dans les Souahlias qui se poursuivent jusqu'au Quaternaire.

I – 2 – 1 La Moyenne Tafna

L'épisode pliocène débute à 4,3 Ma par la mise en place de la coulée supérieure de Sidi Ali Benzomra (OR24). Celle-ci a été suivie de l'éruption du centre volcanique de Bou Track et de l'épanchement d'une coulée (OR 26) datée à 3,3 Ma. L'ensemble de ces émissions volcaniques surmontent les conglomérats de base pliocènes qui affleurent parfaitement dans cette région. (voir figure II.13).

I – 2 – 2 La basse Tafna

Dans la basse Tafna, deux épisodes volcaniques se sont succédés durant cette période pliocène:

un premier épisode entre 4,7 Ma et 3,5 Ma

et un second épisode débutant à 2,7 Ma et se poursuivant jusqu'au Quaternaire.

On note dans ce secteur une légère interruption de l'activité volcanique entre 3,5 Ma et 2,7 Ma.

Situé autour de l'embouchure de l'Oued Tafna, le massif volcanique de la Basse tafna est essentiellement constitué de coulées et de scories basaltiques. Un assez grand nombre de cônes volcaniques de type explosif sont assez bien conservés sur les deux rives de la Basse Tafna.

Les formations sédimentaires sous jacentes aux émissions volcaniques sont représentés soit par des unités charriées, soit par les assises du miocène post nappe 2° cycle, soit par des marnes claires du pliocène inférieure.

L'éruption du Cap d'Acra a été responsable de l'émission des premières coulées vers 4,68 Ma. Son activité volcanique est simultanée ou légèrement postérieure à celle du Kelkoul vers 4,54 Ma.

A Tademaya les deux épaisses coulées que l'on pourrait rattacher au volcan du Klib ont donné des âges de 2,32 Ma pour la coulée inférieure (OR 30) et de 2,21 Ma pour la coulée supérieure (OR29). Ces deux coulées sont séparées par un paléosol. (figure II.15)

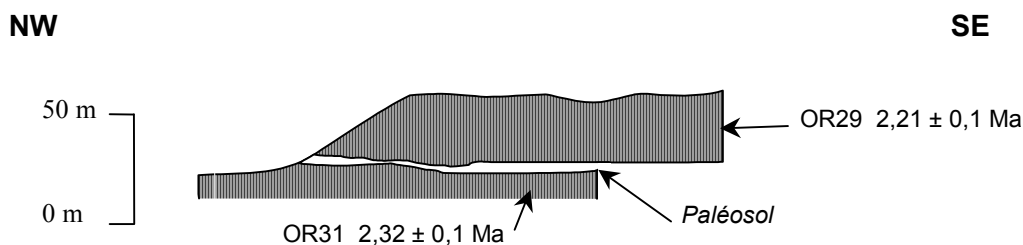


Fig. II-15 : Basse Tafna : Plateau de Tademaïa (Guardia, 1975).

L'activité du volcan du Cap d'Acra et de Kelkoul se poursuit jusqu'au quaternaire. Les âges attribués aux coulées les plus récentes sont de 1,85 Ma (1044), de 1,64 Ma (116F4) et de 1,45 Ma (1053).

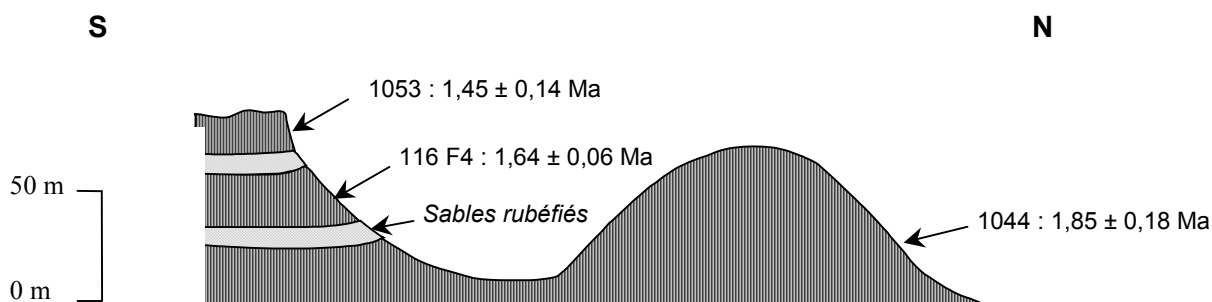


Fig. II-16 : Basse Tafna : Cap d'Acra (Guardia, 1975).

I – 2 – 3 Souahlia

Il semblerait que deux périodes d'activité volcanique se soient déroulées dans ce secteur. Cependant il est toutefois difficile de discuter ces âges compte tenu du nombre réduit de datations.

Dans ce secteur, les produits volcaniques représentés essentiellement par des coulées reposent sur des terrains allochtones à caractère rifain. Tel est l'exemple de la coulée 122 qui repose sur des nappes. Elle représente vraisemblablement le début de l'activité dans le massif des Souahlias. L'âge obtenu de 4, Ma correspond aux âges les plus anciens mesurés dans la Basse Tafna et s'accorde parfaitement avec les données stratigraphiques.

Dans l'Oued Abdallah, situé dans la partie occidentale du massif des Souahlias deux coulées superposées recouvrent un substratum sédimentaire d'âge pléistocène. (figure II.17). Seule la coulée supérieure a été datée, son âge est de 2,10 Ma.

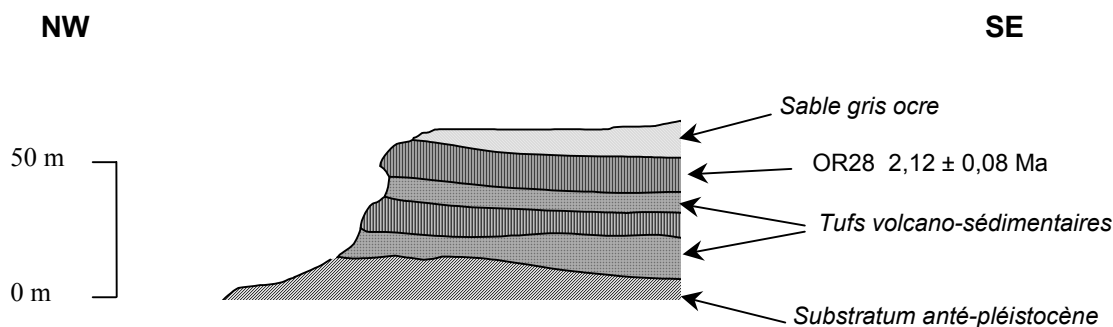


Fig. II-17 : *Souahlia : Oued Abdellah.*

I – 2 – 4 Le Massif d' Ain Témouchent

C'est l'un des massifs basaltiques plio-quadernaires les plus importants de l'Oranie, il comporte environ 22 centres éruptifs. Malgré l'érosion intense qui a affecté ce massif volcanique, ce secteur abrite les appareils les mieux conservés. Certains d'entre eux gardent encore une morphologie jeune caractérisée par une enceinte circulaire entourant une cuvette centrale ou des dômes formés de brèches scoriacées. (Tabeliouna, 1997);

Les émissions volcaniques reposent en grande partie sur les formations du miocène post nappes deuxième cycle. Cependant dans la partie méridionale du secteur les affleurements volcaniques surmontent les formations marno- gréseuses du Miocène synchronappe.

Le volcan de Bengana situé dans la partie centrale du massif de Témouchent présente deux éguelements, l'un vers le Nord, l'autre vers le Sud. Les coulées émises, se sont épanchées vers le Nord et vers le Nord Est et sont surmontées par des formations pyroclastiques. Les datations effectuées sur deux coulées du volcan de Bengana ont donné 1,30 Ma pour l'échantillon OR34 et 0,82 Ma pour l'échantillon OR35. Ces deux âges traduisent, la relative jeunesse de ce massif marquée par la morphologie encore bien conservée de ces édifices volcaniques.

II - Chronologie des évènements de l'Oranie dans la Méditerranée occidentale.

Postérieurement à l'évènement alpin, un volcanisme basaltique alcalin d'âge plio-quadernaire se met en place succédant à un volcanisme calco-alcalin miocène, sur tout le pourtour de la Méditerranée occidentale (Maghreb, Espagne, Provence et Sardaigne).

Dans ce contexte géodynamique, l'Oranie représente une zone charnière entre le Rif à l'Ouest, l'Atlas à l'Est, et la mer d'Alboran au Nord.

Deux types d'interprétations ont été fournies jusque là pour expliquer l'origine de ce volcanisme:

une première série d'hypothèse, fondée sur l'analogie avec le volcanisme d'arc ou de marge continentale active a privilégié le rôle de zone de subduction au Miocène (Brousse, Delarue, Bellon etc.).

D'autres auteurs (Frizon de la Motte et al. 1980, Mauffret et al. , 1986 etc...) pensent que le volcanisme serait lié non plus à une subduction mais à un système décrochant situé sur la bordure Est de la mer d'Alboran. Ces décrochements seraient le résultats du mouvement de convergence entre l'Afrique et l'Europe.

En Afrique du Nord, Les évènements magmatiques néogènes évoluent de façon spatio-temporelle. Ils sont en effet plus anciens dans la partie orientale (Tunisie) et deviennent de plus en plus récents à l'Ouest (Maroc). Ainsi on distingue plusieurs épisodes d'activité magmatique:

Un premier épisode miocène inférieur (Aquitainien -Langhien)

les témoins de cet épisode sont présents en Algérie(Beni Toufout 22 Ma d'après Bellon 1976) et surtout en Tunisie où ils seraient liés à l'ouverture du détroit Siculo-Tunisien (Laridi-Ouzâa, 1994).

Le deuxième épisode d'âge Serravalien-Tortonien (14,à 8 Ma)

L'affrontement des plaques lithosphériques africaine et européenne se traduit par une tectonique compressive. En effet du Serravalien au Tortonien, le système se bloque suite au serrage alpin ou atlasique favorisant ainsi la création de réservoirs magmatiques et la possibilité pour ces magmas de se différencier

Cet épisode est responsable de la mise en place, des roches de la Galite), de la granodiorite de l'Oued Belif et des rhyodacites de Ain Deflaïa en Tunisie; des plutons du Cap de Fer, d'El Aouana, De Bejaia,deThénia, d'Arroudjaout et du volcanisme de Dellys et de l'Oranie (Sahel d'Oran, Moyenne Tafna et M'sirda) en Algérie.

Le troisième épisode Tortonien Messinien

Il est représenté par l'émission de laves calco-alcalines sur la marge méditerranéenne au Maroc, dans la Moyenne Tafna en Algérie, et par l'émission de laves alcalines à Nefza et Mogods en Tunisie.

En Algérie dans la Moyenne Tafna cette activité volcanique revêt un caractère assez particulier. On assiste dans cette région à l'émission de laves à caractère géochimique intermédiaire entre les laves calco-alcalines et les laves alcalines d'âge plio-quadernaire. Cette spécificité du volcanisme ne se trouve nulle part ailleurs en Algérie. La période de transition se situe entre

Une évolution identique a été observée au Maroc Nord oriental entre la fin du Tortonien 7,86 Ma et le début du Messinien(6,56 Ma).

En Tunisie, les roches basiques de Nefza et Mogods présentent également des caractères géochimiques entre les zones de compression et celles de distension(Th/Ta intermédiaire)

Le quatrième épisode plio-quadernaire.

Il est responsable de la mise en place de toutes les émissions de laves basaltiques alcalines au Maroc et en Algérie Nord Occidentale (M'sirda, Souahlia, Beni-Saf, et Ain Témouchent)

Au cours de cette période néogène la complexité tectonique est dominée par la collision des deux plaques Afrique-Europe avec cependant une alternance de phases distensives et de phases compressives. Cette complexité est accompagnée par la mise en place de roches magmatiques présentant des caractéristiques minéralogiques et géochimiques assez variées et dénotant de sites géodynamiques assez particulier difficiles à interpréter en termes de tectonique des plaques.

Conclusion

Dans la région étudiées, on assiste dès le Miocène inférieur à l'initiation de bassins sédimentaires en extension contemporains d'une tectonique tangentielle responsable de la mise en place des nappes (Thomas,). Cet ensemble structural s'intègre parfaitement dans les schémas cinématique, associant dans un régime compressif, des déformations en extension.

Au Miocène supérieur, la compression NS va réactiver l'ensemble des structures faillées EW de la région et entraîner la mise en place du volcanisme calco-alcalin qui apparaît sur une bande étroite parallèlement à la côte.

Au plio-quadernaire, la région est soumise à un régime compressif de direction NW-SE responsable de plis et de plis failles inverses de direction NE-SW (Maghraoui et al., 1996). Dans ce contexte, on peut penser que ces failles ont pu être réactivées avec un jeu extensif favorisant ainsi la montée des magmas alcalins.

Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie est caractérisé par l'abondance de basaltes, andésites, dacites et rhyolites. Les basaltes sont les plus représentés (près de 75 %) par rapport aux autres roches. Dans l'ensemble, les laves miocènes sont calco-alkalines, cependant, les basaltes plio-quaternaires se singularisent par la présence de feldspaths alcalins et d'analcime qui les rattache à la série alcaline.

I - Les laves calco-alkalines :

De loin les plus abondantes, elles sont représentées par des dykes, coulées et pyroclastites de nature andésitique, dacitique et rhyolitique.

I-1 Les andésites :

Les andésites constituent le dyke du Cap Figalo, les coulées et pyroclastites rejetées par l'appareil volcanique du Tifaraouine et les coulées de M'sirda.

Ce sont des laves porphyriques dans lesquelles on discerne à l'œil nu des phénocristaux de plagioclases, de ferro-magnésiens et de minéraux opaques. Les andésites du Sahel d'Oran se distinguent par leurs teintes sombres parfois brunes.

L'examen microscopique des andésites a permis de distinguer des andésites à pyroxènes (Opx et Cpx) et amphibole et des andésites à pyroxènes seuls.

Les andésites à pyroxènes et amphibole constituent le groupe de base ou groupe inférieur, auquel se superpose le deuxième faciès formant le groupe supérieur.

Toutes ces andésites présentent une texture microlitique fortement porphyrique à phénocristaux de plagioclase et de pyroxène (les phénocristaux représentent 15 à 30 % du volume total de la roche). (figure III.1)

Ces derniers minéraux constituent les phases essentielles et constantes dans toutes les laves.

La composition de ces laves étant homogène, nous étudierons les différents phénocristaux (plagioclases, pyroxènes, amphibole, biotite et minéraux opaques) et la mésostase.

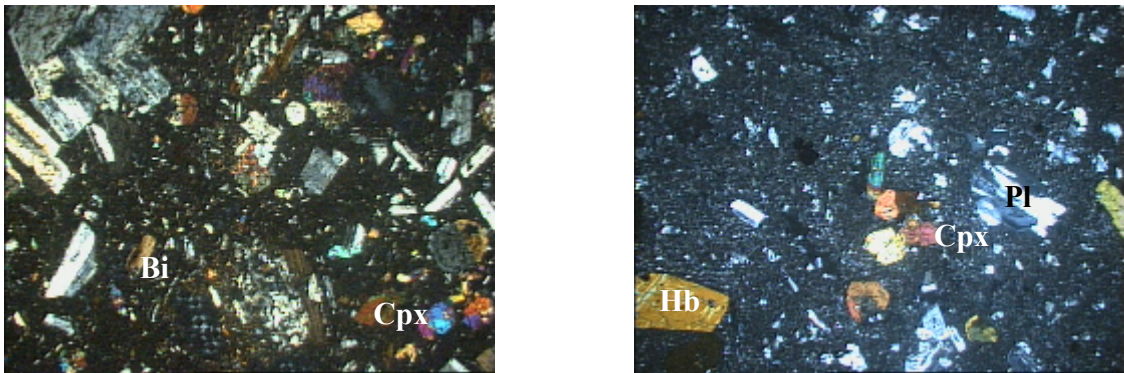


Figure III.1 : texture microlitique porphyrique à phénocristaux de Cpx (Clinopyroxène augite), de Hb (Hornblende verte), Bi (biotite) et Pl (plagioclase) des andésites du Sahel d'Oran (LP, gros. x20)

Le plagioclase : représente la phase minérale dominante (jusqu'à 20 % des phénocristaux) de taille variable comprise entre 0.5 et 2 mm. Le plagioclase se rencontre en individus isolés ou en agrégats polycristallins (association de 3 à 6 individus). Les cristaux sont automorphes, de composition An_{50-60} et présentent très souvent des mâcles de type albite. Ils sont fortement zonés, cette zonation oscillatoire (andésine-labrador) est soulignée par de nombreuses inclusions fluides formant des auréoles. Par endroit, les plagioclases renferment des facules de verre brun et de petits granules de minéraux opaques, qui confèrent au minéral un aspect de déséquilibre avec le verre avoisinant : « Dust inclusions »

Les microlites plus calciques sont soit plus ou moins orientés soulignant la fluidalité de la lave, soit enchevêtrés formant une texture intersertale.

Dans ces andésites, coexistent deux types de pyroxènes: l'orthopyroxène et le clinopyroxène.

L'orthopyroxène, nettement pléochroïque (brun rose saumon) apparaît sous forme de cristaux automorphes de taille homogène (autour de 0.5 mm). Il renferme souvent des inclusions automorphes de minéraux opaques.

Le clinopyroxène de type augite, rarement zoné et fréquemment maclé, se développe

en plages automorphes de tailles comprises entre 0.5 et 1 mm. Il contient en inclusions des cristaux de titano-magnétite et quelques rares baguettes de plagioclases.

Le clinopyroxène est également présent en microlites dans la mésostase.

Il apparaît souvent des phénocristaux, composés d'un cœur d'Opx et d'une frange plus ou moins continu d'augite. La limite entre les deux types de pyroxènes est nette.

Une telle association Opx-Cpx, fréquemment observée dans les laves calco-alkalines, est le résultat d'une réaction entre le liquide magmatique et le cristal d'Opx.

L'amphibole présente uniquement dans les andésites inférieures représente la phase minérale la plus importante après les plagioclases (10 %). Elle apparaît sous forme de baguettes plus ou moins fines dans la mésostase, aussi bien en microcristaux de taille inférieure à 3 mm qu'en phénocristaux de taille pouvant atteindre jusqu'à 5 mm. De couleur généralement brun - foncé, elle renferme des minéraux opaques, des plagioclases et des pyroxènes.

L'amphibole présente deux types de figures de déséquilibre qui peuvent coexister au sein d'une même roche:

- La première consiste en une pseudomorphose en petits cristaux de plagioclases associés ou non à des grains de minéraux opaques.

- La deuxième en une déstabilisation marquée par une couronne réactionnelle constituée de plagioclases, quartz, chlorite et minéraux opaques.

Dans ces deux cas, la transformation du minéral peut être partielle ou totale. Dans ce dernier cas, il ne subsiste alors que la forme qui rappelle le cristal originel. (figure III.2) .

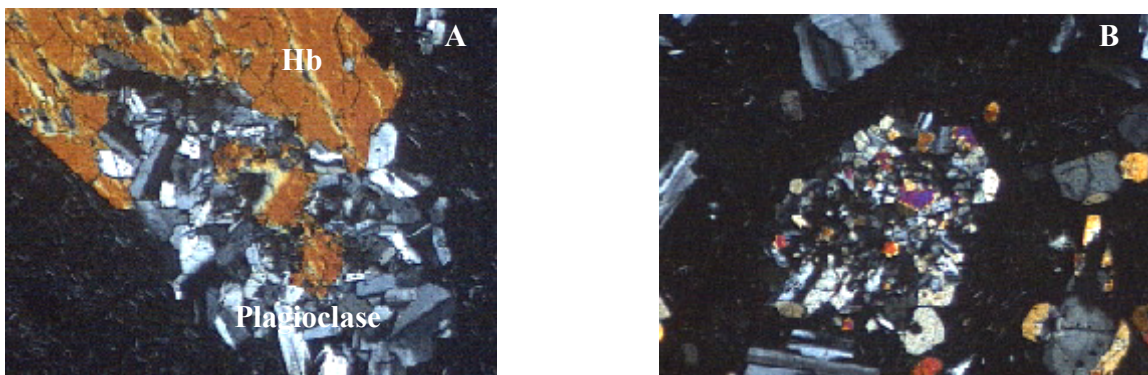


Figure III.2 : pseudomorphose partielle (A) et totale (B) en petits cristaux de plagioclase associés aux minéraux opaques dans les amphiboles. (LP, gros. x20)

Cette déstabilisation de l'amphibole, fréquemment observée dans les andésites calco-alcalines, serait due à un phénomène de résorption magmatique (modification des conditions thermodynamiques).

La biotite apparaît plus rarement et définit avec l'amphibole, la paragenèse des andésites à minéraux hydroxylés (andésites inférieures). Ce minéral automorphe, de taille comprise entre 02 et 05 mm, apparaît sous forme d'individus isolés, mais peut également se trouver associé à d'autres minéraux tels que plagioclases et amphiboles. Cette biotite est parfois, complètement transformée en minéraux opaques qui envahissent le minéral.

Dans ces roches, on distingue par ailleurs, deux générations de minéraux opaques de type titano - magnétite :

- Les cristaux automorphes inclus dans les pyroxènes, les biotites et les plagioclases.
- Des cristaux isolés disséminés dans la mésostase.

Dans les M'sirda, la lave andésitique est porphyrique à tendance fluidale montrant à l'œil nu des plagioclases dont la taille varie entre 0,1 et 2 mm. Ces plagioclases ont perdu leur éclat et leur limpidité et sont parfois réduits à l'état d'une poudre blanche

Les ferromagnésiens (amphibole et biotite) sont de couleur noire, ils se présentent généralement, sous forme de baguettes de taille millimétrique, certains cristaux présentent des contours criblés et soulignent la fluidalité de la roche.

L'altération très poussée de ces andésites leur confère une grande diversité de couleur. Elle peut être grise (silicifiée), verdâtre (propylitisée), blanchâtre (argilisée) ou rosâtre (calcitisée).

Au microscope, la lave présente une texture microlitique porphyrique à tendance fluidale. Elle renferme essentiellement des phénocristaux de plagioclase, de biotite et d'amphibole. Ces phénocristaux baignent dans une mésostase microlitique constituée de plagioclases, de minéraux métalliques et de verre, ainsi que des produits d'altération tels que: la calcite, le quartz et la chlorite

Les plagioclases constituent la phase minérale principale. Ils apparaissent soit en cristaux isolés automorphes à subautomorphes mesurant entre 0,2 et 2 mm, soit en plages polycristallines constituées de l'imbrication de plusieurs individus. Le plagioclase est souvent maclé albite, et peut parfois présenter la double macle albite Carlsbad. C'est une andésine et sa teneur en anorthite varie entre An₃₅ et An₄₇.

Il est souvent zoné et craquelé, ces zonations et ces fractures sont soulignées par des minéraux d'altération tels que: La calcite, la séricite, le quartz et les oxydes de fer.

La biotite est presque toujours fraîche, elle se développe en cristaux automorphes de taille variable (entre 0.5 et 0.7 mm), présentant un fort pléochroïsme brun rouge à brun jaune clair.

Elle renferme des inclusions de cristaux automorphes de plagioclases. Parfois la silicification peut apparaître sous forme de veinules au niveau des clivages de la biotite. Cette dernière est parfois plissotée et fracturée, ses contours sont soulignés par des oxydes et son altération en chlorite est peu fréquente.

On la trouve toujours isolée dans la mésostase et orientée suivant la direction de la fluidalité de la roche.

L'amphibole est assez rare (1 à 2 %). C'est une hornblende verte se présentant en cristaux automorphes de taille ne dépassant pas 1.5 mm de long. Leur relief est généralement accentué par un liseré de petits grains d'oxydes, parfois ces grains envahissent tout le minéral. Elle est très souvent déstabilisée en calcite qui la masque complètement et n'est reconnaissable que par sa forme. (Déstabilisation identique à celle décrite dans les andésites du Sahel d'Oran).

La paragenèse secondaire liée à l'activité hydrothermale tardive, est représentée par : le quartz, la séricite et la calcite;

Nous avons pu définir deux types de quartz : l'un provenant soit de la dévitrification du verre volcanique, soit de la déstabilisation de minéraux primaires telle que l'amphibole, l'autre beaucoup plus tardif, se présente en veinules parfois, enchevêtrées les unes dans les autres recoupant la roche.

La séricite et la calcite résultent probablement de l'altération des plagioclases.

Ordre de cristallisation:

A partir des relations entre les différentes phases minérales on peut distinguer deux étapes de cristallisation :

- La première étape correspondant à l'apparition des phénocristaux dont les minéraux opaques automorphes en sont les premiers témoins. Ils sont alors suivis par la cristallisation simultanée des plagioclases et des pyroxènes et enfin de l'amphibole et de la biotite. Les inclusions vitreuses dans les phénocristaux de plagioclases peuvent être considérées comme représentative de la composition d'un liquide proche du magma originel des andésites.
- la seconde étape est représentée par la mésostase et les microlites de plagioclases et de minéraux opaques qui apparaissent avant la solidification finale de la pâte vitreuse.
- La phase post magmatique vit marquée par l'apparition, de quartz et chlorite lors de la transformation de l'amphibole, et également de la séricite et de la calcite

I - 2 Les dacites

Les dacites se présentent dans le Sahel d'Oran sous forme de filon dans la baie de Bouzedjar (Moul El Bahr), de dyke à Lalla Khadra et de filon dans les îles Habibas. Ce sont des roches porphyriques dans lesquelles on ne peut discerner à l'œil que des phénocristaux de plagioclase et de biotite. Ces minéraux baignent dans une mésostase de couleur beige à gris clair.

Au microscope, ces dacites sont constituées d'environ 20 % de phénocristaux représentés par des plagioclases, de la biotite, de rares amphiboles, des minéraux opaques et de l'apatite.(figure III.3)

Le plagioclase (andésite à An_{40-50}) se présente généralement en lattes automorphes à subautomorphes à macles polysynthétiques. Ces plagioclases sont fréquemment en inclusions dans les biotites. Ils sont souvent altérés en séricite qui occupe le cœur du minéral. De nombreuses inclusions vitreuses envahissent le minéral lui donnant

ainsi un aspect criblé.

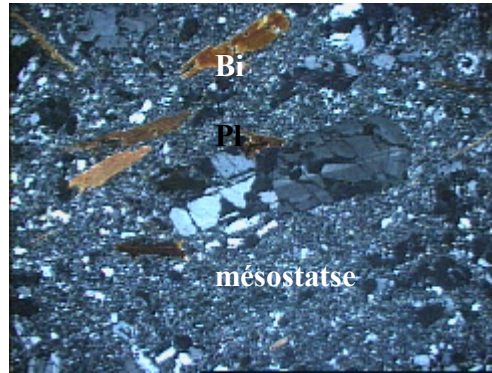


Figure III.3 : texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase (Pl) et de biotites (Bi) des dacites du Sahel d'Oran. (LP, gros. x 20)

La biotite représente, après le plagioclase, la phase minérale la plus développée. Elle apparaît en cristaux automorphes de tailles variées pouvant atteindre 2 mm de long.

Elle est rarement altérée, mais peut être partiellement ou totalement pseudomorphosée en petits granules de minéraux opaques qui la masquent complètement. La biotite renferme des inclusions de nature variée : apatite, titano-magnétite et plagioclase.

L'amphibole de type hornblende verte, bien que rare, elle se présente en cristaux atteignant parfois jusqu'à 5 mm de long. On retrouve dans ces amphiboles les mêmes types de déstabilisation que ceux déjà décrits dans les andésites, à savoir une pseudomorphose en quartz, chlorite et minéraux opaques. Ces transformations probablement liées à des phénomènes de résorption au moment de l'émission de la lave, sont partielles ou gagnent la totalité du minéral.

Les minéraux accessoires dont les principaux représentants sont l'apatite et les minéraux opaques, apparaissent rarement libres mais souvent en inclusions dans les biotites et les plagioclases. La titano-magnétite parfaitement automorphe montre des sections polygonales, quant à l'apatite elle est reconnaissable par ses formes allongées et son

extinction droite..

La mésostase est très développée, et représente jusqu'à 90 % du volume total de la roche. Elle est de couleur généralement brune foncée, caractérisée par une phase vitreuse où baignent des microlites de plagioclase et de biotite et des microcristaux de quartz. Cette mésostase montre par endroit des cavités remplies de verre complètement silicifié secondairement témoignant d'une activité hydrothermale intense.

La dacite des îles Habibas se distingue de celles du Sahel d'Oran, par 2 types d'associations minérales de phénocristaux (10 à 20 %) : Pl+Qz+Hb+oxydes opaques et Pl+Qz+Cpx+oxydes opaques.

Le plagioclase représentant la phase dominante dans ces 2 faciès est de type andésine à An₄₀₋₄₅. Les cristaux sont généralement automorphes, fréquemment zonés et renferment de nombreuses inclusions de verre brun.

L'amphibole de type hornblende le plus souvent automorphe à pléochroïsme dans les verts, englobe des minéraux de plagioclase et d'oxydes opaques en inclusions.

Le quartz se présente en cristaux arrondis ou polygonaux et montre rarement des golfes de corrosion.

Le clinopyroxène apparaît en cristaux subautomorphes renfermant souvent des minéraux opaques qui l'envahissent complètement.

La mésostase composée de rares microlites de plagioclases est essentiellement vitreuse.

Ordre de cristallisation

Elle s'effectue toujours en 2 étapes correspondant à la cristallisation des phénocristaux (étape 1) et l'apparition des microlites (étape 2). Les minéraux opaques et l'apatite sont les premiers à apparaître lors de la première étape. Ils sont alors suivis de la cristallisation synchrone des cristaux de plagioclase et de la biotite puis de l'amphibole. Les microlites de plagioclase représentent la phase finale de cristallisation avant le refroidissement total du magma.

I - 3 Les rhyolites

Les formations rhyolitiques sont représentées soit par des dykes de laves massives

accompagnées de tufs et de brèches volcaniques (îles Habibas) soit par des blocs de laves emballés dans des produits pulvérulents (Chabet Hariba dans le Sahel D'Oran), soit par un neck (piton de Hammam Bou Ghrara)

Macroscopiquement, ces roches de couleur généralement grise, rouge ou noire sont composées de phénocristaux de biotite et quelques rares phénocristaux de quartz et feldspath baignant dans une mésostase le plus souvent hyaline. Les faciès étant sensiblement identiques, on y retrouve une même paragenèse. Cependant les variations observées ne portent que sur le mode de cristallisation c'est à dire les textures. En effet, outre le caractère hyalin, la mésostase peut être perlitique, fluidale ou même vacuolaire. Dans ce dernier type de structure des sphérolites de dévitrification apparaissent soit en individus isolés soit en " chapelet ". Dans les rhyolites perlitiques, les phénocristaux sont disséminés ou regroupés en amas au sein des perlites.

Ces roches se distinguent surtout par leur texture hyalo-porphyrique à rares phénocristaux (10 à 15 %) de plagioclases, de quartz, de feldspath potassique, de biotite et de minéraux opaques.

Le plagioclase représente la phase minérale prédominante. Il apparaît en lattes automorphes plus ou altérées en séricite et s'associe au quartz et à la biotite pour former des agrégats polycristallins typiques des séries calco-alkalines.

La biotite, elle est aussi abondante que le plagioclase et donne lieu à des cristaux largement automorphes. Elle peut être fortement pléochroïque, mais ce pléochroïsme disparaît lorsque le minéral est complètement envahi par les oxydes. La périphérie du minéral est généralement soulignée par une auréole de granules de minéraux opaques.

Le feldspath alcalin, relativement rare en phénocristaux apparaît soit en cristaux isolés dans la mésostase ou en petites sphérolites. Il s'agit de la sanidine.

Le quartz,

Enfin quel que soit le type de texture, le fond de la roche est souvent constitué par des microcristaux de quartz ou de feldspath potassique.

Le piton rhyolitique de Hammam Bou Ghrara est composé à la fois, d'un piton de lave massive et de produits de démantèlement plus ou moins sédimentés. Cette lave rhyolitique de couleur grise est absolument remarquable par la finesse et la fluidalité de la mésostase, et par la présence de grenat produit de transformation secondaire d'origine hydrothermale. Au point de vue microscopique, cette rhyolite se caractérise par une texture microlitique fluidale ignimbrétique plus ou moins vitreuse à rares phénocristaux de quartz, plagioclase, sanidine et biotite. (figure III.4)

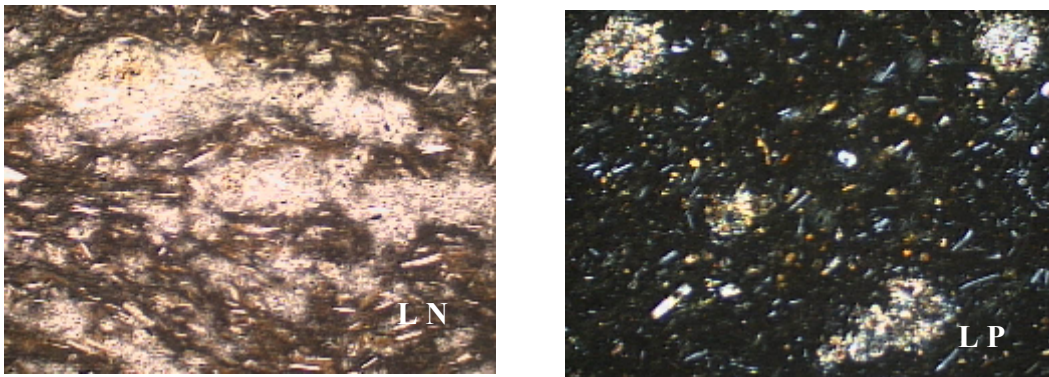


Figure III.4 : texture microlitique fluidale ignimbrétique à rares phénocristaux des rhyolites de Hammam Bou Ghrara. (gros. x 20)

Les phénocristaux comprennent essentiellement des cristaux de quartz automorphes corrodés et des plagioclases de composition albite - oligoclase (An_{20-25}) à cœur souvent séricitisé et rarement zonés. Les feldspaths alcalins (sanidine) et la biotite sont rares. Cette dernière est représentée par de fines lamelles à pléochroïsme intense masquant souvent la couleur originelle du minéral. De nombreuses échardes de verre soulignant la fluidalité confèrent à la laves une texture ignimbrétique.

Séquence de cristallisation

La cristallisation des phénocristaux débute par l'apparition des plagioclases et de la biotite suivie de la sanidine et du quartz qui clôturera cette première phase. Les microcristaux de

quartz et de feldspath alcalin apparaissent dans la mésostase avant la solidification du magma.

Conclusion

Comme c'est généralement le cas en contexte calco-alcalin, les laves sont largement porphyriques, présentent des agrégats polycristallins et de nombreuses inclusions fluides. Ce fort degré de cristallisation permet de diagnostiquer une viscosité élevée des magmas qui joue un rôle important sur les dynamismes éruptifs.

La nature et l'ordre d'apparition des minéraux évoluent des andésites aux rhyolites.

Le magma andésitique est proche du champ de stabilité : plagioclase- clinopyroxène-orthopyroxène, alors que les dacites et les rhyolites se situe dans le domaine de stabilité : plagioclase-clinopyroxène-quartz.

II-Les laves transitionnelles

Elles correspondent à une série d'épanchements de nature principalement basaltique localisée dans la moyenne Tafna et dans les M'sirda. Ces laves affleurent sous forme de coulées au Cap Kehal (M'sirda), dans le secteur de Hadjeret El Kahla et Ain Romana (Moyenne Tafna rive droite) où l'ensemble basaltique surmonte une coulée dacitique, et en rive gauche (coulées du flanc sud du Fillaoussène et coulées de l'Oued Bou Kiou).

II- 1 Les basaltes

Les laves émises sont généralement massives à fluidalité plus ou moins marquée, de couleur noire ou brun noir à rouille, dans laquelle les cristaux sont rarement visibles à l'œil nu. Elles montrent par endroits des vacuoles de taille centimétriques remplies secondairement par des zéolites.

Bien que situés dans des régions volcaniques éloignées les unes des autres, ces basaltes miocènes montrent de nombreuses similitudes pétrographiques. Ainsi, la texture de ces basaltes est en général porphyrique à tendance fluidale ou doléritique. Il est à noter toutefois que les coulées inférieures de l'oued Bou Kiou et Ain Romana sont plus riches en phénocristaux que les coulées supérieures.(figure III.5)

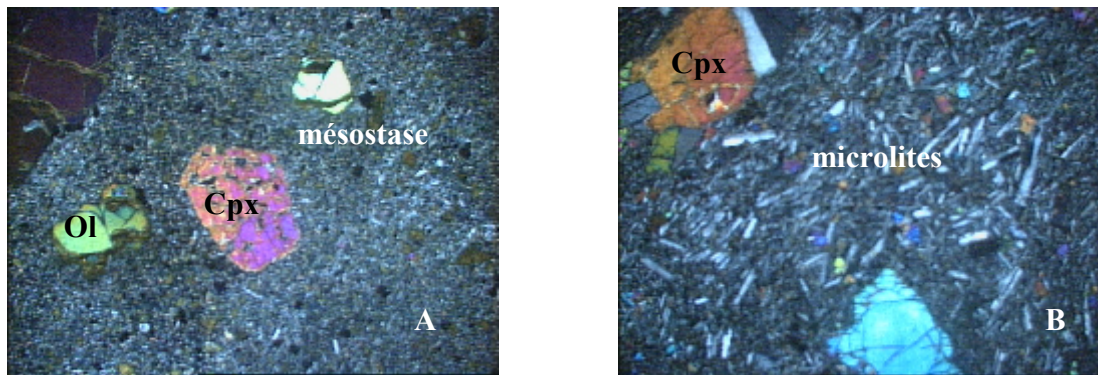


Figure III.5 : texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase et à rares phénocristaux d'olivines et clinopyroxènes des basaltes de BouKiou.
(LP. gros. x 20)

- (A) coulée inférieure
- (B) coulée supérieure

La mésostase peut parfois être finement cristallisée et pauvre en verre.

D'une manière générale, ces basaltes miocènes correspondent à des laves porphyriques dans lesquelles les phénocristaux de plagioclases sont nettement dominants (20 à 30 %), suivis de clinopyroxènes (10 à 20 %), de l'olivine (5 à 10 %) et des minéraux opaques (1 à 2 %). La proportion de ces phases minéralogiques est très variable au sein d'une même coulée ou bien évidemment d'une coulée à l'autre. La mésostase est constituée des même composants minéralogiques c'est à dire des microlites de plagioclases, des microcristaux de clinopyroxène, d'olivine et de minéraux opaques. Les microlites de plagioclase souvent orientés confèrent à la roche une texture orientée. (figure III.6)

Le plagioclase cristallise sous forme de sections automorphes à subautomorphes, souvent maclés à zonage normal fréquent, de taille variant de 0,1 à 2 mm. Il s'agit d'andésine ou de labrador (teneur en An comprise entre 45 et 67) renfermant souvent des clinopyroxènes, de l'olivine et des opaques en inclusions. L'altération s'exprime par une séricitisation en remplissage des craquelures du minéral.

Le clinopyroxène correspond à de l'augite de taille variable pouvant atteindre jusqu'à 5 mm dans certaines coulées. Ce minéral très souvent maclé (mâcles simples ou

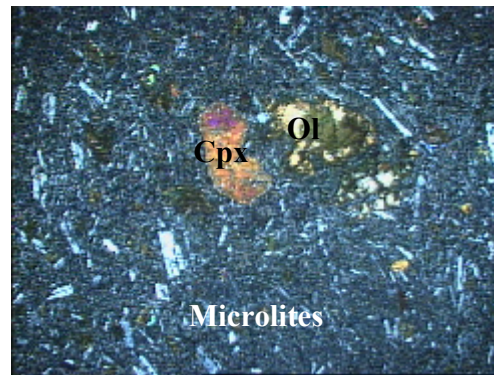


Figure III.6 : texture microlitique porphyrique à tendance fluidale et à phénocristaux de clinopyroxène et olivine des basaltes de Hadjret El Kehla (Moyenne Tafna Rive Droite). LP (gros. X20)

polysynthétiques) présente parfois une légère zonation. L'augite peut être incolore ou légèrement colorée en rose violacé traduisant ainsi une composition titanifère. Elle apparaît soit en cristaux isolés dans la mésostase, soit en amas polycristallins avec l'olivine et les plagioclases. Elle renferme par endroits des inclusions de nature variée : opaques, olivine et plagioclases.

L'**olivine** est présente en quantité importante (environ 10 %). Elle s'y développe sous forme de cristaux automorphes losangiques ou arrondis souvent craquelés de taille variable entre 0.1 et 3.5 mm. Ces cristaux à contours parfois corrodés et résorbés sans bordure réactionnelle, atteste d'un déséquilibre avec le liquide. Ce minéral peut être limpide mais aussi iddingsitisé le long des craquelures et parfois partiellement ou complètement serpentinisé. L'olivine contient par ailleurs de nombreuses inclusions de spinelles.

Les basaltes de la rive droite de la Moyenne Tafna, se distinguent par la présence de rares biotites qui apparaissent en cristaux automorphes ou en lamelles incluses dans les clinopyroxènes. Elle est fortement pléochroïque quand elle est fraîche mais peut également s'altérer en chlorite.

Les minéraux opaques, sont peu abondants en phénocristaux. Généralement

automorphes, ils apparaissent rarement en cristaux isolés mais plutôt en agrégats avec le plagioclase, l'olivine et le clinopyroxène ou en inclusion dans ces derniers minéraux.

La paragénèse secondaire se traduit par le développement de la calcite, la serpentine, (en remplissage des craquelures des minéraux), et de la chlorite et de la séricite résultant de l'altération de la biotite et des plagioclases.

Ordre de cristallisation

Les relations chronologiques entre les différentes phases minérales des basaltes indiquent que le spinelle est le premier à cristalliser suivi de près par l'olivine dans laquelle il est systématiquement inclus. L'olivine se trouve au cœur des phénocristaux de clinopyroxène qui apparaissent donc postérieurement et qui syncristallisent avec le plagioclase.

Au microscope, tous les échantillons ont une composition minéralogique identique mais peuvent avoir des différences suivant leur emplacement. Les principales différences observées dans chacun des secteurs d'étude seront présentées dans le tableau suivant :

II-2 Coulée dacitique :

Elle représente la coulée de base de l'ensemble volcanique Hadjeret El Kahla et Aïn Romana. Cette lave montre une grande variété de couleur, elle peut être rose brun ou gris clair lorsqu'elle se présente en fines plaquettes ou alors noire ou rouge brique à aspect bréchi que quand elle est massive. A l'œil nu la roche apparaît homogène constituée d'une matrice finement cristallisée, sans phénocristaux apparents.

L'examen microscopique montre que la roche est formée d'une mésostase (95 % à 99 %) riche en verre à très rares phénocristaux (1 à 5%) de plagioclase, de clinopyroxène et orthopyroxène.

La texture est en général microlitique fluidale aphanitique où dominant les microlites d'orthopyroxènes orientés.

Le plagioclase est rare en phénocristaux, inférieur à 1 %. Il se présente en sections automorphes prismatiques ou trapues de taille comprise entre 0.1 à 0.3 mm. Il est rarement zoné dans les formes trapues et montre un cœur envahi par le verre dans les sections allongés.

L'orthopyroxène est le minéral prédominant, il s'agit d'hypersthène représentant 1,5

à 2 % du volume de la roche. Il est toujours automorphe et se présente en lattes allongées à contours souvent arrondis de taille avoisinant 0.5 mm. Il est rarement altéré et se distingue de l'opx de la mésostase par sa relative limpidité.

Le clinopyroxène de taille comprise entre 0.1 et 0.3 mm se présente en individus automorphes et apparaît dans les mêmes proportions que les orthopyroxènes. Il s'agit d'une augite dépourvue de toute altération et montrant parfois des macles du type macle en sablier ou macle polysynthétique.

La mésostase représentant 95 à 99 % du volume de la roche, est diversement colorée soit en brun clair en brun foncé ou noir. Elle est caractérisée par une phase vitreuse abondante où baignent de nombreux microlites de clinopyroxène, de plagioclase et d'orthopyroxènes altérés et effilés. La mésostase renferme quelques rares granulations d'oxydes opaques automorphes et quelques vacuoles remplies de minéraux secondaires tels que calcite, zéolites et quartz.

Ordre de cristallisation : la cristallisation des phénocristaux débute par la syncristallisation des orthopyroxènes et des clinopyroxènes, suivi par celle des plagioclases en quantité plus réduite. Les oxydes opaques accompagnés de quelques microlites de plagioclase, de clinopyroxène et d'orthopyroxène apparaissent dans la mésostase avant le refroidissement total du magma.

Conclusion

Les laves transitionnelles cantonnées dans la Moyenne Tafna et dans les M'Sirda possèdent les caractères suivants : une texture variée ; elle est microlitique porphyrique à tendance fluidale et doléritique dans les basaltes, alors que dans les dacites cette tendance est aphanitique.

Les phénocristaux représentés par le plagioclase, l'augite et l'olivine dans les basaltes et par l'hypersthène, l'augite et le plagioclase dans les dacites forment généralement des agrégats polycristallins. Ces minéraux sont souvent zonés et parfois corrodés.

Ainsi, compte tenu de ces caractères pétrographiques, les laves transitionnelles seraient à rattacher à une série calco-alcaline.

III- Les laves alcalines

Elles ne sont représentées que par des coulées basaltiques d'âge plio-quaternaire qui affleurent dans les régions d'Ain Témouchent, de la Basse Tafna, des Souahlia. L'association minéralogique est quasi constante. Les différences portent essentiellement sur : la texture qui peut être aphyrique ou porphyrique à tendance doléritique, la proportion des minéraux et la présence ou non de l'analcime.

Ces roches à texture microlitique aphyrique à tendance fluidale à rares phénocristaux (5 %) de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine. La mésostase est composée de 80 % de microlites (PL, OL, Cpx et opaques) et de 15 % de verre volcanique. (figure III.7)

La première phase de cristallisation est principalement représentée par des phénocristaux automorphes, d'augite et d'olivine, qui apparaissent en grandes plages à contours corrodés.

Le plagioclases est en plus faible quantité.

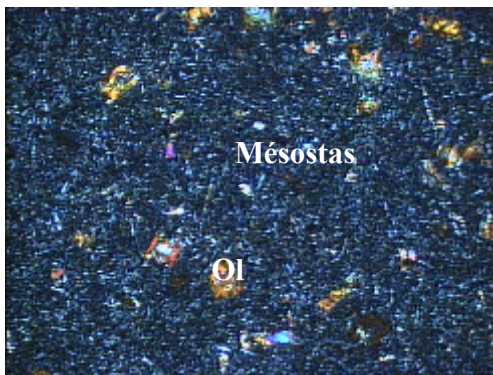


Figure III.7 : texture microlitique aphyrique des basaltes de Boutrack.
LP (gros. x 20)

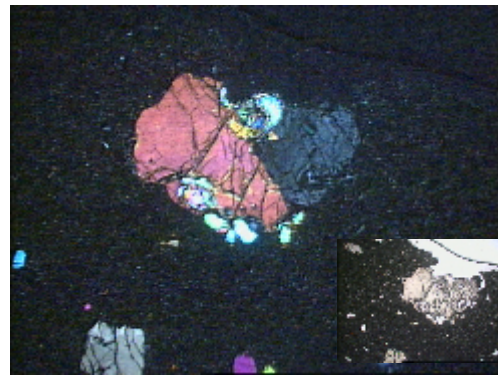


Figure III.8 : phénocristal d'olivine dans les basaltes d'Aïn Témouchent
LP (gros. x 20)

L'augite en cristaux automorphes à subautomorphes, de taille variable allant de 0.2 mm à 3.5 mm, présente des aspects très variés. Les phénocristaux sont plus ou moins zonés, de couleur jaune ou violacée pour l'augite titanifère et rarement maclée. Le cœur du minéral est parfois altéré en chlorite. Elle renferme parfois des microlites de plagioclase et de minéraux opaques en inclusion.

L'olivine en proportion très variable (entre 5 et 15 %) apparaît sous forme de petits cristaux arrondis ou polygonaux de taille comprise entre 0.1 et 2 mm. Elle est fréquemment altérée en iddingsite, en auréole autour du minéral, et en chlorite, au cœur de celui ci.

la hornblende basaltique, n'est présente que dans les basaltes des Souahlias, où elle est entièrement pseudomorphosée en minéraux opaques, et n'est reconnaissables que par sa forme. (figure III.9)

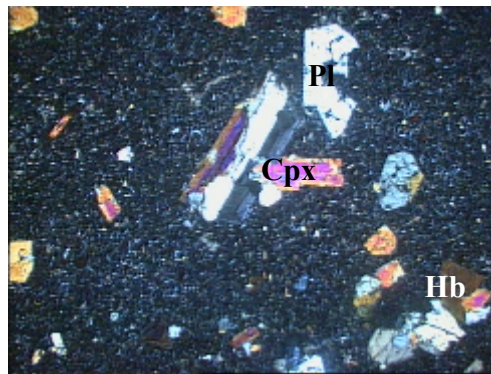


Figure III.9 : texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase, clinopyroxène et hornblende des basaltes de Souahlia. LP (gros. x 20)

La mésostase est essentiellement composée de microlites de plagioclase (50%), d'augite (20 %) d'olivine (5 %) et de minéraux opaques (10 %).

Les microlites de plagioclase de type bitownyte à An₇₅ parfois altérés en damourite ou épidoite marquent une fluidalité assez nette.

Les microcristaux d'augite souvent zoné sont transformés en chlorite avec une forte concentration en oxydes opaques à proximité de la zone altérée.

L'olivine, subautomorphe, est quant à elle complètement iddingsitisée.

L'analcime en cristaux automorphes occupent dans de nombreux cas, les espaces interstitiels entre les microcristaux précédents. Ces différentes phases cristallines sont, par ailleurs, enchevêtrées dans un verre dont il est difficile de fixer la nature exacte.

Il faut enfin signaler la présence de minéraux secondaires, parmi lesquels des zéolites et de la calcite, qui peut être limitée aux vacuoles de la roches ou se développée en englobant tous les cristaux.

Les massifs volcaniques de la basse Tafna et d'Aïn Témouchent renferment de nombreuses enclaves ultramafiques (Mégartsi,1985 ; Bendoukha, 1987). Selon leur particularité texturale et chimique, elles ont été différenciées par Zerka (1991)

en enclaves de type I témoignant une hétérogénéité du manteau

en enclaves de type II correspondant à des cumulats

en enclaves composites

Malgré leur intérêt ces enclaves ne font pas l'objet de notre étude

Séquence de cristallisation

Compte tenu des relations entre les différentes phases minérales, on peut envisager la séquence de cristallisation suivante : la première étape sera marquée par la cristallisation de l'olivine suivie du clinopyroxène. Les microlites de plagioclase, opaques, olivine, clinopyroxène et analcime apparaissent lors de la seconde phase de cristallisation.

Les variations pétrographiques observées dans les laves alcalines de L'Oranie sont simples et régulières. Les zonations des feldspaths et des pyroxènes sont peu marqués et les indices de déséquilibre minéraux –liquide rares.

Conclusion

Ces associations minérales et leurs relations chronologiques permettront de préciser les conditions physiques auxquelles étaient soumis les magmas initiaux.

Ainsi l'évolution des paragenèses minérales permet d'envisager que les laves calco-alcalines et les laves alcalines constituent des séries différenciées. Cependant il reste à tester cette hypothèse par l'analyse des minéraux et des caractères géochimiques (éléments majeurs, traces, terres rares et isotopes) et de déterminer les processus pétrogénétiques mis en jeu.

Les analyses chimiques des éléments majeurs dans les minéraux, ont été effectuées à la microsonde électronique d'IFREMER (Brest).

Ces analyses ont été réalisées dans les conditions opératoires suivantes : énergie d'excitation 15 Kv, intensité du courant 20 nano-ampères et temps de comptage compris entre 20 et 30 s. Les techniques d'analyses, les analyses chimiques des minéraux ainsi que leurs formules structurales sont consignées en annexe.

Les principales phases minérales analysées dans les laves étudiées sont les suivantes :

Les plagioclases, les pyroxènes, les amphiboles, les biotites, l'olivine, et les minéraux opaques.

I - Les plagioclases

Quel que soit le faciès pétrographique, le plagioclase constitue la phase minérale prédominante aussi bien en phénocristaux qu'en microlites dans les laves calco-alkalines, dans les laves transitionnelles et dans les laves alcalines.

I-1 Laves calco-alkalines :

Dans le Sahel d'Oran, sa composition devient de moins en moins calcique des andésites aux rhyolites. Les cristaux montrent le plus souvent un zonage normal et rarement oscillatoire. (photo IV.1)

Dans les andésites (figure IV.1), la majorité des compositions se situe dans le champ de l'andésine et du labrador (An_{47-59}). Ces cristaux de plagioclase contiennent de nombreuses inclusions fluides disposées selon les plans du zonage. Par endroit, des inclusions d'oxydes opaques envahissent le cœur du minéral.

Chimiquement, ils présentent des teneurs en CaO comprise entre 5.30 et 12 % et entre 5.30 et 6.30 % pour le Na₂O. La composition en K₂O est assez variée, elle se situe entre 0.3 et 2.20 %. Il est intéressant de noter que la proportion de fer n'est jamais négligeable puisqu'elle varie de 0.3 à 0.7 %. Le cation Fe²⁺ est donc plus facilement incorporé dans le réseau du plagioclase que Mg²⁺ qui s'y trouve à l'état de trace (0.02 %) ce qui peut expliquer leur caractère malgachitique.

Les phénocristaux de plagioclase des andésites de M'sirda se distinguent par une composition de type andésine à An₃₅₋₄₇. Ils sont donc moins enrichis en anorthite que les plagioclases des andésites du Sahel d'Oran.

Dans les dacites, les phénocristaux de plagioclase sont constitués d'andésine à An₄₀₋₅₀.

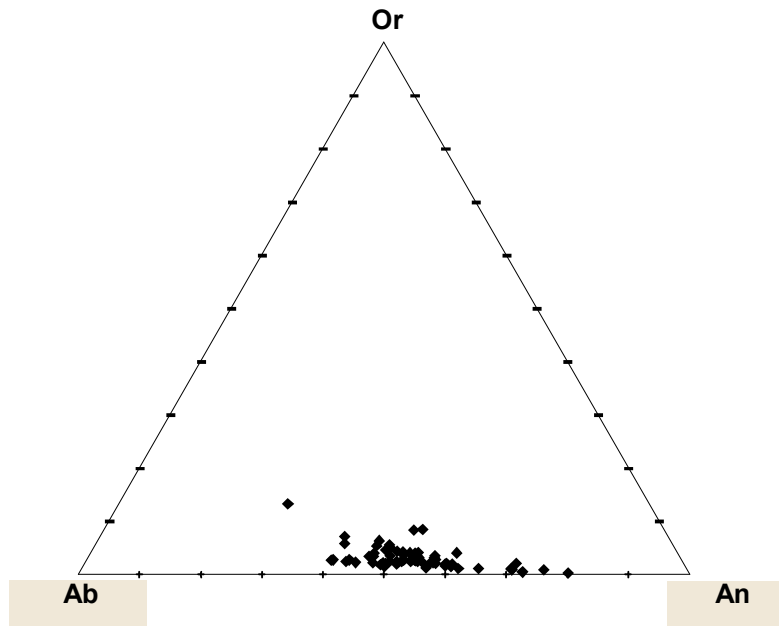


Figure IV.1: place des feldspaths des laves calcoalcalines dans le diagramme Orthose, Albite et Anorthite.

Dans tous les cas le composant orthose est faible, toujours inférieur à 1 % excepté, dans les rhyolites. En effet ces dernières renferment outre, des cristaux de plagioclases à An_{30-45} , du feldspath alcalin de type sanidine.

I – 2 Les laves transitionnelles :

Dans les basaltes, la teneur en anorthite des phénocristaux de plagioclases est tout à fait comparable à celles des plagioclases des andésites du Sahel d'Oran. Elle donne des valeurs comprises entre An_{50-60} correspondant au domaine andésine - labrador dans le diagramme Or Ab - An. (figure IV.2.A). Les concentrations moyennes en anorthite des microlites sont de type labrador à An_{70} .

Dans la rive droite de la Moyenne Tafna la dacite renferme, outre des cristaux de plagioclase de composition An_{45-50} , des feldspaths alcalins de type anorthose. (figure IV.2.B)

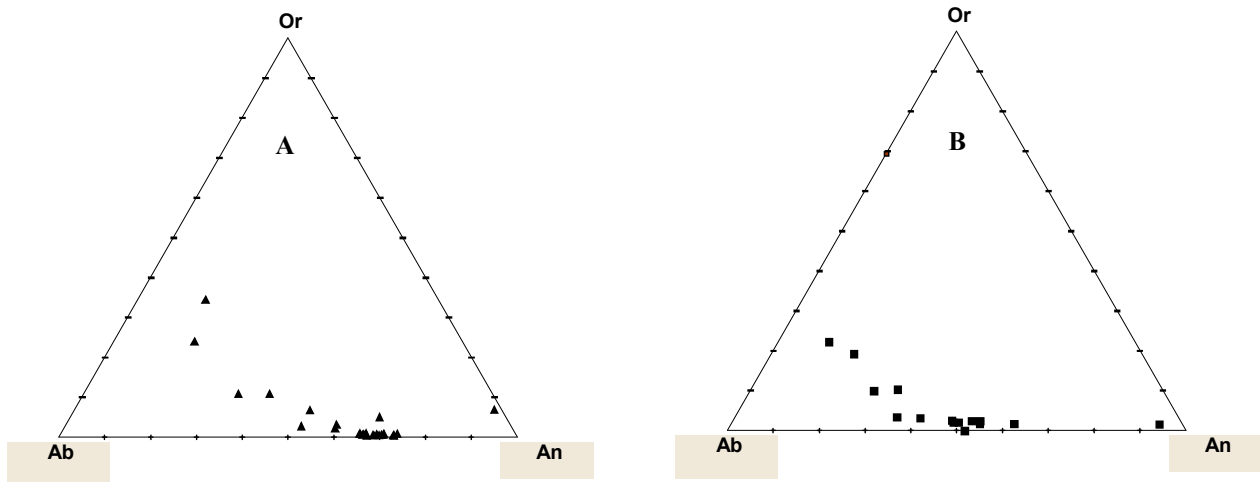


Figure IV.2 : place des feldspaths des basaltes transitionnels (A) et des dacites transitionnelles (B) dans le diagramme Orthose, Albite et Anorthite.

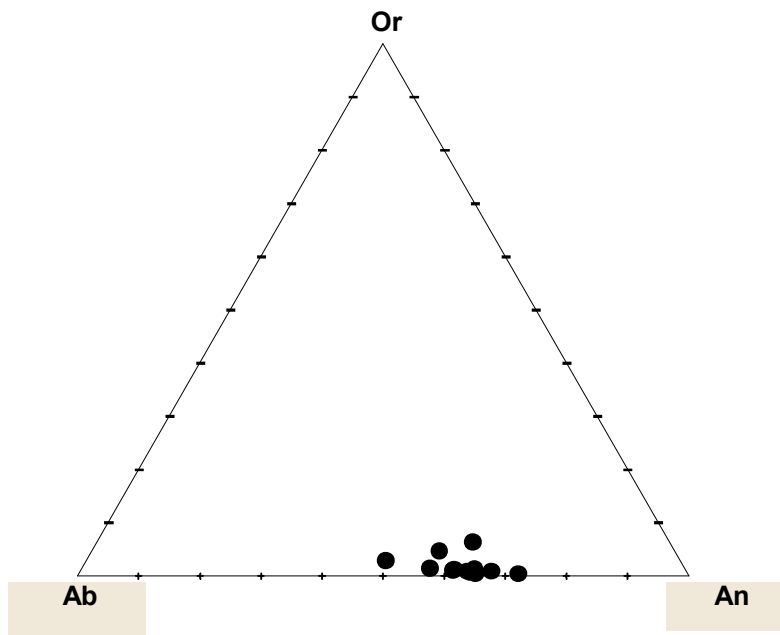


Figure IV.3 : place des feldspaths des laves alcalines dans le diagramme Orthose, Albite et Anorthite.



Photo IV.1 : phénocrystal de plagioclase zoné à bords fondus dans les basaltes

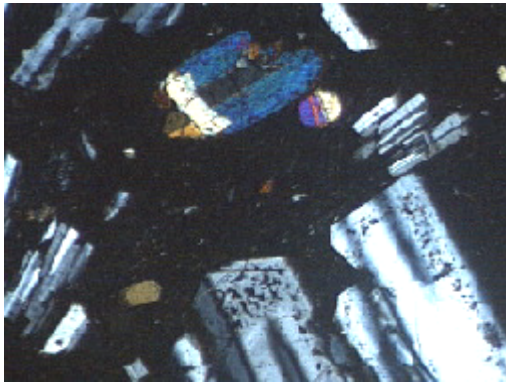


Photo IV.2 : phénocristaux de plagioclase à inclusions vitreuses dans les andésites



Photo IV.3 : inclusions de minéraux opaques dans phénocrystal de clinopyroxène augite dans les andésites

I – 3 les laves alcalines :

Les basaltes alcalins renferment des phénocristaux de plagioclases type labrador-bytownite dont la composition varie entre An₆₅ et An₇₅. (figure IV.3). Ces cristaux zonés à zonage normal montrent un cœur généralement plus basique (An₇₅) que la bordure (An₆₀). (photo IV.2) Les microlites de tous les faciès sont plus acides ce qui s'inscrit dans une évolution logique de cristallisation

II - LES PYROXENES

Ils sont présents dans tous les types de laves sous forme de clinopyroxènes. (photo IV.3) Dans les laves calco-alcalines et dans les dacites des laves transitionnelles l'orthopyroxène accompagne souvent les clinopyroxènes. Dans l'ensemble des laves étudiées, la formule structurale des pyroxènes a été calculée sur la base de 6 oxygènes. La somme des cations toujours égale à 4 indique l'absence de Fe³⁺ dans la structure.

II – 1 l'orthopyroxène

Il apparaît en phénocristaux uniquement dans les andésites du Sahel d'Oran et en microlites dans la dacite de la Moyenne Tafna. Dans ces deux types de roches, il s'agit d'hypersthène contenant 70 à 80 % du pôle enstatite. (figure IV.4).

Ces orthopyroxènes très magnésiens (25 à 30 % de MgO) sont en revanche très peu chromifères (0.02 à 0.4 %) et peu titanifères (< 1 %). Il semblerait de ce fait que la substitution Al -Ti ne soit pas importante. Cependant dans la dacite de la Moyenne Tafna, l'orthopyroxène présents uniquement en microlites est souvent très altéré et enrichi en titane. La composition chimique des pyroxènes composites (c'est à dire phénocrystal d'Opx au sein d'un cristal de Cpx) est identique à celle des pyroxènes en phénocristaux simples. Il s'agit d'hypersthène (70 à 80 % d'enstatite) et d'augite de composition homogène.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées quant à la formation de ces cristaux composites :

1- L'hypersthène constitue des xénocristaux incorporés dans le magma andésitique. Cette hypothèse ne peut être retenue, étant donné les limites franches et rectilignes entre les deux types de minéraux.

2- Ces pyroxènes composites représentent des figures correspondant à des mélanges de magmas. Ceci entraînerait alors des modifications de compositions des autres minéraux de la lave. Cette hypothèse est difficilement conciliable avec les compositions homogènes des Opx.

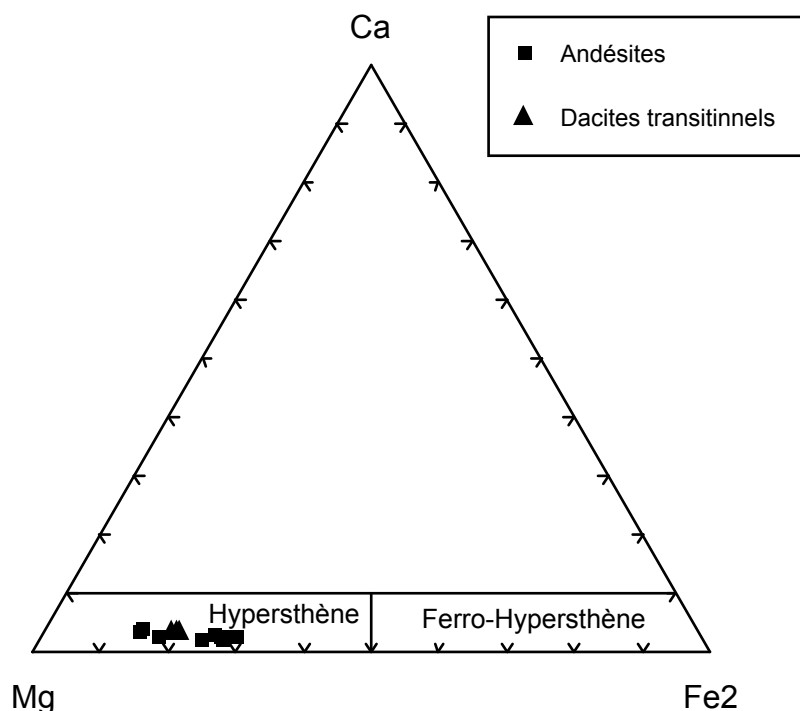


Figure IV.4 : nomenclature des orthopyroxènes des andésites calcoalcalines et des dacites transitionnelles dans le diagramme Ca-Fe-Mg.

3- L'Opx croît dans un milieu peu enrichi en CaO par rapport à MgO et FeO. Puis les conditions physico-chimiques sont modifiées provoquant l'arrêt de cristallisation de l'hypersthène. L'augite, quant à elle, continue à se développer en utilisant Opx comme support de cristallisation. Ceci correspondrait donc à une évolution par différenciation magmatique.

Cette dernière hypothèse corrobore les observations effectuées dans notre étude.

II - 2 Le clinopyroxène

II - 2 - 1 Cristallochimie

Dans les clinopyroxènes le silicium remplit rarement le site tétraédrique. Cette différence est comblée par l'aluminium tétracoordonné (Al^{IV}), ce qui provoque un déséquilibre de charge dans la formule structurale. Les déséquilibres sont compensés par des substitutions dans le site octaédrique (M) de cations hexacoordonnés tri ou tétravalents : Fe^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , $\text{Al}^{3+\text{VI}}$.

Leur répartition dans le site **M** se fait selon l'équilibre suivant :

$${}^{\text{VI}}\text{Al}^{3+} + {}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + {}^{\text{VI}}\text{Cr}^{3+} + 2 {}^{\text{VI}}\text{Ti}^{4+} = {}^{\text{IV}}\text{Al}^{3+} + {}^{\text{M2}}\text{Na}^{+}$$

(Papike et al, 1974, Cameron et Papike, 1980). Le diagramme n° IV.5, de Papike visualise l'évolution du déficit des charges et montre dans le cas des laves étudiées que presque tous les phénocristaux de clinopyroxènes analysés contiennent du Fe^{3+} . En effet, toutes les compositions se placent au-dessus de la droite 1:1. Cette position de Cpx traduit un déficit de charges qui ne peut être compensé que par des ions Fe^{3+} . On remarquera que les compositions des pyroxènes des laves alcalines sont les plus éloignées de la droite 1:1, ce qui signifie que ces pyroxènes contiennent une proportion relativement forte en Fe^{3+} dans leur réseau. En revanche, les pyroxènes des laves calcoalcalines transitionnelles contiennent des proportions en Fe^{3+} plus faibles. Ceci conduit à penser que les Cpx des laves alcalines, calcoalcalines et transitionnelles de l'Oranie ont évolué sous des fugacités d'oxygène variables.

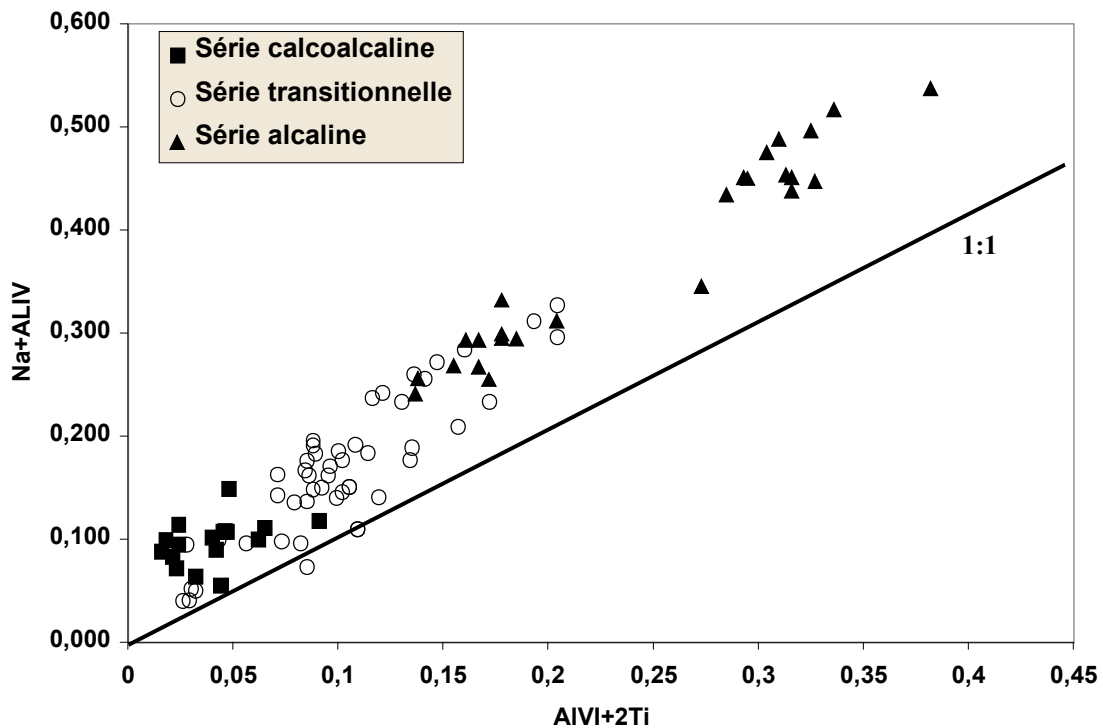


Figure IV.5 : Evaluation de la teneur en Fe^{3+} des phénocristaux de clinopyroxènes des laves calcoalcalines, alcalines et transitionnelles par la méthode de Papike et al. (1974) basée sur l'équilibre des charges entre les différents sites du minéral. La droite 1:1 matérialise l'absence de Fe^{3+} dans la structure

II – 2 – 2 Composition des clinopyroxènes

Les Cpx se rencontrent sous forme de phénocristaux ou de microlites dans tous les faciès pétrographiques.

Dans les laves calco-alcalines, les points représentatifs des cœurs des phénocristaux se placent, sur le diagramme Wo-En-Fs de Morimoto et al.,1989, dans le domaine des augites proches du joint augite diopside.(figure IV.6). Ces clinopyroxènes de type augite sont par ailleurs, légèrement chromifère (teneur < 0.4 %) et titanifère (< 0.6 %). La distribution du Ti entre les pyroxènes et les titano-magnétites est contrôlée par la fugacité d'oxygène. Ainsi une augmentation de fO_2 entraîne la déstabilisation de la titano-magnétite en magnétite avec libération de TiO_2 qui entre alors dans la composition des pyroxènes. Ce qui pourrait expliquer leur composition.

Les teneurs en Na comprises entre 0.2 et 0.5 % impliquent un composant jadéite peu développé. Les Cpx des dacites et des rhyolites du Sahel d'Oran sont tout à fait comparables à ceux des andésites de la même région. Ils ne montrent aucune différence significative.

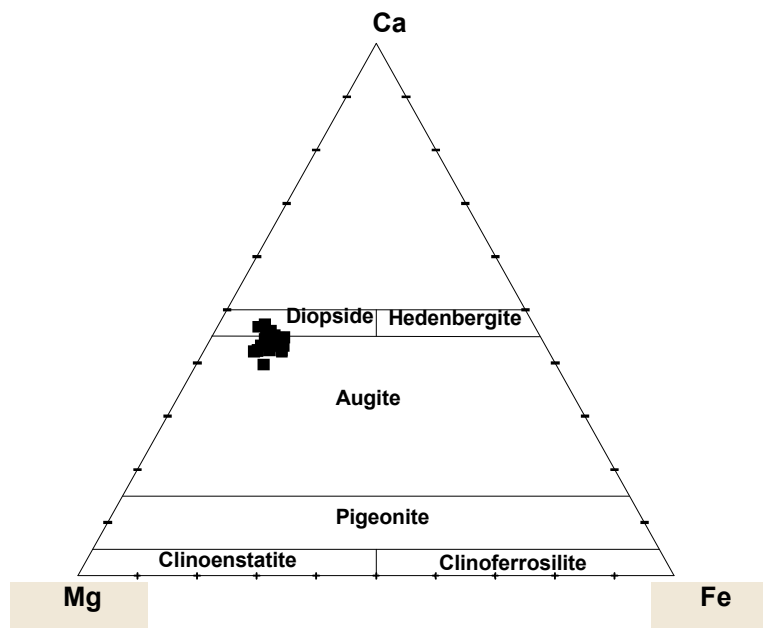


Figure IV.6 :nomenclature des clinopyroxènes des laves calcoalcalines dans le diagramme de Morimoto (1988)

Dans les laves transitionnelles le Cpx est présent dans les basaltes et dans les dacites. Dans le diagramme de Morimoto (figure IV.7) les Cpx des coulées basaltiques montrent qu'il s'agit principalement de diopsides qui sont parfois enrichis en Ca. Les Cpx des dacites correspondent essentiellement à des augites. Les compositions chimiques de ces pyroxènes montrent de larges intervalles de variations, ainsi les diopsides donn

entre 43.10 % et 52.25 % pour la Wo, entre 40.63 % et 49.79 % pour l'enstatite et entre 0.74 % et 11.47 % pour la ferrosilite. La composition des augites observées dans les dacites est: Wo=33.1 %- 41.67 %, En = 45.91 %-51.41 % et Fs = 11.40 % - 15.47 %.

Dans ces deux types de laves les Cpx affichent des teneurs élevées en MgO (entre 18% et 19 %) et en CaO (entre 16 % et 23 %). Par ailleurs Al₂O₃ présente d'assez larges intervalles de variations dans les Cpx des basaltes où les teneurs varient entre 0.9 % et 9 %, tandis que dans les Cpx de la dacite, elles oscillent entre 0.9 % et 2 %.

Les Cpx des laves alcalines montrent dans le diagramme de Morimoto (1988) une composition de diopside enrichi en Ca (Wo 44.20-52.60 %, En28 - 49.50 %, Fs 7.60 ,17 %).(figure IV.8).

Les microcristaux présentent la même composition chimique que les phénocristaux.

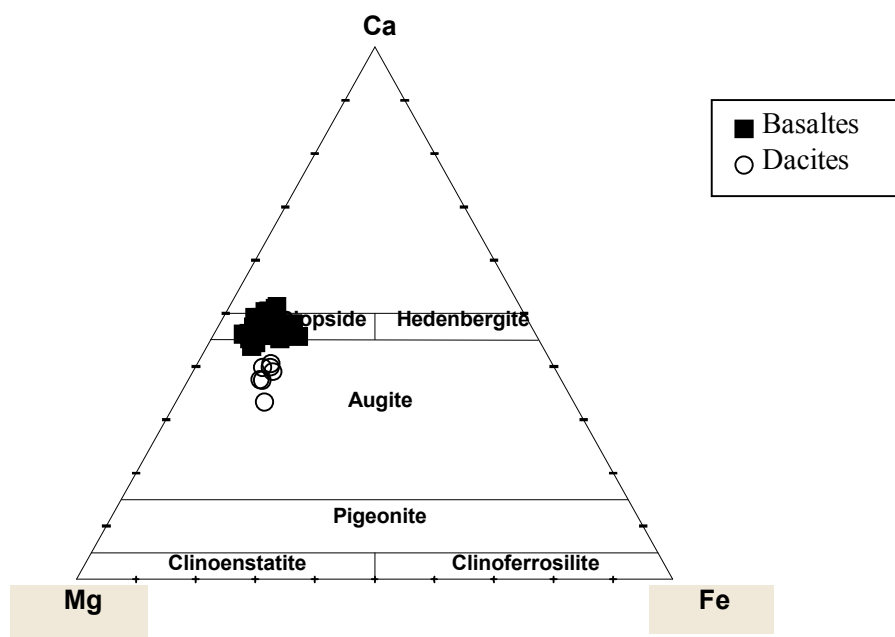


Figure IV.7 : nomenclature des clinopyroxènes des laves transitionnelles dans le diagramme de Morimoto (1989)

D'une manière générale dans les Cpx, la variation des teneurs en Al et Ti est intéressante dans la mesure où elle apporte des informations pétrologiques importantes. En effet, le rapport Ti/Al est très sensible à l'influence de la pression. La substitution augmente avec la pression. D'après Sack et Carmichael (1984) et Forsythe et al., (1994), les valeurs élevées du rapport

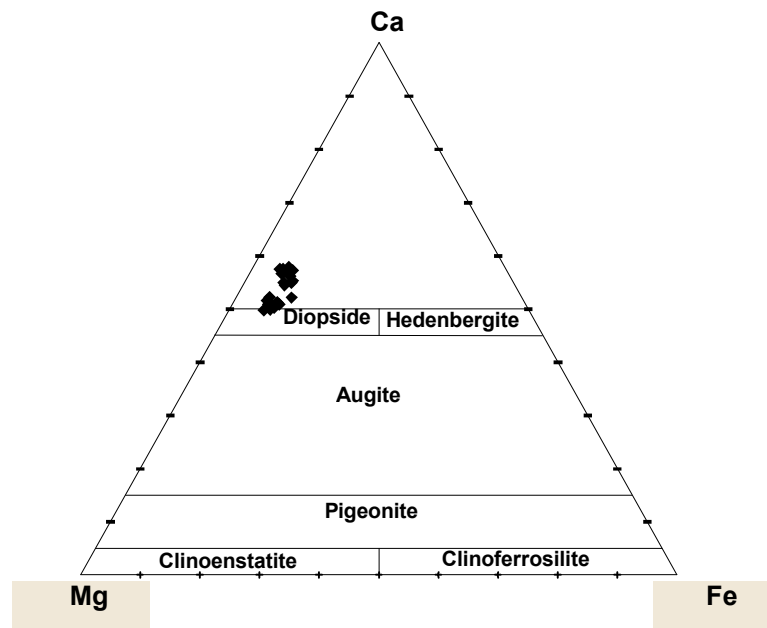


Figure IV.8 : nomenclature des clinopyroxènes des laves alcalines dans le diagramme de Morimoto (1988)

Ti/Al ($Ti/Al > 0.5$) correspondent à des magmas alcalins. Selon ces auteurs, un rapport $Ti/Al < 0.5$ comme dans les pyroxènes des laves calco-alcalines étudiées, implique une large contribution du pôle tschermackitique calcique à faible pression et donc une faible substitution de Al-Ti.

Grove et Bryan (1983) proposent un mode de représentation permettant d'identifier des phénocristaux en équilibre avec la lave (figure IV.9) : il s'agit de comparer le rapport FeO / MgO de la lave avec celui du pyroxène, sachant que le $Kd (FeO / MgO \cdot MgO / FeO)$ des clinopyroxènes en équilibre avec la lave hôte est de l'ordre de 0.23. Dans notre étude, les phénocristaux attestant d'un parfait équilibre avec la lave hôte sont pratiquement inexistant. En effet dans tous les cas les Cpx présentent des KD largement supérieurs à 0.23 ($0.30 < KD < 0.50$), ce qui implique que les CPx sont apparus de façon relativement tardive dans la séquence de cristallisation de la lave hôte. Des valeurs de Kd inférieures à 0.23 indiquent que les cristaux de Cpx sont nettement plus basiques que la lave hôte, et donc en déséquilibre complet avec celle-ci.

Les teneurs Fe, Ti, Cr et Na des phénocristaux de Cpx reflètent d'une part le degré

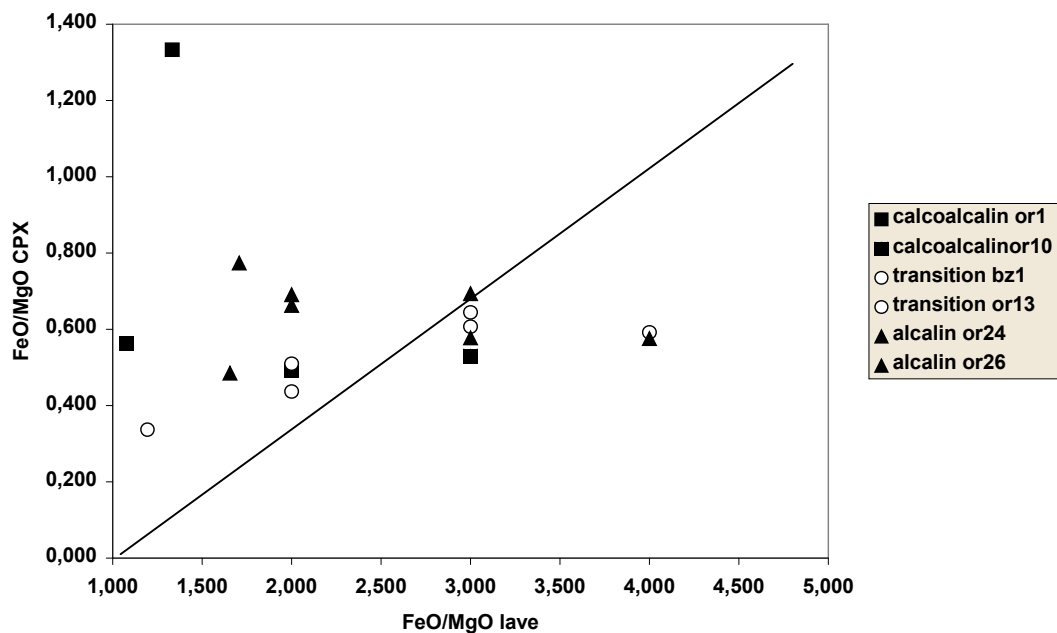


Figure IV.9 : Variation du rapport FeO/MgO Des phénocristaux de clinopyroxènes dans les laves étudiées en fonction du rapport FeO/MgO des laves hôtes. La droite $K_d=0.23$ représente la composition des clinopyroxènes en équilibre avec la lave dont le rapport FeO/MgO est indiqué en abscisse.

de différenciation de la lave hôte et d'autre part son affinité magmatique. Ainsi dans les diagrammes de la figure IV.10, nous avons étudié l'évolution de ces cations (Fe, Ti, Cr, Na) en fonction du paramètre $Fe/Fe+Mg$ marqueur du degré d'évolution des Cpx.

La teneur en Fe^{3+} des Cpx, constitue le meilleur indicateur de fugacité d'oxygène du magma enregistré par les minéraux. Il apparaît dans le diagramme Fe^{3+} vs $Fe/Fe+Mg$, une corrélation positive très nette. Cependant, les laves transitionnelles apparaissent moins enrichies en fer ferrique que les autres groupes de laves. Il semble donc que les pyroxènes des laves transitionnelles aient cristallisés sous des conditions peu oxydantes.

Les teneurs en Ti reflètent également les concentrations dans les laves. Le titane est un élément incompatible dans les laves les moins différenciées. il devient globalement

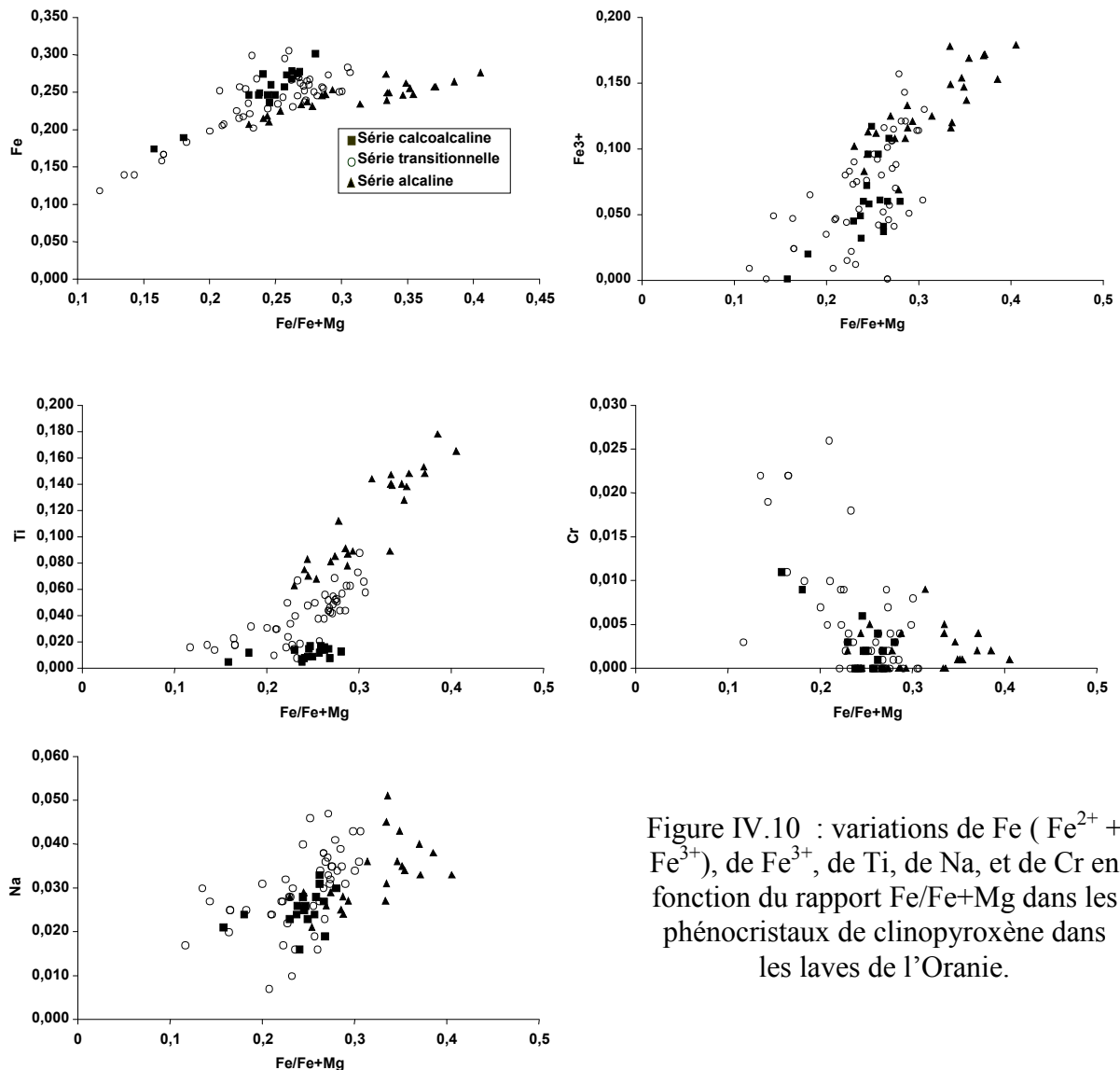


Figure IV.10 : variations de Fe ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$), de Fe^{3+} , de Ti, de Na, et de Cr en fonction du rapport $Fe/Fe+Mg$ dans les phénocristaux de clinopyroxène dans les laves de l'Oranie.

compatible dans les laves évoluées. Dans les Cpx étudiés les teneurs augmentent depuis les Cpx des laves calco-alkalines aux Cpx des laves alcalines. Les pyroxènes des laves transitionnelles montrent une composition intermédiaire.

En revanche, le Cr décroît quand le rapport $Fe / Fe + Mg$ augmente, ceci reflète son appauvrissement progressif au cours de l'évolution du liquide. On note cependant, un enrichissement en Cr des Cpx de certaines laves transitionnelles.

Les teneurs en Na sont relativement basses pour l'ensemble des Cpx des laves étudiées ($Na < 0.045$ cations). Les Cpx des laves transitionnelles et des laves alcalines sont les plus enrichis en Na. Cependant ceux des laves transitionnelles montrent une large gamme de variation ($0.005 < Na < 0.045$ cations), les Cpx des dacites transitionnelles représentant les termes les moins sodiques.

Il y a globalement, une corrélation positive entre Na et Fe / Fe + Mg.

Pour montrer l'affinité calco-alcaline ou alcaline, nous utiliserons la méthode proposée par Leterrier et al., (1982). Sur ces diagrammes de type Ti en fonction de Ca + Na, ont été définis un domaine alcalin et un domaine tholéiitique ou calco-alcalin.(figure IV.11).

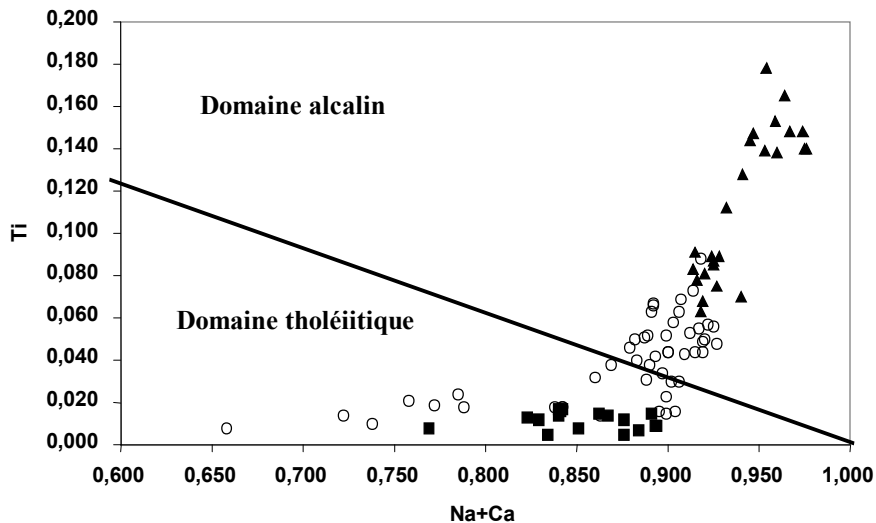


Figure IV.11 :variations de Ti en fonction de Ca+Na dans les clinopyroxènes analysés. Les domaines alcalin et tholéiitique ont été définis par Leterrier et al. (1982).

Ces deux domaines sont séparés par la droite d'équation $Ti = -0.4 (Ca + Na) + 0.38$. Les clinopyroxènes de l'ensemble des faciès pétrographiques étudiés, ont été reportés sur ce type de diagramme. Ainsi, les cpx des laves calco-alcalines et alcalines s'inscrivent parfaitement dans les domaines correspondant. Les Cpx des laves transitionnelles se placent de part et d'autre de la jointure des deux domaines et semblent assurer la continuité magmatique entre les deux séries.

De nombreux auteurs dont Barberi et al (1971) ont montré que la composition chimique des Cpx est en liaison avec la composition chimique du magma et les conditions physiques de cristallisation.

L'analyse chimique des éléments en trace des cristaux de Cpx préalablement séparés des andésites OR9 et OR10 (laves calco-alkalines) montre des spectres homogènes traduisant ainsi un cogénéisme de ces laves.(figure IV.12).

L'allure de ces spectres multi-éléments, normalisé au manteau primitif (Sun et Mac Donough, 1989), tout à fait comparable à celle des roches totales, est typique de celle des

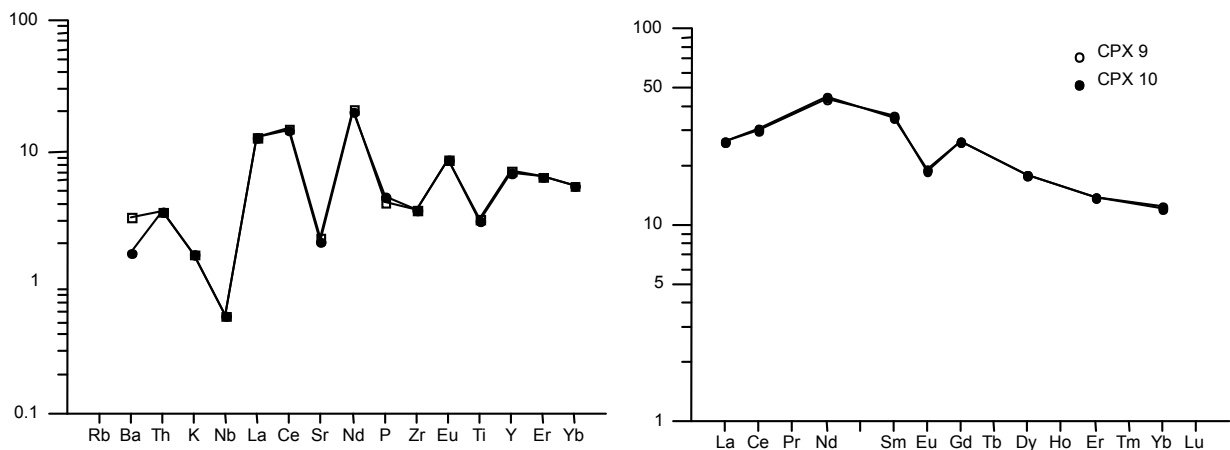


Figure IV.12 : diagramme multi-éléments et spectre des terres rares normalisés au manteau primitif et aux chondrites des clinopyroxènes des andésites (laves calcoalkalines) du Sahel d'Oran

magmas d'arc. Cette signature orogénique est marquée par des anomalies négatives très prononcées en Nb, Sr et plus légères en P, Zr et en Ti.

L'anomalie négative en Nb serait liée à la métasomatose de la source quant à celle du Sr, et du Ti, elle résulterait du fractionnement précoce des plagioclases et de la titano-magnétite.

Le spectre des terres rares normalisé aux chondrites montre, un enrichissement en LREE (25 à 40 x les chondrites) par rapport aux HREE (10 à 15 x les chondrites), caractéristique des magmas orogéniques et une anomalie négative en Eu.

III - Les amphiboles

Ce minéral n'apparaît que dans les andésites et les dacites du Sahel d'Oran et dans les andésites de M'sirda. Il est quasiment absent dans les paragénèses des laves transitionnelles et

alcalines. Les compositions chimiques et les formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes sont consignées dans le tableau en annexe.

Dans les andésites, ces amphiboles se distinguent par des teneurs en SiO₂ comprises entre 42 et 43 % et des concentrations élevées, en Al₂O₃ (entre 10 et 11 %), en TiO₂ (entre 1 et 2 %) et en MgO (entre). Les proportions en CaO, Na₂O et K₂O sont assez constantes :

Elles oscillent respectivement, entre 12 et 14 %, entre 1.5 et 2 %, et entre 0.8 et 1 %.

Le rapport Mg / Mg + Fe varie entre 0.61 et 0.75 %.

Selon la nomenclature de Leake (1997), ces amphiboles appartiennent toutes, au groupe des amphiboles calciques. Elles correspondent principalement à des magnésio-hastingsites avec $(Ca + Na)_B > 1.34$ $Na_B < 0.67$ et $(Na+K)_A > 0.50$ pour les dacites et des Tschermakites pour les andésites.(figure IV.13).

III – 1 cristallographie

La terminologie adaptée selon les recommandations de l'IMA (Leake, 1978, 1997) est la suivante : $A_{0-1} B_2 C_{5}^{VI} T_8 O_{22} (OH, F, Cl)_2$.

Les sites octaédriques (C et B) se décomposent en 4 unités : M₁, M₂, M₃, M₄, où C correspond au site M₁, M₂, M₃ et B au site M₄.

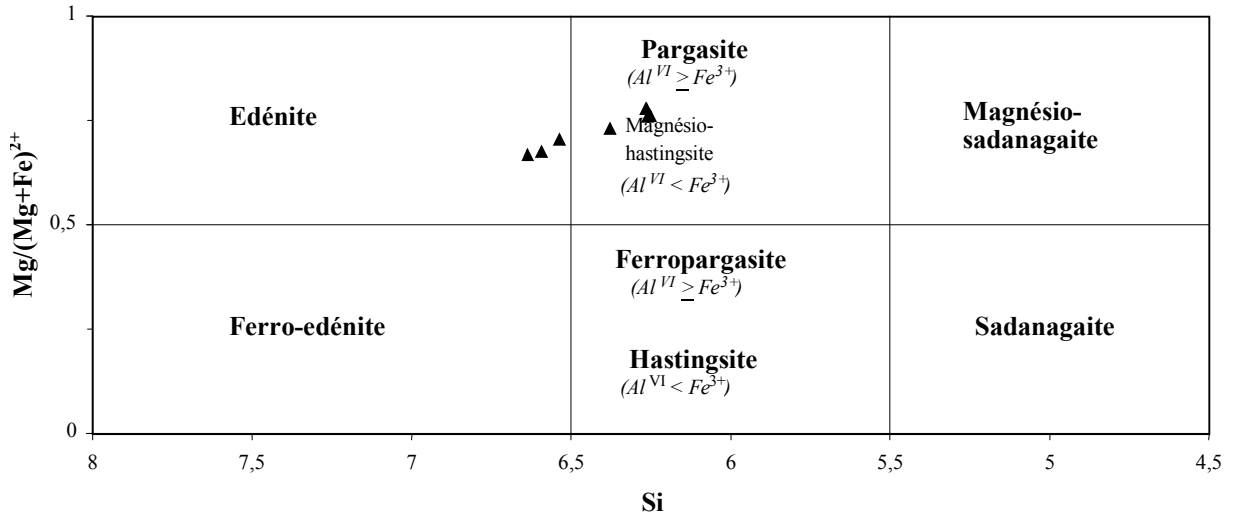
Le site M₁ accueille les cations Mg, Fe et Ti pour 2 unités cationiques, le site M₂ les cations Fe, Mg, Al et Ti également pour 2 unités cationiques.

En revanche, le site M₃ abrite les cations Fe, Mg, Al et Ti pour une seule unité cationique. Seuls les cations du sites M(1) interagissent directement avec les groupes hydroxyles (Tiepolo et al., 1999). Les travaux expérimentaux de Tiepolo et al., 1999 ont montré que le titane peut effectivement, se répartir dans ces trois sites mais qu'il remplit toujours préférentiellement le site (M₁). Il ne rentre dans les sites (M₂) ou (M₃) que pour faciliter l'introduction d'aluminium dans les sites tétraédriques qui stabilise alors la structure à haute température (substitution de type Ti-Tschermack). L'introduction de titane dans le site M (1) se fait au dépens du magnésium et du fer. Quand le fer Fe³⁺ est abondant, il s'introduit plutôt dans le site M (1) et plus rarement dans le site (M₃). En fait, le Fe³⁺ ne pourra être présent en abondance dans le site (M₃) que si l'amphibole subit une oxydation tardive.

Amphiboles calciques

$$Ca_B \geq 1,50; (Na+K)_A \geq 0,50$$

$$Ti < 0,50$$



Amphiboles calciques

$$Ca_B \geq 1,50; (Na+K)_A < 0,50$$

$$Ca_A < 0,50$$

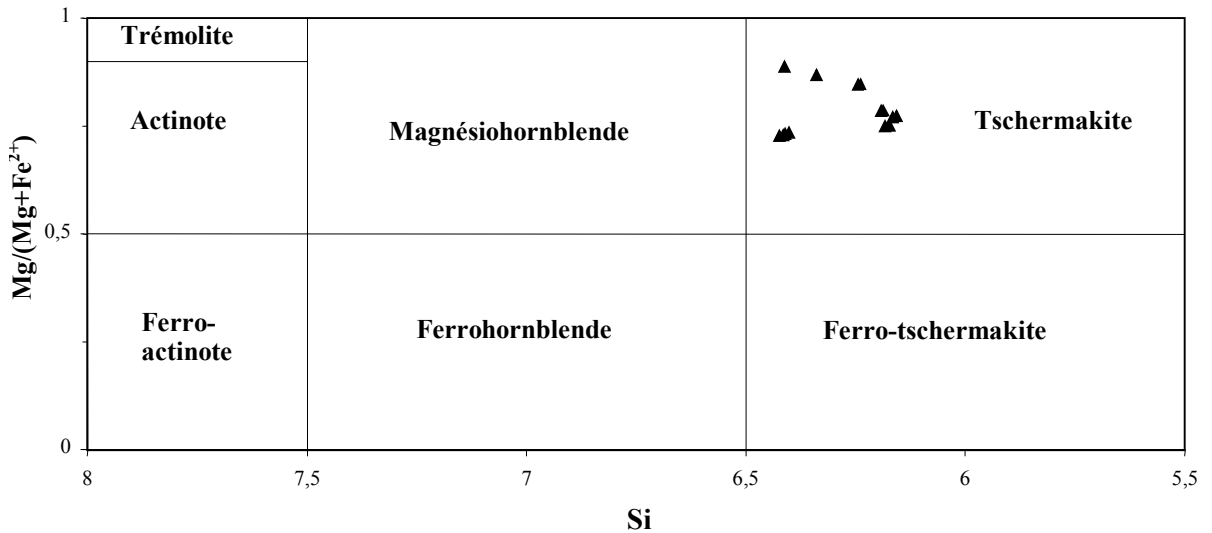


Figure IV.13 : nomenclature des amphiboles des andésites et dacites du Sahel d'Oran d'après la classification de Leake (1997).

Le site B (ou M(4)) accueille le magnésium excédentaire des sites M(1), M(2) ou M (3), ainsi que le calcium et éventuellement un peu de sodium à hauteur de deux unités cationiques. Le sodium restant et le potassium remplissent le site A pour une unité cationique.

Les groupes hydroxyles les halogènes ainsi que les oxygènes remplissent le site O (3) à hauteur de deux unités cationiques.

Au vue des différents remplissages des sites M(1), M(2), M(3), un certain nombre de substitutions peuvent être envisagées.

III – 2 Substitutions

La figure n° IV.14 démontre la substitution de type édénitique. Cependant on note que la pente de la droite n'est pas idéale, ce qui suggère l'intervention d'autres types de substitutions telles que celle de type tschermakitique et de type titano-tschermakitique.

Dans les amphiboles étudiées, la plupart de l'Al est en position tétraédrique. Cependant, on observe un léger excès de Al total par rapport à Al en site tétraédrique, ce qui suggère l'introduction d'une partie de Al en site octaédrique, réalisable à haute pression ou basse température. Dans notre étude l'augmentation de Al^{VI} accompagne une diminution de Al^{IV} ceci peut s'expliquer par une baisse de la température. L'excès de Al^{IV} implique une faible participation de la silice dans le site Z, dans la mesure où Al^{IV} est nécessaire pour compléter à 8 le site tétraédrique. Ces teneurs élevées en Al^{IV} dans les amphiboles seraient essentielles pour maintenir l'équilibre entre le site tétraédrique et le site octaédrique et équilibrer les teneurs en Fe³⁺. Ces dernières étant inférieures à celles de Al^{IV}, les substitutions qui entrent en jeu sont les substitutions édénitique et titano-tschermakitique.

La corrélation entre le Ti et Al^{IV} est faible, elle n'est que partiellement marquée pour quelques échantillons. Ce qui laisse supposer qu'une substitution de type Titano-tschermakitique avec introduction de titane dans le site M1 est plutôt faible voire même inexistante. (Figure IV.13)

La corrélation observée entre le Na en site A et le Na en site B dans la figure n° IV.13, implique l'existence de la substitution de type 3 à savoir la substitution riechtéritique.

En revanche, la substitution de type glaucophane, marquée par une grande dispersion des points est globalement inopérante.

En définitive, les amphiboles du Sahel d'Oran montrent des substitutions de type édénitique bien marquées et de type titano-tschermakitique et riechtéritique moins prononcées.

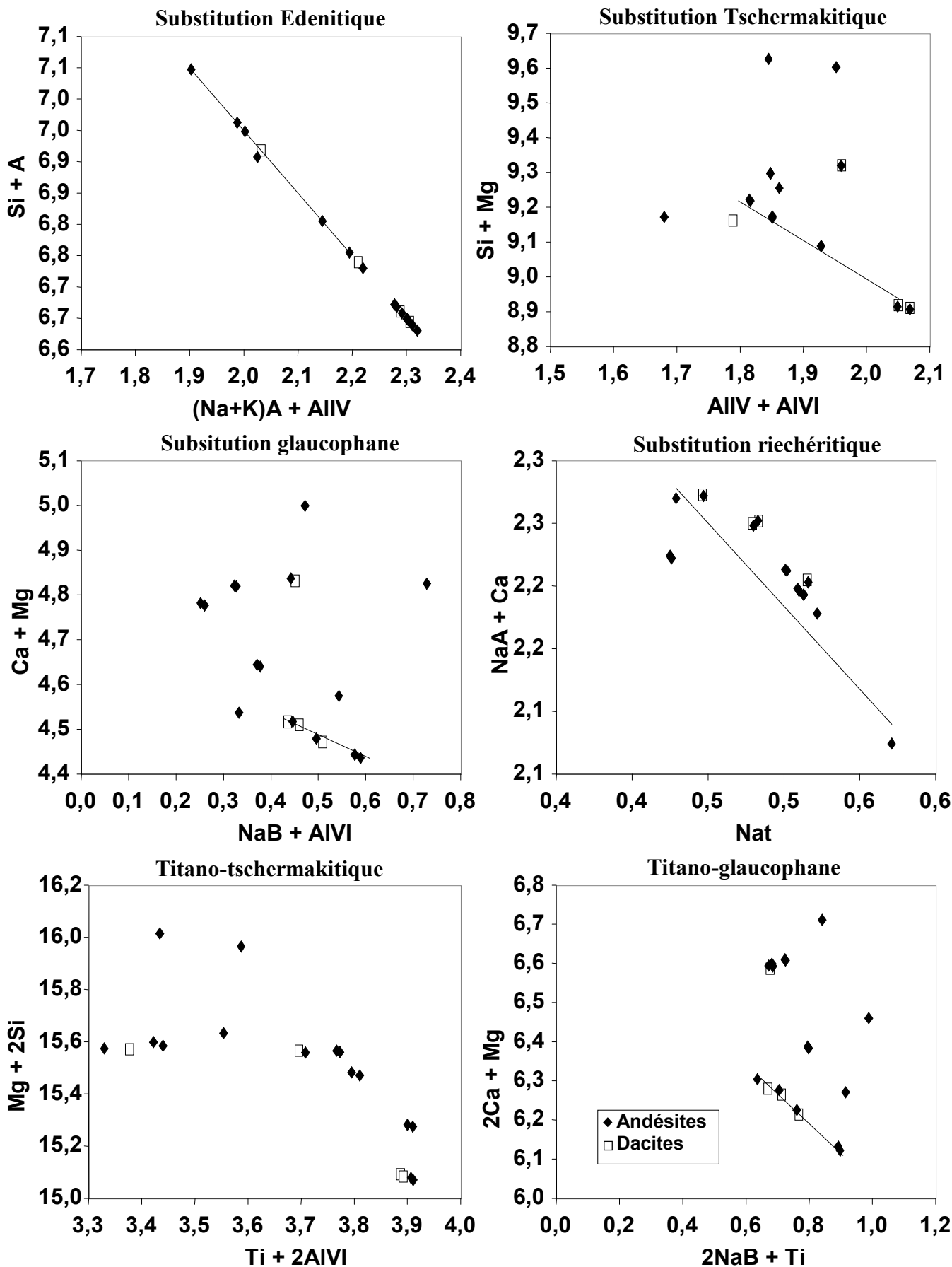


Figure IV.14 : Etude des substitutions dans les amphiboles des andésites et des dacites du Sahel d'Oran

Par ailleurs, ces substitutions se retrouvent aussi bien dans les amphiboles des andésites que celles des dacites.

IV - La biotite

Les micas sont des minéraux rares dans les faciès volcaniques de l'Oranie. La biotite apparaît dans les laves calco-alcalines (Sahel d'Oran et dans les M'sirda) sous forme de phénocristaux où elle coexiste avec les clinopyroxènes et l'amphibole. Dans les laves transitionnelles, elle se présente en microlites et plus rarement en phénocristaux. Les analyses chimiques et les formules structurales (calculées sur la base de 22 oxygènes) des différentes laves sont données en tableau.

Les biotites du Sahel d'Oran ont des rapports $Fe / Fe + Mg$ compris entre 0.30 et 0.39 qui les placent à la jointure du champ biotite-phlogopite du diagramme $Fe / Fe + Mg$ vs $Al^{IV} - 2$ de Deer et al., (1966). Par contre dans les M'sirda, elles ont des compositions de phlogopite franche. De tels résultats attestent du caractère hautement magnésien de l'ensemble des biotites étudiées. (figureIV.15). En effet, projetées sur le plan idéal de Guidotti (1984), elles occupent toutes le champ entre les pôles Annite et Phlogopite (figure IV.16).

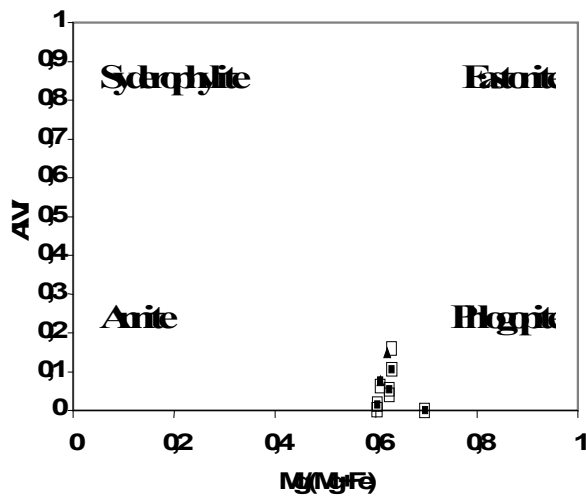


Figure IV.15 : classification des biotites des laves calcoalcalines dans le diagramme de Guidotti (1984)

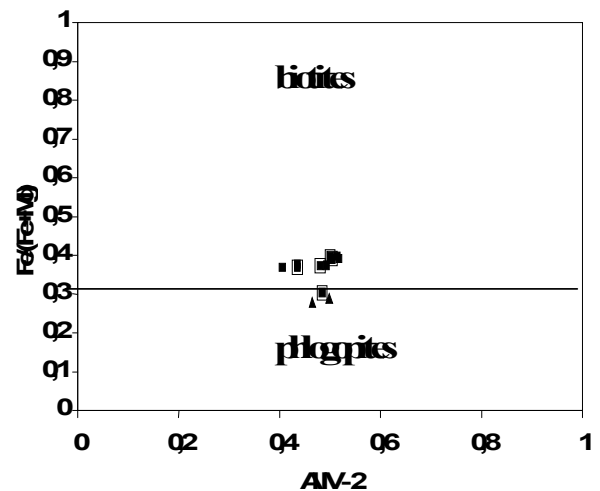


Figure IV.16 : classification des biotites des laves calcoalcalines dans le diagramme de $Fe/(Fe+Mg)$ Vs $Al^{IV} - 2$ de Deer et al., (1966)

Dans les biotites, l'introduction de Al^{VI} dans le site Y est liée à la présence de Fe dans le site X. Ainsi les rapports Fe^{2+} / Fe^{3+} et $Fe^{2+} / Fe + Mg$ dépendent de 3 paramètres essentiels T, FO2 et teneur en Fe dans le site X du milieu de cristallisation. (Monnier; 1987).

Le diagramme typologique de Nachit et Al (1985) (figure IV.17), opposant le nombre de cations Mg^{2+} et Al total discrimine parfaitement les familles de biotites de lignées différentes. Il confirme ainsi, la tendance calco-alcaline de ces laves.

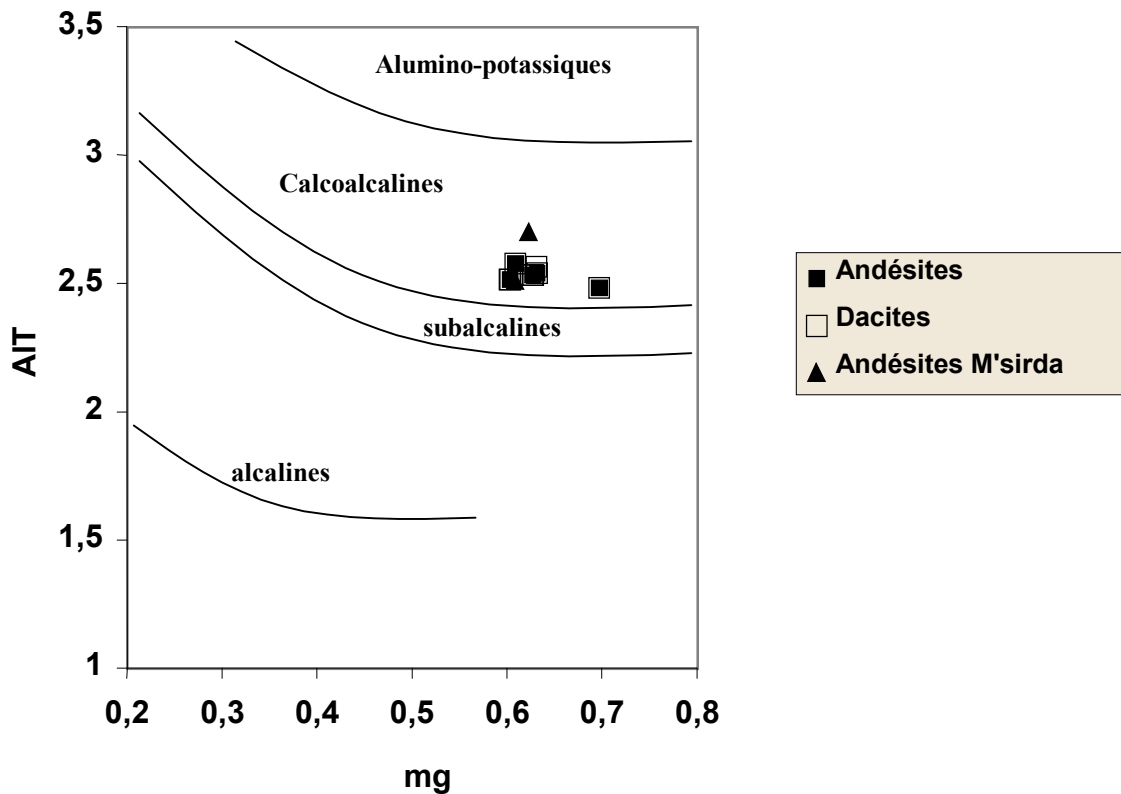


Figure IV.17 : les biotites des laves calcoalcalines du Sahel d'Oran dans le diagramme de Nachit et al. (1986)

V - L'olivine

Les olivines se présentent généralement, sous forme de phénocristaux dans tous les basaltes qu'ils soient transitionnels ou alcalins. La composition des olivines analysées est illustrée par la figure n° IV.18. Les phénocristaux sont dans l'ensemble, très magnésiens; Leur teneur en forstérite varie entre Fo65 et Fo85. Elles sont en revanche, très peu enrichies en CaO (entre 0.15 et 0.35 %).

D'après Roeder et Emslie 1970, la teneur en forstérite de l'olivine théoriquement en équilibre avec la lave hôte serait de Fo85 pour un KD de 0.30.

L'interdiffusion Fe-Mg est rapide dans les olivines et elle est possible jusqu'à des températures de l'ordre de 600 ° (Shinno, 1974). Le cœur de ces phénocristaux, qui a conservé une composition plus proche de la composition originelle, est plus magnésien que la périphérie.

La composition des olivines de la mésostase est proche de celle des phénocristaux.

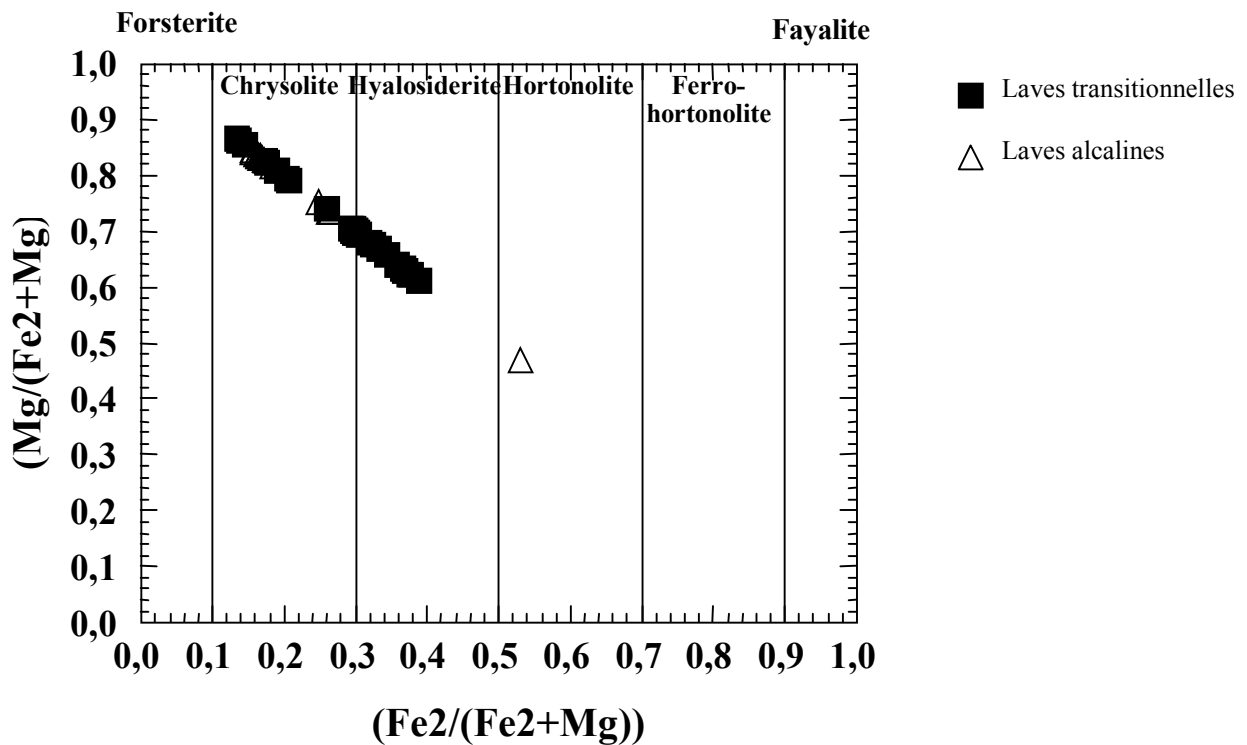


Figure IV.18 : classification des olivines des laves alcalines et transitionnelles dans le diagramme forstérite-fayalite

VI - Les oxydes ferro-titanés

Cristallochimie des oxydes : les oxydes rencontrés dans les laves appartiennent à deux grandes familles :

- Les titanomagnétites, de formule structurale générale $(Fe_3O_4)_{1-x}(Fe_2TiO_4)_x$, appartiennent aux groupes des spinelles (système cubique). Elles forment une solution solide entre les pôles magnétite Fe_3O_4 et ulvospinelle Fe_2TiO_4 .

- Les magnétites, représentent comme précisé précédemment, le terme ferrifère de la série des spinelles.

De nombreuses analyses sont visiblement aberrantes : grande dispersion des valeurs, totaux trop faibles. Plusieurs types de réaction subsolidus sont en effet, susceptibles de modifier la composition primaire des oxydes: rééquilibrage, oxydation - exsolution à haute température, oxydation à basse température. (Haggerty, 1976; Maury et d'Arco, 1984; Cotten et al, 1995). La substitution de Mg^{2+} et de Mn^{2+} à Fe^{2+} dans le réseau cristallin, pourrait expliquer le déplacement des points par rapport aux droites définissant les solutions solides. Ces groupes ne sont pas parfaitement purs et montrent une large dispersion dans leur composition. En effet, projetés dans le diagramme TiO_2 / total de Bonin, (figure IV.19) ces minéraux se répartissent dans les champs : ulvöspinelle-magnétite, ilménite-pyrrophanite, et hématite.

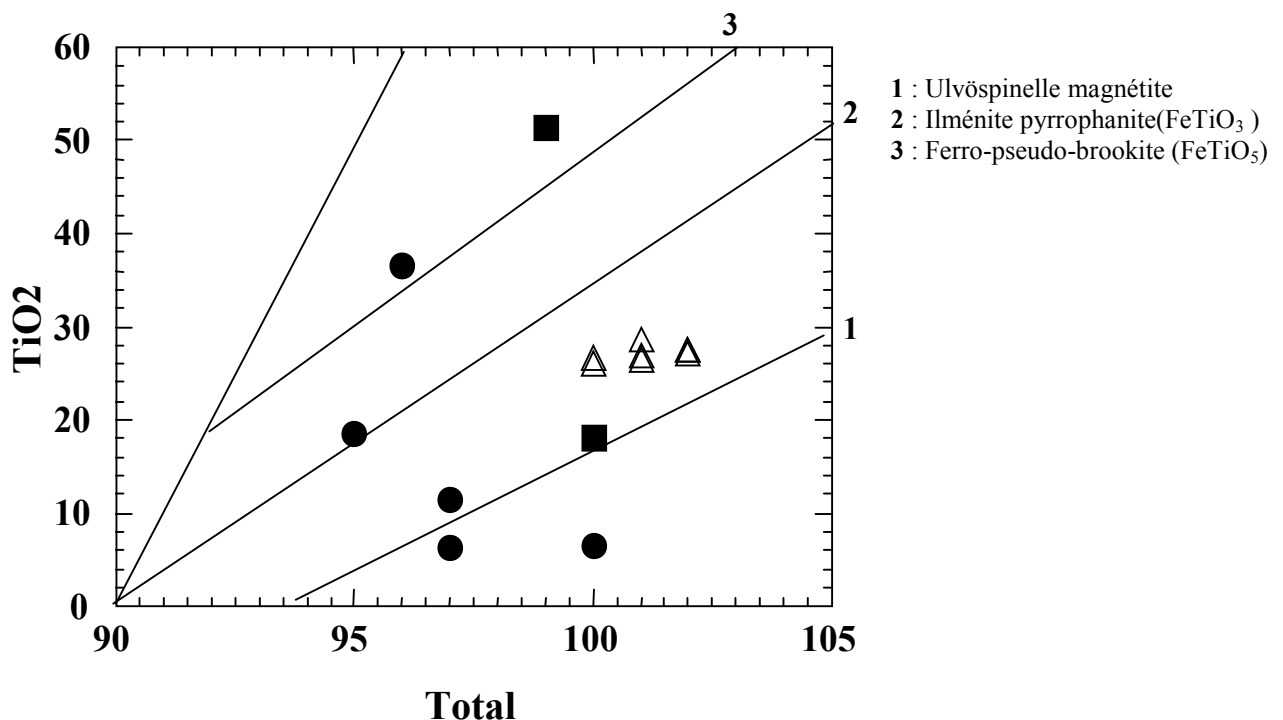


Figure IV.19: les oxydes ferro-titanés dans le diagramme de Bonin (1995)

VI – 1 Composition des oxydes:

Pour illustrer la composition des oxydes ferro-titanés, on utilise généralement, une représentation triangulaire de type $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ (figure IV.20). Il s'agit principalement, de titanomagnétite.

Dans les laves calco-alkalines, la composition chimique de ces titanomagnétites est intermédiaire entre un pôle magnétite et un pôle ulvöspinelle. La position et l'éloignement de

ces oxydes ferro-titanés du pôle magnétite traduisent, selon Buddington et al, 1963; et Buddington et Lindsey 1964, des conditions de moins en moins oxydantes.

Dans ces laves calco-alcalines, les andésites contiennent des oxydes ferro-titanés dont la composition est proche du pôle magnétite. Ces minéraux sont en effet, très enrichis en fer (entre 50 et 54 %) par rapport au titane (entre 6 et 11 %).

La composition des titano-magnétites dans les laves alcalines est assez homogène, elles occupent le champ compris entre les pôles hématite et ilménite. Leur teneur élevée en titane (entre 24 et 27 %) leur confèrent le nom de titano-hématite.

Le nombre réduit d'analyses (2) des oxydes ferro-titanés des basaltes transitionnels ne permet pas d'étudier leur composition de façon précise. On note toutefois, la présence d'ilménite et de titano-magnétites.

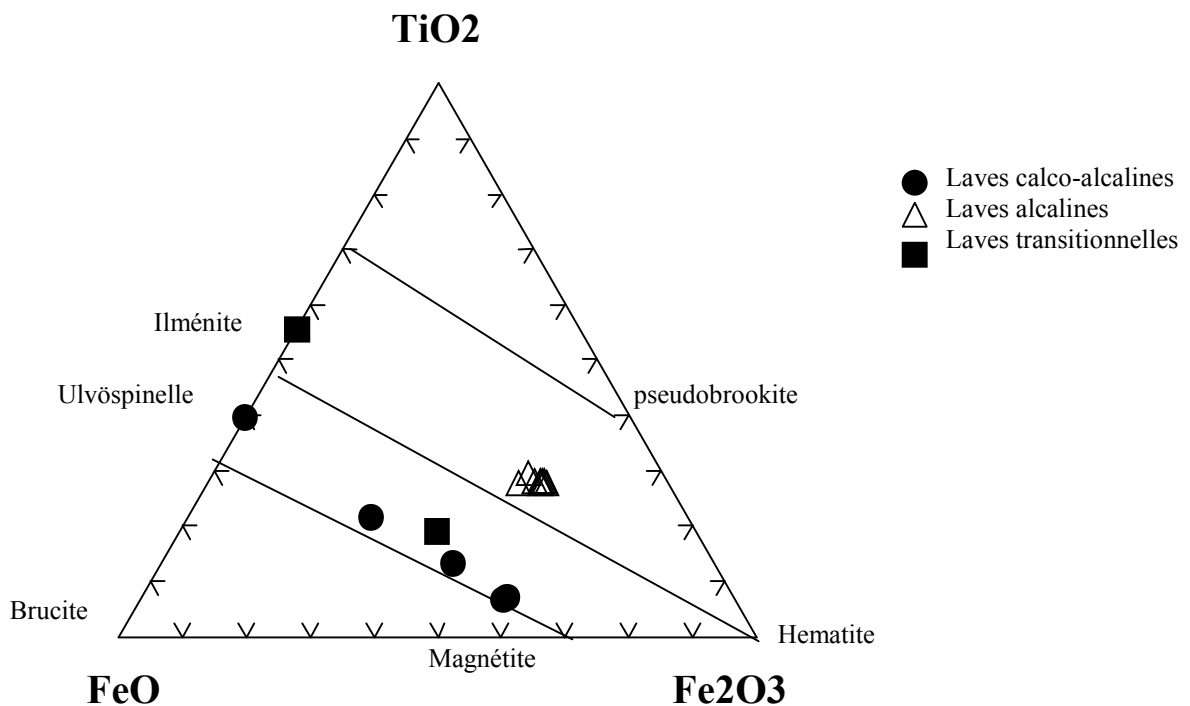


Figure IV.20 : les oxydes ferro-titanés des laves calco-alcalines, alcaline, et transitionnelles de l'Oranie dans le diagramme FeO-TiO₂-Fe₂O₃

Les conditions thermodynamiques

La connaissance des conditions thermodynamiques lors de la mise en place d'un magma et de sa cristallisation, est nécessaire pour comprendre les processus mis en jeu. En effet, la composition chimique des minéraux et leur ordre de cristallisation est conditionné par la nature du magma, la teneur en eau du système, la pression totale, la température, et la fugacité d'oxygène.

A partir de méthodes basées sur les équilibres entre minéraux ou entre minéraux et liquide, on peut évaluer les conditions thermodynamiques. Ces géothermomètres et géobaromètres ont été calibrés par de nombreux travaux expérimentaux.

Dans le chapitre précédent nous avons étudié les caractères pétrographiques, l'ordre d'apparition des différentes phases minérales et leurs compositions chimiques. Les résultats obtenus ont alors été comparés aux travaux expérimentaux effectués sur des roches similaires avec des conditions thermodynamiques contrôlées (P, T, % H₂O, fO₂).

Il existe deux types de géothermomètres :

- Géothermomètres solide-liquide
- Géothermomètres solide-solide

L'utilisation des géothermomètres solide-liquide implique nécessairement la connaissance du liquide en équilibre avec les cristaux. La composition de ce dernier peut être assimilée à la composition de la roche totale. La difficulté d'évaluation du liquide en équilibre avec le minéral impose d'importantes contraintes quant à la validité des températures calculées.

Les géothermomètres solide-solide utilisent la dépendance thermique de la distribution des éléments entre des phases en équilibre. L'absence de déséquilibre flagrant des minéraux ne constitue pas une preuve suffisante de cristallisation à l'équilibre. En effet, il est difficile de déterminer l'ordre de cristallisation lorsque les phénocristaux sont zonés, d'autant plus que leur taille traduit seulement des vitesses de croissance très variables d'une espèce à l'autre. Généralement les microlites, qui cristallisent au cours de la mise en place, près du solidus, sont en équilibre avec l'extrême bordure des phénocristaux.

En volcanologie, la connaissance de la pression (pression totale et pression fluide) est particulièrement importante car elle va déterminer le comportement volcanologique des

magmas, par l'intermédiaire des paramètres densité et viscosité qui sont fonction des pressions. Il est par ailleurs indispensable d'évaluer ces paramètres barométriques pour appréhender les processus magmatiques profonds comme la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle, puisqu'ils influent sur la nature et la stabilité des minéraux.

1 - Teneurs en eau

Graviou (1984) propose un diagramme binaire qui représente la répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et les sites octaédriques des clinopyroxènes en fonction de la teneur en eau du magma (figure IV.21). Les différents champs sont définis par les résultats expérimentaux de Green et Ringwood (1968), Green (1973) et Helz (1973). On remarque que la teneur en AlIV des clinopyroxènes augmente quand la teneur en H₂O diminue. L'influence de l'eau est mise en évidence, mais le diagramme ne donne que des renseignements qualitatifs, car d'autres paramètres physico-chimiques sont susceptibles d'influencer la composition des clinopyroxènes.

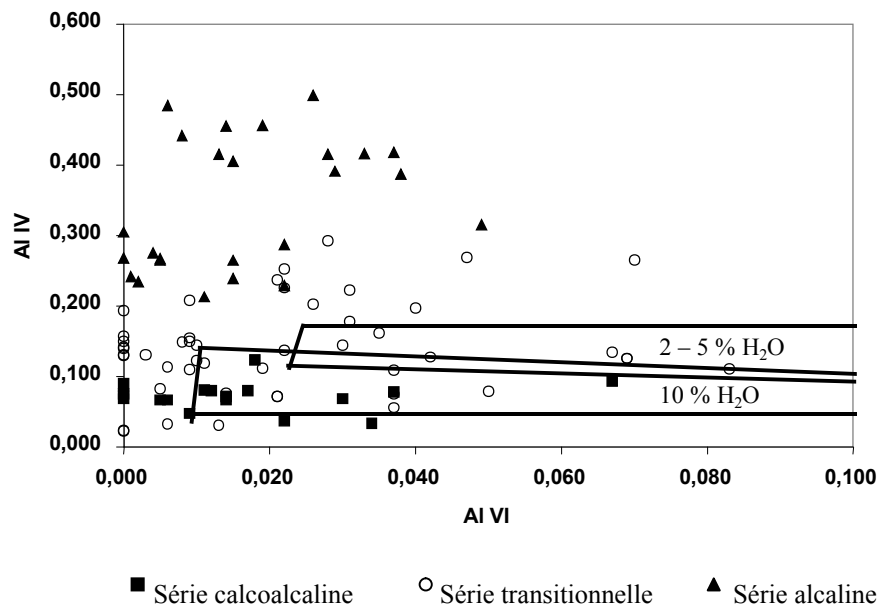


Figure IV.21 : répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques des clinopyroxènes en fonction de la teneur en eau des magmas dans les domaines définis par Green et Ringwood (1968), Helz (1973).

Les rapports $AlIV/AlVI$ sont dans l'ensemble supérieurs à 1 ce qui caractérisent une cristallisation sous une pression inférieure à 10 Kbars. (Green 1982; Marcelot et al, 1983). En effet les minéraux d'origine profonde mantellique se distinguent par des rapports plus faibles, car les teneurs en $AlVI$ des clinopyroxènes augmentent avec la pression (Kushiro, 1969).

Les teneurs en eau sont de l'ordre de 2 à 10 % pour les laves calco-alkalines et transitionnelles et inférieures à 2 % pour les laves alcalines. Cette richesse en eau s'exprime par la présence de minéraux hydroxylés dans les laves calco-alkalines. En revanche la rareté, voire même l'absence de minéraux hydroxylés dans les laves alcalines se traduit par un appauvrissement des teneurs en eau.

2 – La pression totale

Les phénocristaux de pyroxènes peuvent également être considérés comme des indicateurs des conditions de pression totale existant au moment de la cristallisation. Aoki et Kushiro (1968), ont défini dans le diagramme $AlVI$ vs $AlIV$ (figure IV.22), deux champs : un champ de haute pression et un champ de haute température / basse pression de part et d'autre de deux droites de référence. Les pyroxènes analysés dans le cadre de notre étude se situent tous, dans le champ de basse pression sans qu'il soit possible de remarquer une tendance en fonction de l'appartenance des minéraux à tel ou tel groupe de roches. Un autre diagramme couramment utilisé est celui de Ti vs AlT (Thy, 1991) (figure IV.22). Dans ce diagramme, les points représentatifs des phénocristaux de pyroxènes se placent tous, dans la zone de basse pression.

On peut par conséquent, conclure que l'ensemble des phénocristaux de pyroxènes a cristallisé sous des pressions relativement constantes, faibles ou modérés ($P < 10\text{kbar}$ selon Thy 1991). Aucun indice d'héritage de xénocristaux d'origine mantellique, ou bien de cristallisation sous fortes pressions n'a été relevé. Ces résultats corroborent ceux obtenus ci-dessus.

3 - Détermination des conditions thermodynamiques

Répartition de Ca^{2+} et de Mg^{2+} entre l'olivine et le liquide

A partir de travaux expérimentaux Jurewicz et Watson (1988) montrent que le coefficient de distribution (K_d) du rapport des teneurs CaO / MgO entre l'olivine et le liquide est fortement dépendant de la température, à condition que l'olivine et le magma soient en équilibre.

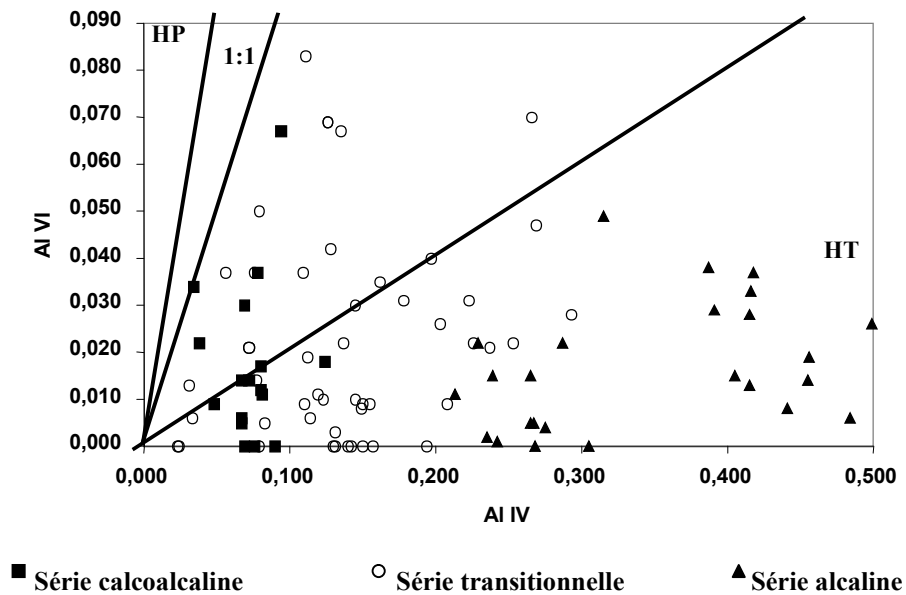


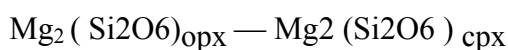
Figure IV.22 : variations de AlVI en fonction de AlIV dans les phénocristaux de clinopyroxène des laves de l'Oranie. Un champ de haute pression (HP) et un champ de basse pression-haute température (HT) ont été définis par Aoki et Kushiro (1968)

Pour appliquer ce géothermomètre, nous supposons que le cœur des olivines est en équilibre avec un liquide dont la composition chimique est celle de la roche totale. Dans le diagramme (Kd vs pourcentage molaire de forstérite de l'olivine) de la figure IV.23 les points représentatifs des basaltes sont en accord avec la droite d'équilibre définie par Jurewicz et Watson (1988) pour des teneurs en CaO du liquide inférieure à 12%. La calibration de ce géothermomètre peut alors être utilisée.

La détermination graphique (figure IV.24) permet de définir un domaine de cristallisation compris entre 1200 ° et 1250 ° pour les laves alcalines et entre 1150° et 1200° pour les laves transitionnelles.

Géothermomètre à deux pyroxènes

Wood et Banno (1973) et Well (1977) ont essayé d'exploiter la valeur géothermométrique de l'association orthopyroxène-clinopyroxène. Ce géothermomètre repose sur la réaction :



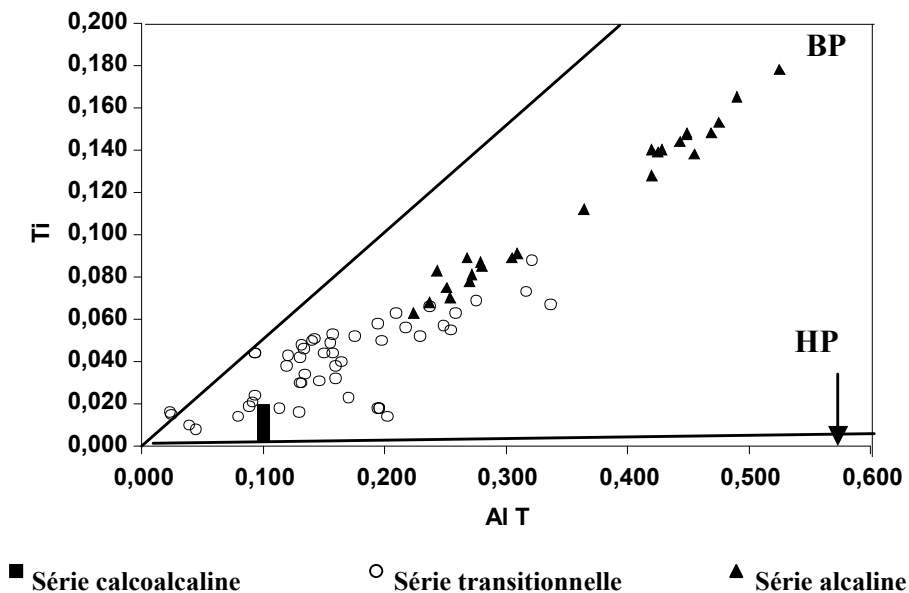


Figure IV.23 : variations de Ti en fonction de Al total dans les phénocristaux de clinopyroxène des laves de l’Oranie. Les droites de références délimitant les champs de pression (BP et HP) ont été proposées par Thy (1991).

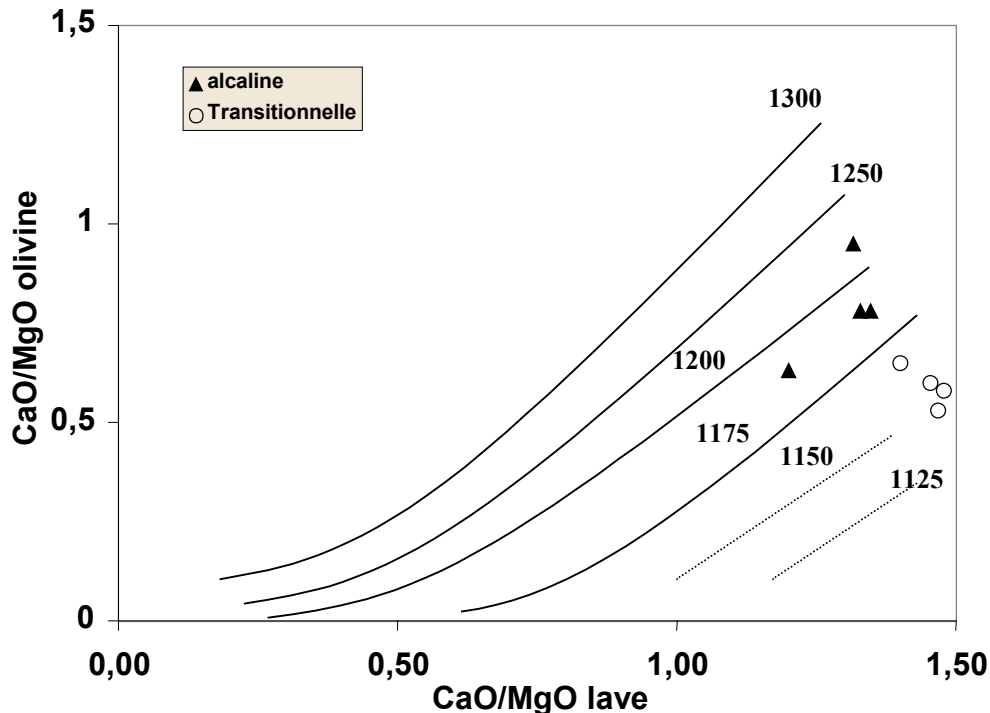


Figure IV.24 : champ de composition des olivines des basaltes transitionnels et alcalins dans le diagramme CaO/MgO (*100) de l’olivine en fonction du CaO/MgO du liquide, d’après Jurewicz et Watson (1988).

Ainsi, à partir d'expériences réalisées dans le système diopside - enstatite, ces auteurs ont appliqué des modèles simples de mélanges de ces 2 solutions solides, ce qui leur a permis d'établir une équation semi-empirique. Celle-ci est valable pour une gamme de température comprise entre 800 et 1000 °.

Un programme informatique proposé par Soto (1995), qui calcule les températures d'équilibre de deux pyroxènes selon plusieurs auteurs Nehru et Wyllie (1974) et Brey et Köhler (1990), a été utilisé pour les andésites à deux pyroxènes des andésites du Sahel d'Oran.

Les températures calculées sont présentées dans le tableau ci-dessous

Echantillons	OR1	OR8	OR9	OR10
Températures (Wood et Banno) (1973)	938	966	1001	998
Températures (Nehru et Wyllie) (1974)	1041	1049	1031	1040
Températures (Brey et Köhler) (1990)	943	968	993	1001

Les températures de 938 à 1049 ° C sont comparables à celles obtenues par Mégartsi (1985) pour les mêmes échantillons et à celles des andésites de Béjaïa-Amizour (Semroud 1985), de Hadjout (Aït Hamou, 1987) et de dellys et Cap djinet (Belanteur,2001).

Ces valeurs correspondent par ailleurs parfaitement aux températures de cristallisation des andésites orogéniques (Gill1981).

Géothermomètre PL-Amphibole

La coexistence de plagioclase et d'amphibole dans certaines roches étudiées nous permet d'utiliser le géothermomètre de Helz (1973) et de Blundy et Holland (1990).

Helz (1973) montre que la teneur en Ti et Al en site tétraédrique augmente avec l'élévation de température.

Dans notre étude l'amphibole des andésites du Sahel d'Oran présente une corrélation positive entre AlIV et Ti. Dans le diagramme AlIV Ti (fig) sont reportés les données expérimentales de Helz et les compositions des amphiboles du Sahel d'Oran.

Les points représentatifs des amphiboles des andésites et des dacites du Sahel d’Oran s’inscrivent parfaitement dans l’évolution des données expérimentales.

Les amphiboles des andésites de M’sirda (ORBD1) et celle du Sahel d’Oran (OR1) se situent en dehors de cette évolution, qui s’expliquerait par des conditions différentes de pressions H₂O et fO₂.

Le géothermomètre de Blundy et Hollande (1990) repose plus précisément sur les teneurs en Al_{IV} de l’amphibole qui coexiste avec le plagioclase. A partir de l’équation :

$$- T(K) = \frac{0.677 P (Kbar) - 48.98 + Y}{- 0.0429 - 0.00831 \ln (K)}$$

nous avons à cet effet, pu évaluer les températures de cristallisation dont les résultats sont notés dans le tableau ci-dessous:

Ech		OR1	OR1	OR1	OR4	OR4	OR4	OR8	OR8	BD1
Analy		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Thermométrie										
Blundy et Holland (1990)	Xab	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
	P (kbar)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
	Y =	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26	8,26
	LnK =	0,34	0,42	0,38	0,18	0,17	0,42	0,17	0,19	1,38
	T°C	830,78	819,47	824,72	855,54	858,30	819,78	857,16	854,08	698,79

Pression :

Le géobaromètre amphibole est basé sur les teneurs en Al total des amphiboles.

A partir de corrélations empiriques entre cette teneur en Al total de l’amphibole et la pression de cristallisation, de nombreux auteurs ont établi les équations suivantes :

Hammarstrom et Zen (1986) : $P_{tot} (\pm 3Kbar) = -3.92 + 5.03 Al_{tot}$

Hollister et al (1987): $P_{tot}(\pm 1 Kbar) = - 4.76 + 5.64 Al_{tot}$

Johnson et Rutherford (1989): $P_{tot} (\pm 3 kbar) = 3.46 + 4.$

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau suivant :

	Ech	OR1	OR1	OR1	OR4	OR4	OR4	OR8	OR8
	Analy	1	2	3	4	5	6	7	8
	Si	6,339	6,412	6,378	6,183	6,166	6,410	6,173	6,192
	Al ^{III}	1,845	1,952	1,862	2,068	2,049	1,788	1,960	1,928
	Al ^{IV}	1,661	1,588	1,622	1,817	1,834	1,590	1,827	1,808
	T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
	Al ^{VI}	0,184	0,364	0,240	0,251	0,215	0,198	0,242	0,120
	Ti	0,265	0,258	0,310	0,252	0,223	0,196	0,253	0,284
Barométrie	Δ (kbar)								
Hammarstrom et Zen (1986)	3,00	5,36	5,90	5,45	6,48	6,39	5,07	5,94	5,78
Hollister et al. (1987)	1,00	5,65	6,25	5,74	6,90	6,80	5,32	6,29	6,11
Schmidt (1992)	0,60	5,77	6,28	5,85	6,83	6,74	5,50	6,32	6,17

Conclusion

En conclusion on peut dire que la minéralogie confirme le caractère calco-alcalin et alcalin des différentes laves étudiées et complète les observations pétrographiques ; De plus l'étude des clinopyroxènes a permis de souligner le caractère transitionnel des basaltes et des dacites de la moyenne Tafna. En ce qui concerne les phénocristaux, il faut noter qu'aucune figures, de déséquilibre entre les phénocristaux et la lave ou de mélange de magma n'a été détecté. D'après les estimations thermobarométriques il apparaît que les laves calco-alcalines du Sahel d'Oran ont évolué sous des pressions comprises entre 5 et 6 Kbars. Une telle pression suggère donc l'existence d'une zone de stockage magmatique au niveau de la croûte à une profondeur d'environ 15 à 18 Km.

Ce chapitre présente l'étude géochimique des laves calco-alkalines, des laves alcalines et des laves transitionnelles. Les 45 analyses chimiques (éléments majeurs et en trace) sur roches totales ont été réalisées au laboratoire de géochimie de L'université de Bretagne occidentale par ICP-AES par J.Cotten. Les standards internationaux utilisés comme échantillons de référence sont : JB2, BEN, ACE, PMS. Les concentrations en Rb ont été déterminées par spectrométrie à absorption atomique.

Au nombre de quinze (15), les analyses isotopiques du Sr et Nd ont été effectuées au Laboratoire de géochimie de l'université de Rennes

Les principes généraux de ces deux méthodes d'analyse et leur limites d'utilisation sont présentés en annexe.

En contexte orogénique de subduction - collision, les variations géochimiques des magmas peuvent rendre compte de divers paramètres ou processus :

- La nature des sources mantelliques et leurs caractères plus ou moins, résiduels avant la métasomatose et l'importance de l'enrichissement en éléments incompatibles au cours de cette dernière.

- Les modalités de la fusion partielle de la source mantellique : le type de fusion, le pourcentage du taux de fusion et les conditions pression et température lors de cette dernière.

- Les processus d'évolution des liquides magmatiques : modalités de la cristallisation fractionnée, l'intervention de la contamination infra-crustale, l'assimilation de l'encaissant pendant la cristallisation, la nature de cet encaissant et l'importance des fractionnements minéraux durant cette évolution.

Ces processus pétrogénétiques et géochimiques sont eux-mêmes conditionnés par des caractères géodynamiques spécifiques de la zone de subduction-collision concernée notamment par :

- Le temps séparant le début de la subduction et la mise en place des magmas considérés

- La position spatio-temporelle des magmas par rapport à la zone de subduction.

- La multiplicité des processus pétrogénétiques mis en œuvre aux différents stades de l'évolution des magmas rend l'identification et la caractérisation des sources mantelliques plus difficiles.

- L'étude géochimique s'attachera à définir le rôle relatif des différents processus en utilisant les principaux outils géochimiques (majeurs, traces, isotopes).

Une discussion sur la nature des sources mantelliques suivra, ainsi que l'évolution spatio-temporelle du volcanisme de L'Oranie.

- I / Les laves calco-alkalines

Pour cette étude nous avons effectué quinze (15) analyses chimiques sur roches totales (majeurs, trace et terres rares). L'ensemble des résultats est reporté dans le tableau n° V.1

Ces roches, globalement fraîches, montrent des pertes au feu comprises entre 1.44 % et 3.12 % pour les andésites et entre 0.57 et 1.93 % pour les dacites.

Dans les rhyolites, l'intervalle de variation de la perte au feu est plus grand et peut atteindre jusqu'à 5 % ce qui dénote l'altération très poussée de ces roches. Notons par ailleurs que les rhyolites prélevées dans les îles Habibas sont toutes silicifiées.

L'andésite (ORBD1) représentant la région de M'sirda ne sera utilisé qu'à titre comparatif.

I - 1 Comportement des éléments majeurs

L'affinité magmatique et l'évolution chimique des laves étudiées sont illustrées par des diagrammes de classification et de variation, dont la plupart sont construits sur la base de composition anhydre.

I-1-1 Nomenclature et classification des laves

Selon la nomenclature internationale de Lemaître et al., (1989) (figure V.1), les laves calco-alkalines de l'Oranie évoluent des andésites à 57 % de silice à des rhyolites à 77 % de silice en passant par des dacites. Ces laves présentent globalement des caractères géochimiques acides qui attestent d'un degré très poussé, de différenciation.

Les critères géochimiques des éléments majeurs constituent la base de la caractérisation des magmas et permettent d'identifier les différentes séries magmatiques en particulier dans les domaines orogéniques.

Dans la classification des laves orogéniques, le K₂O est souvent considéré comme un élément discriminant. L'affinité potassique plus ou moins prononcée, permet de définir trois types de séries calco-alkalines : Faiblement potassique ($K_2O < 0.7\%$), moyennement potassique : $0.7 < K_2O < 2.5$ et fortement potassique ou shoshonitique ($K_2O > 2.5 \%$).

Régions	Sahel d'Oran													M'sirda
Echant	OR10	OR9	OR1	OR8	OR6	OR5	OR11	OR 4	OR40	OR41	OR39	ORHB1 7	ORHB3	ORBD1
SiO2	56.7	57	58.3	62	66.9	67.7	67.6	68.1	68.3	71.5	77	79	82	61.6
TiO2	0.68	0.65	0.68	0.49	0.68	0.64	0.29	0.41	0.11	0.11	0.1	0.25	0.06	0.7
AL2O3	14.9	15.2	15.5	17	15.8	15.1	15.15	16.45	12.15	12.4	11.9	10.95	9.15	16.65
Fe2O3	6.95	6.65	5.7	3.97	1.68	2.96	2.57	1.1	1.78	1.72	0.9	1.6	0.36	3.51
MnO	0.12	0.12	0.09	0.08	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	0.01	0.08
MgO	5.8	5.6	3.85	1.35	1.15	1.16	0.8	0.76	0.6	0.1	0.12	0.23	0.08	2.1
CaO	7.4	7.22	6.7	5	4.9	4.44	2.89	3.77	1.12	1.18	1.03	2.25	0.15	4.56
Na2O	3.17	3.2	3.25	3.6	3.38	3.24	3.38	3.81	2.65	3.38	3.11	2.52	1.75	2.7
K2O	2.58	2.55	3.25	2.9	3.39	3.18	4.65	3.99	3.06	3.99	4.45	2.16	4.7	4.48
P2O5	0.2	0.2	0.24	0.2	0.25	0.23	0.13	0.19	0.01	0.02	0.02	0.07	0.29	0.41
L.O.I	1.37	1.63	2.36	3.12	1.44	1.57	1.93	0.57	10.07	5.2	1.38	0.9	0.63	2.88
TOTAL	99.87	100	99.92	99.71	99.59	100.3	99.41	99.16	99.88	99.64	100	99.96	99.18	99.67
Q	4.35	5.09	7.70	16.77	23.75	25.89	22.66	22.30	41.18	34.99	39.67	50.87	54.03	15.86
Or	15.59	15.42	19.81	17.82	20.46	19.11	28.28	23.96	20.19	25.03	26.71	12.92	28.22	27.47
Ab	27.37	27.65	28.30	31.62	29.15	27.83	29.38	32.70	24.98	30.30	26.67	21.53	15.01	23.65
An	19.17	19.98	18.61	22.46	18.25	17.50	12.73	16.20	6.14	6.09	5.07	10.88	0.76	20.76
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.73	0.43	0.12	0.52	0.91	0.00
Di	13.92	12.55	11.59	1.76	4.08	2.91	1.03	1.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
Hy	16.43	16.26	10.96	7.34	2.11	4.43	4.54	2.07	4.13	2.54	1.35	2.34	0.59	9.08
Mt	1.40	1.34	1.15	0.81	0.33	0.59	0.51	0.21	0.38	0.35	0.17	0.31	0.06	0.71
Il	1.32	1.26	1.33	0.97	1.32	1.24	0.57	0.79	0.23	0.22	0.19	0.48	0.12	1.38
Ap	0.45	0.45	0.54	0.45	0.56	0.51	0.29	0.42	0.02	0.05	0.04	0.15	0.00	0.93
total	100.00	100.00	100.00	100.00	101.44	101.57	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tableau V-1 : analyses chimiques éléments majeurs et norme CIPW des laves cal

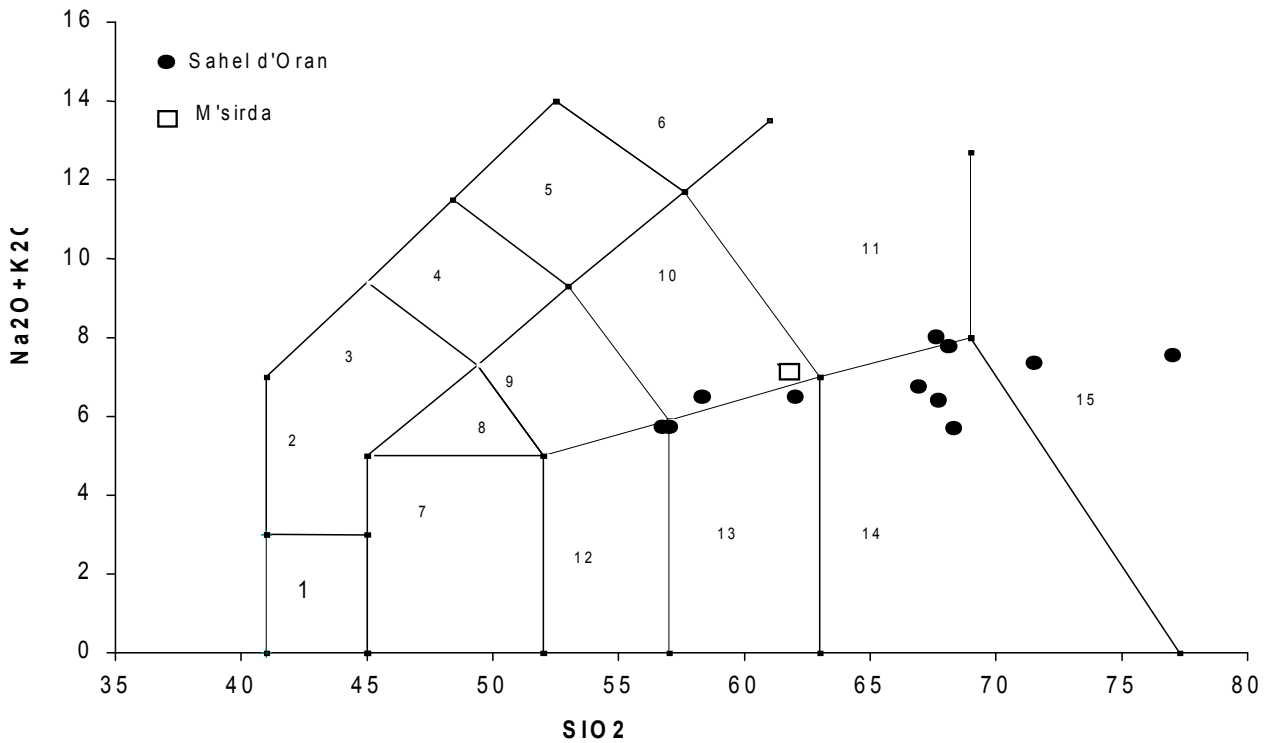


Figure V.1 : classification des laves calco-alkalines selon le diagramme de Lemaître et al. (1989)

1:Picrite; 2:Basanite; 3:Tephryte; 4:Phonotrphryte; 5:Tephrophonolyt
 6:Phonolite; 7:Basalte; 8:Trachy-basalte; 9:Trachy-andésite basaltique;
 10:Trachy-andésite; 11:Trachyte; 12:Andésite basaltique; 13:Andésite;
 14:Dacite; 15:Rhyolite

Dans le diagramme de Pecerrillo et Taylor (1976) modifié par Maury (1984) (figure V.2), les laves étudiées appartiennent toutes aux séries calco-alkalines fortement potassiques à tendance shoshonitique.

La teneur en potassium constitue un caractère géochimique discriminant des laves orogéniques mais son interprétation est complexe.

L'origine des magmas très potassique d'arcs insulaires a fait l'objet de nombreuses discussions.

Il semble que la variation des teneurs en potassium reflète soit la nature soit l'épaisseur de la croûte (Miyashiro, 1974 ; Coulon et Thorpe, 1981 ; Gill, 1981).

La profondeur du plan de Benioff joue un rôle, mais d'autres paramètres interviennent, tels que le magma initial, la nature de la croûte subductée et les processus pétrogénétiques superficiels (contamination crustale, mélanges magmatiques).

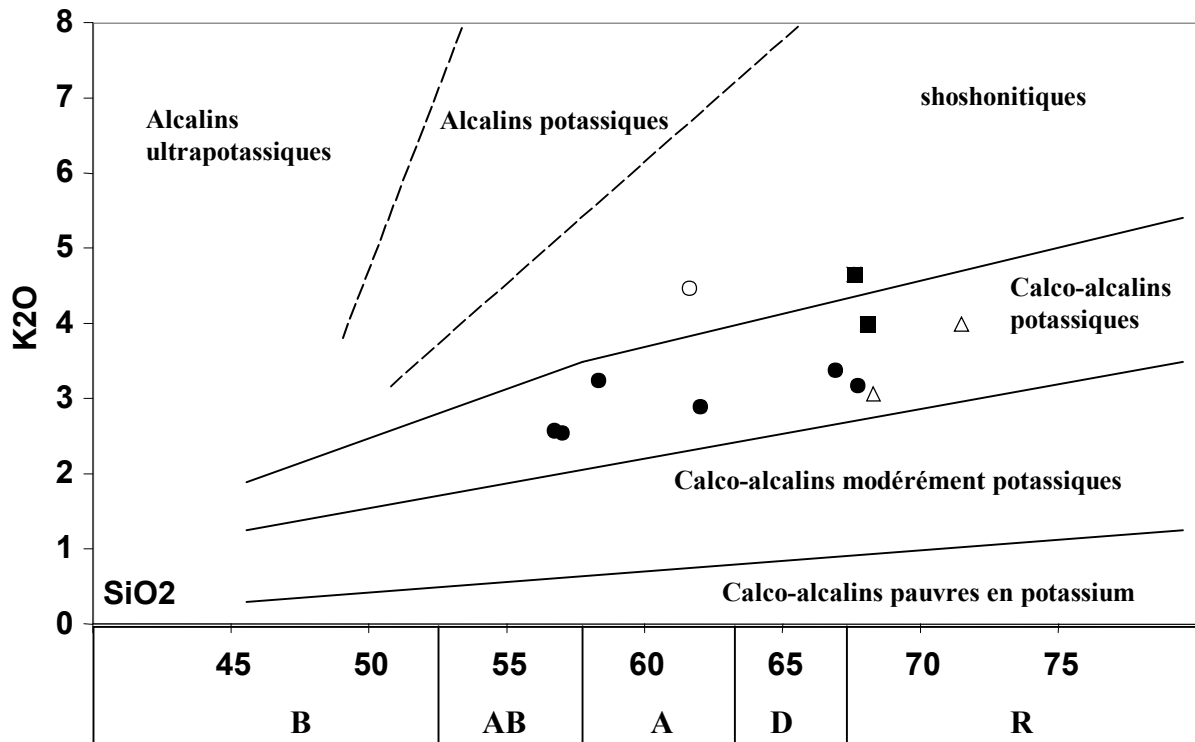


Figure V.2 : Place des roches calco-alcalines dans le diagramme de classification des roches volcaniques d'après Maury (1984)

L'arc du Japon constitue un exemple de variations des teneurs en K transversalement à l'axe de l'arc. Selon certains auteurs cette zonation magmatique serait liée à une diminution de la fusion partielle des sources des magmas, associée à une profondeur croissante du plan de Benioff.

D'autres auteurs, suggèrent qu'un vieux manteau subcontinental correspondant à la partie du manteau sous-jacente à la croûte continentale et de nature plus enrichie, constitue la principale source du potassium.

Dans son étude sur l'arc de la Sonde, Romeur (1991) attribue cette origine, à la fusion de manteau enrichi indépendamment de la métasomatose directement liée à la subduction contemporaine du magmatisme.

Aussi, l'enrichissement en potassium des laves calco-alcalines en Oranie, pourrait résulter de l'action d'une contamination crustale.

Nous débattons de cette question à l'aide des rapports isotopiques du Sr.

Le diagramme AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$) (figure V.3) permet d'apprécier l'évolution des rapports FeO/MgO , au cours du processus de cristallisation fractionnée. Un enrichissement en fer des termes intermédiaires au cours de la différenciation est typique des séries tholéitiques; à l'inverse des séries calco-alcalines. Les laves du Sahel d'Oran sont suffisamment différenciées pour mettre en évidence une courbe d'évolution nette typique d'un comportement calco-alcalin se caractérisant par un mode de différenciation typiquement calco-alcalin avec enrichissement en fer nul mais enrichissement rapide en alcalins.

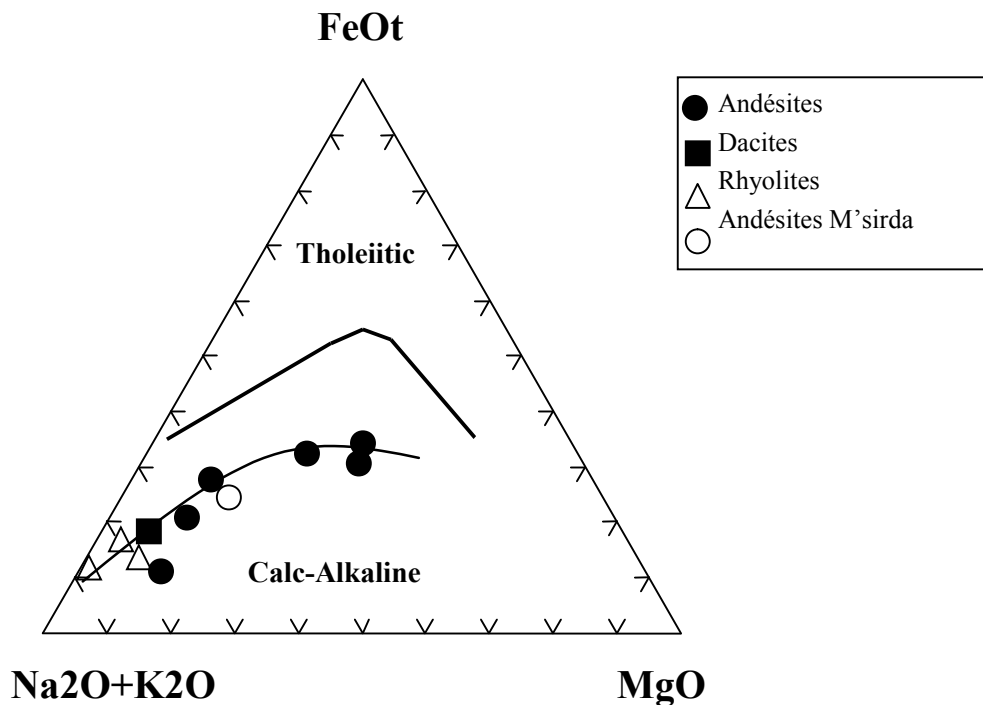


Figure V.3 : Diagramme AFM (Alcalins-FeO total-MgO) des laves calco-alcalines

L'examen de la norme CIPW, met en évidence le caractère sursaturé de toutes les laves calco-alcalines étudiées, puisqu'elles se distinguent par la présence de quartz normatif

(entre 8 % et 54 %). Exceptés, le corindon, le diopside et l'ilménite qui n'apparaissent pas dans toutes les roches, les autres phases minéralogiques sont omniprésentes.

Ainsi, le quartz normatif donne des teneurs assez variées. Ces teneurs sont comprises entre 8 et 18 % dans les andésites, entre 22 et 27 % dans les dacites et entre 35 et 54 % dans les rhyolites. L'excès de silice observée dans les rhyolites est lié à une silicification secondaire très poussée dans ces roches. Il est à noter que le quartz ne s'exprime que dans les rhyolites et plus rarement, dans les dacites.

Totalement absorbé par l'anorthite, le calcium ne permet pas l'apparition de diopside virtuel dans les rhyolites.

Le corindon, exprimant un excès de Al_2O_3 après formation des feldspaths, n'est présent que dans les rhyolites où son faible pourcentage est compris entre 0.12 et 2.73 %, andésites et dacites en sont dépourvues. Ces indices de corindon à la norme, suggèrent ainsi, une légère implication crustale.

Cette composition normative dont le calcul fait apparaître du quartz et de l'hypersthène est à rattacher à la série de Kuno (1960), correspondant à une série calco-alkaline.

I-2-3- Caractérisation géochimique

L'ensemble des laves de l'Oranie se distingue par une sursaturation en silice. L'éventail de composition est très vaste puisque la silice fluctue entre 56 et 80 %.

Les termes basiques (basaltes et andésites basiques) ne sont pas du tout, représentés dans les différents districts volcaniques.

Les teneurs en SiO_2 dans les andésites sont comprises entre 56 et 67 %, alors que dans les dacites et les rhyolites, elles sont nettement plus élevées et varient entre 67 et 80 %.

Les concentrations en Al_2O_3 sont moyennes à fortes et varient entre 11 et 17 %. Ces teneurs élevées en Al_2O_3 de roches très porphyriques sont classiquement interprétées comme le résultat de la concentration de plagioclase dans le liquide (Gill, 1981).

En effet, Al_2O_3 et CaO se corrént positivement et de façon significative avec la quantité de phénocristaux dans les laves calco-alkalines. (Ewart, 1976- Gill, 1981).

Par contre, les teneurs en TiO_2 sont faibles et toujours inférieures à 1 %.

Sur les digrammes de Harker (figure V.4) où sont reportés les pourcentages en poids d'oxydes des principaux éléments majeurs, en fonction de la silice, le fer, le magnésium, le calcium et le titane décroissent régulièrement avec l'augmentation de la silice depuis les andésites jusqu'aux rhyolites. Ceci peut être expliqué par un processus de cristallisation fractionnée, qui correspondrait essentiellement, à la ségrégation de minéraux précoces tels que les clinopyroxènes et les oxydes opaques.

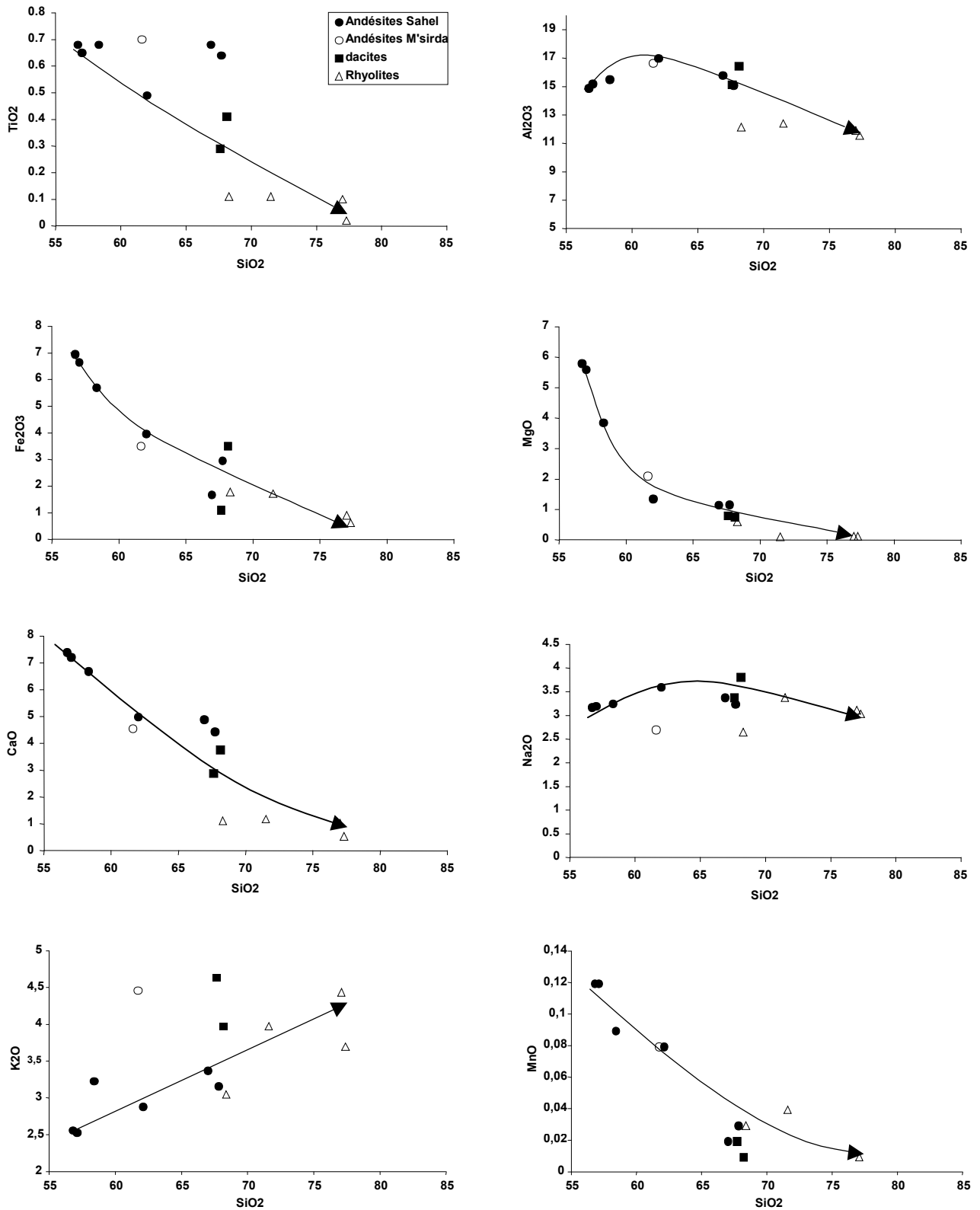


Figure V.4 : diagramme de variation des teneurs des différents oxydes en fonction de la silice (diagramme de Harker) des laves calco-alcalines

Les alcalins Na₂O et K₂O ont des comportements opposés. En effet alors que le K₂O montre une corrélation positive avec la silice depuis les andésites jusqu'au rhyolites, le Na₂O, qui croit légèrement avec la silice dans les andésites, diminue légèrement avec celle ci dans les rhyolites.

L'aluminium augmente avec la silice dans les andésites, suggérant le non fractionnement des plagioclases. Cette corrélation s'inverse dans les dacites et les rhyolites impliquant la précipitation des plagioclases et des feldspaths potassiques.

L'évolution des autres oxydes en fonction de la silice, est également cohérente avec un processus de cristallisation fractionnée.

Dans ce cadre, il y a lieu également, de comparer ces andésites avec celles de Cherchell, d'Amizour et El Aouana.

Conclusion

La géochimie des éléments majeurs a mis en évidence l'affinité calco-alcaline à tendance potassique voire même shoshonitique des laves acides du Sahel d'Oran.

Par ailleurs, les corrélations entre les différents oxydes et la teneur en silice, indicatrice du degré de différenciation, mettent en évidence le rôle important du processus de cristallisation fractionnée dans l'évolution de cette série volcanique.

I-3- Comportement des éléments en trace

I-3-1- Intérêt des éléments en trace

Les éléments en trace, dont la concentration dans les roches est ordinairement inférieure à 1000 ppm, sont divisés en deux groupes d'après leur comportement vis à vis de la phase solide du magma, lors d'un processus d'évolution :

- les éléments compatibles dont les coefficients de distributions globaux solide-liquide ($D^{S/L}$) sont largement supérieurs à l'unité.

- Les éléments incompatibles dont la non incorporation dans les solides minéraux se traduit par des coefficients $D^{S/L}$ très inférieurs à l'unité.

Les éléments compatibles sont représentés par les éléments de la première série de transition : Sc, Cr, Co, Ni, V. Ils s'incorporent préférentiellement dans les minéraux au début de la différenciation magmatique; leur concentration dans les liquides résiduels devient rapidement très faible. Ces éléments permettent d'établir le caractère primitif d'un magma car leur concentration dans les magmas primaires est " tamponnée " pare celle du manteau supérieur avec lequel ces magmas sont en équilibre (Villemant et Treuil, 1983) .

Les éléments incompatibles, appelés encore éléments hygromagmaphiles regroupent les éléments de transition de la deuxième série (Y, Zr, Nb), de la troisième série (les lanthanides) et de la quatrième série (Hf, Th, Ta). En raison de leurs propriétés physico-chimiques différentes ils sont subdivisés en quatre familles :

- Les L.I.L.E : Large Ion Lithophile Elément, éléments à grand rayon ionique mais de charge faible, ils sont peu incorporés dans la phase minérale à cause de leur grande taille ; ce sont les alcalins (Rb, Cs) et les alcalino-terreux (Ba, Sr).

- HFSE : High Field Strength Element, éléments à petit rayon ionique et charge élevée.

Il s'agit de Nb, Ta, Zr, Hf, Y. Ces cations de petites tailles (inférieurs à 1Å), mais de forte charge, tendent à se complexer avec l'oxygène dans les liquides silicatés.

Ils ne peuvent alors, entrer dans le réseau cristallin des minéraux. Ceci dit, certains minéraux, comme l'amphibole, les oxydes ferro-titanés et le sphène, peuvent fractionner le Nb et le Ta alors que le zircon fractionne Zr et Hf.

Régions	Sahel d'Oran													M'sirda
Echant	OR10	OR9	OR1	OR8	OR6	OR5	OR11	OR 4	OR40	OR41	OR39	ORHB 17	ORHB 3	ORBD1
Rb	85	93	153	146	89	106	151	142	171	228	171	68	158	182
Sr	580	590	700	570	504	465	420	480	124	102	130	126	47	892
Ba	850	860	890	1010	1290	955	960	960	605	800	830	268	940	2300
Sc	23	22	17.5	6.2	8.5	7.1	3.5	4.5	7.4	7.3	3.9	4.3	1.8	16
v	177	170	145	76	74	97	34	38	6	6	5	26	5	98
Cr	225	216	78	18	28	26	4	4	5	4	4	5	5	19
Co	27	28	18.5	9	9	6.9	3	3	0.5	0.5	1	3.4	0.5	8
Ni	85	85	37	7	10	8.6	5	3	1.5	1.5	2	2	3	5
Y	23.5	23	23	21	22	23	17	16	21	40.5	22	19	20.05	20
Zr	145	145	200	220	189	185	78	132	83	84	74	110	22	114
Nb	7.3	7.3	11.8	10.5	11.5	10.9	9.5	10.65	10.3	11.5	12	6.7	10.04	19
La	43	42	53	53	46.5	46	43	51.5	43	45	44.5	21	36.5	62.5
Th	14.2	13.8	27.4	19.7	nd	nd	n.d	16.1	21.3	19.5	18.3	n.d	n.d	nd
Ce	86	84	112	105	nd	nd	87	105	86	93	88	39	72	123
Nd	38	37	51	42	40	39	31	38	38.5	42	37	16.5	33	60
Eu	1.45	1.45	1.75	1.4	1.65	1.5	1.15	1.5	0.9	1	1.07	0.65	0.8	2.15
Dy	4	3.7	4	3.4	3.9	3.7	2.4	2.9	4.95	6.6	4	2.7	4	3.9
Er	2.2	2.2	2.2	2	nd	nd	1.5	nd	2.8	4.2	2.5	2	2.2	2.1
Yb	2.1	12	2.1	2	1.9	1.92	1.3	1.42	2.46	4.15	2.08	2.02	2.1	1.57
Sm	6.4	6.3	8.4	5.9	nd	nd	n.d	6	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	nd
Gd	5.5	5.1	6	4.7	nd	nd	n.d	nd	6	7.15	6	n.d	n.d	nd
La/Nb	5.89	5.75	4.49	5.05	4.03	4.22	4.52	4.84	4.17	3.91	3.7	3.13	3.64	3.3
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7089	0.7089	0.7085	0.7096				0.7094						0.7091
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.5123	0.5123	0.5123	0.5123				0.5123						0.5123
Agés(Ma)	11.02	10.55	9	10.55	10.45	9.4	11.41	11.7			9.			

Tableau V-2 : analyses chimiques des laves calco-alcalines (Traces, Terres rares et isotopes radiogéniques)

Les actinides Th et U possèdent à la fois des rayons ioniques relativement élevés et des charges importantes; ils sont très incompatibles vis à vis des minéraux (sauf pour le zircon)

Les lanthanides ou terres rares (REE : Rare Earth Element), ils sont tous trivalents (excepté Eu^{2+} et Ce^{4+}) et leur rayon ionique diminue avec le numéro atomique du La (14A) au Lu (0.85A). Les terres rares légères (LREE) sont plus incompatibles que les terres rares lourdes (HREE). L'Y est souvent associé aux HREE ; ils ont des rayons ioniques voisins et N degré d'oxydation similaire.

En fait, la notion d'élément incompatible est toute relative et dépend essentiellement des phases minérales présentes dans les liquides. Dans une même série, un élément peut être successivement incompatible puis compatible en fonction de l'apparition de phases minérales lors des processus de différenciation.

L'étude des rapports caractéristiques, tels que LILE / HFSE, LREE / HREE et LREE / HFSE, permet pour des séries magmatiques d'arc de caractériser le ou les processus d'évolution et la nature de la source, à condition de s'affranchir des variations dues aux fractionnements décrits précédemment. Les éléments en trace constituent alors un outil géochimique puissant.

I-3-2 Les éléments compatibles

Les laves calco-alkalines de l'Oranie semblent évoluées. En effet, hormis les échantillons OR9 et OR10 enrichis en Cr (250ppm), elles sont pauvres en éléments compatibles (Ni < 90 ppm, Cr < 100 ppm et < 25 ppm pour le Sc) . Les diagrammes de type Harker des éléments compatibles en fonction de la silice (figure V.5) montrent des pentes négatives assez régulière en Co, Sc, Ni, V et Cr reflétant le fractionnement précoce des pyroxènes et des oxydes.

Mais d'après Gill (1981), les fluctuations du Ni dans les andésites orogéniques peuvent refléter l'hétérogénéité des compositions de la source magmatique en fonction des processus de différenciation.

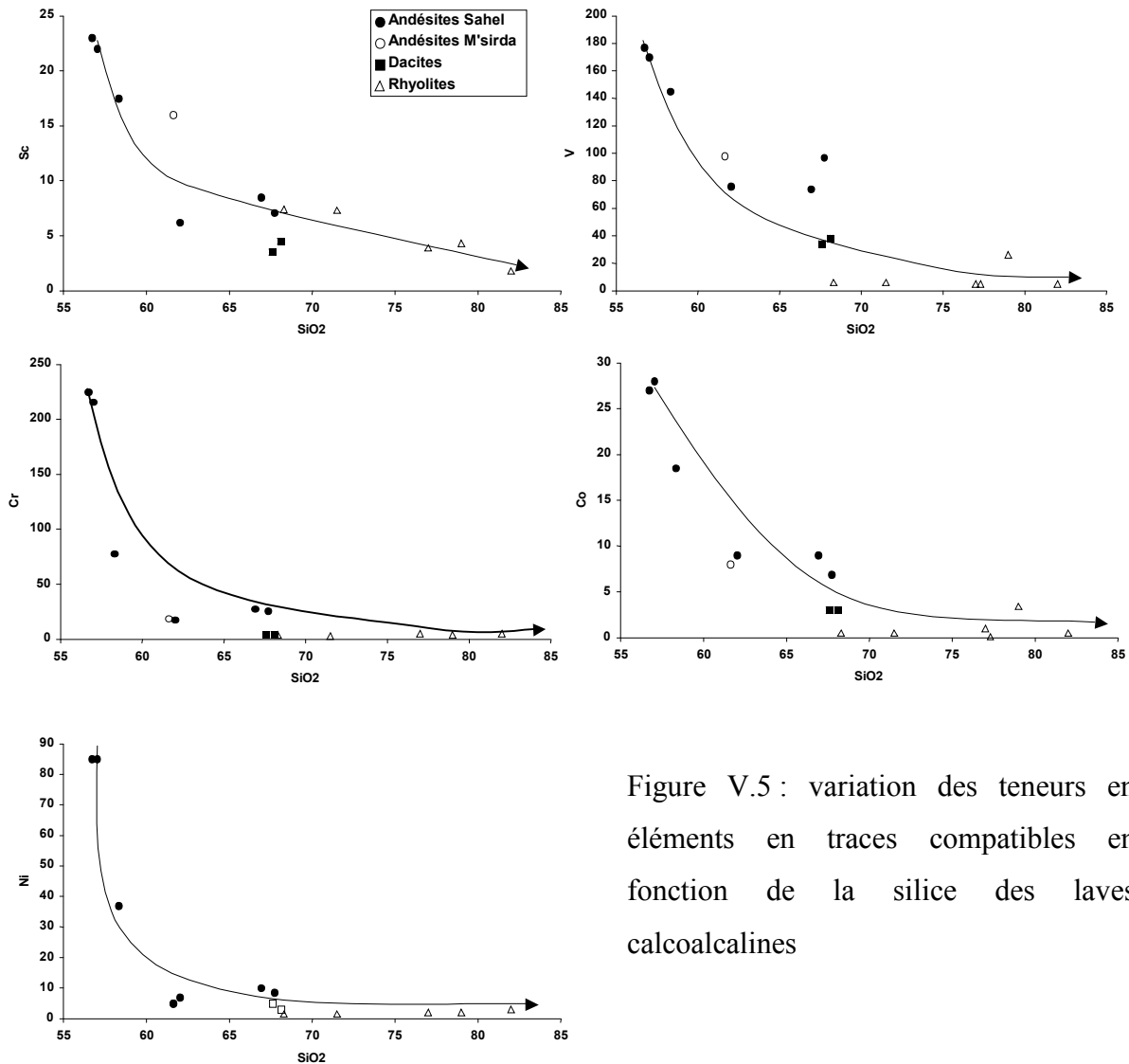


Figure V.5 : variation des teneurs en éléments en traces compatibles en fonction de la silice des laves calcoalcalines

I-3-3 Les éléments incompatibles

Les teneurs en éléments incompatibles de type LILE sont variables : en général les laves montrent depuis les andésites aux rhyolites, un faible enrichissement en Ba et Rb accompagnant l'augmentation de la silice, tandis que la concentration en Sr a tendance à diminuer.

Les corrélations positives des éléments vis à vis du La présentées dans les diagrammes (figure V.6), ne peuvent être interprétées comme un processus d'évolution. Ces variations géochimiques reflètent en fait, des caractéristiques du manteau.

Les corrélations positives des éléments en trace avec le La ne passant pas par l'origine, sont généralement interprétées comme un comportement géochimique typique d'une contamination.

I-3-4 Spectres multi-élémentaires

Ces diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif se distinguent essentiellement par leur homogénéité qui suggère le cogénéisme de ces laves calca-alkalines. La signature géochimique la plus importante est l'enrichissement remarquable en LILE et l'anomalie négative en Nb, P et Ti. Cette anomalie en Nb et Ti est caractéristique des magmas des zones orogéniques (Treuil et Joron 1977) et reflète une particularité géochimique de leur source mantellique (Briquieu et al., 1984).

L'anomalie négative en Ti est interprétée par le fractionnement de phases ferro-titanés.

L'enrichissement en Th, lorsqu'il est analysé dans quelques échantillons est important puisqu'il est de 300 x le manteau primitif

Le Sr, qui est un élément compatible ou incompatible suivant les minéraux présents et suivant la différenciation magmatique, présente dans les rhyolites étudiées une légère anomalie négative que l'on peut expliquer par son incorporation dans les plagioclases depuis le début de la différenciation. La richesse des roches en plagioclases, ne suffit pas pour augmenter les concentrations en Sr qui ont été abaissées dans la chambre magmatique par un fractionnement de plagioclases très important.

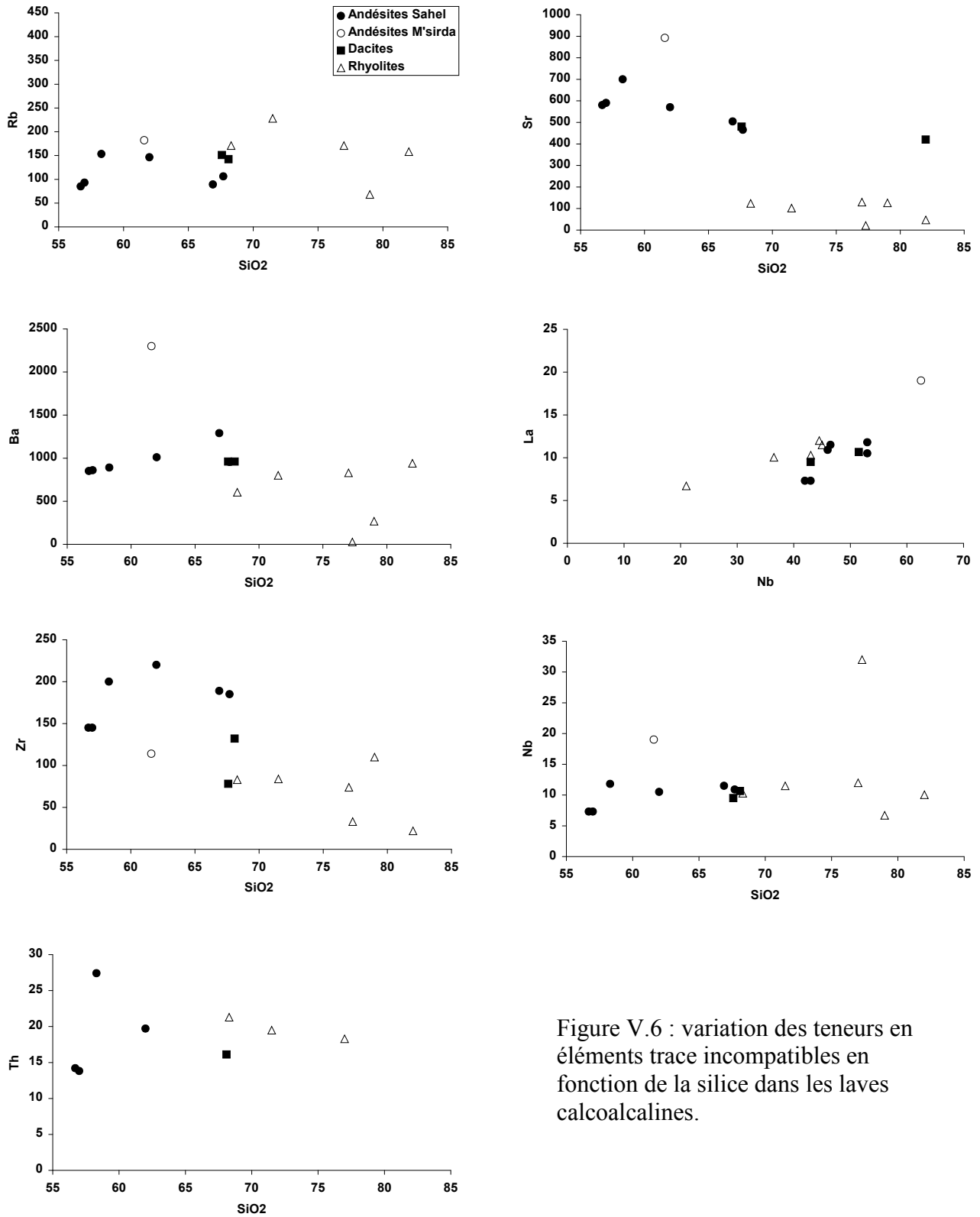


Figure V.6 : variation des teneurs en éléments trace incompatibles en fonction de la silice dans les laves calcoalcalines.

L'Y montre une anomalie positive. Cet élément se concentre préférentiellement dans les amphiboles et en très petite quantité dans les pyroxènes.

D'une manière générale, les diagrammes normalisés multi-éléments de l'Oranie montrent de façon constante, l'existence d'anomalies positive en Th et d'anomalies négatives en Nb, Ti, et P typiques des zones de subduction - collision.

Cette anomalie en Nb serait due soit :

- à la contamination crustale (comparaison des roches acides avec une croûte continentale moyenne)

- à la métasomatose de la source.

- Ces anomalies se traduisent par des rapports La/Nb élevés largement supérieurs à 2. Dans notre cas ces rapports oscillent entre 3,3 et 5,89.

I –3 –5 Spectres de Terres rares

Tous les spectres de terres rares normalisés aux chondrites, (Sun et Mac Donough 1989) montrent un enrichissement remarquable en LREE (200 à 250 x les chondrites) par rapport aux HREE (10 à 20 x les chondrites) avec des rapports (La/Nb)_N compris entre 14.7 et 28.2.

Par ailleurs, à l'exception des rhyolites, aucune anomalie en Eu n'est apparente dans les andésites et dans les dacites. Ceci paraît en contradiction avec la présence des plagioclases dans ces roches. Mais en contexte de subduction, les magmas sont hydratés (présence d'amphiboles), ce qui implique une forte fugacité d'oxygène; l'Eu a un degré d'oxydation +2 dans des conditions normales, en présence de fugacité élevée, il s'oxyde et passe à l'état 3+, il devient alors incompatible vis à vis des plagioclases.

En définitive, les spectres obtenus sont quasiment homogènes et présentent tous des trends typiques de séries calco-alcalines.

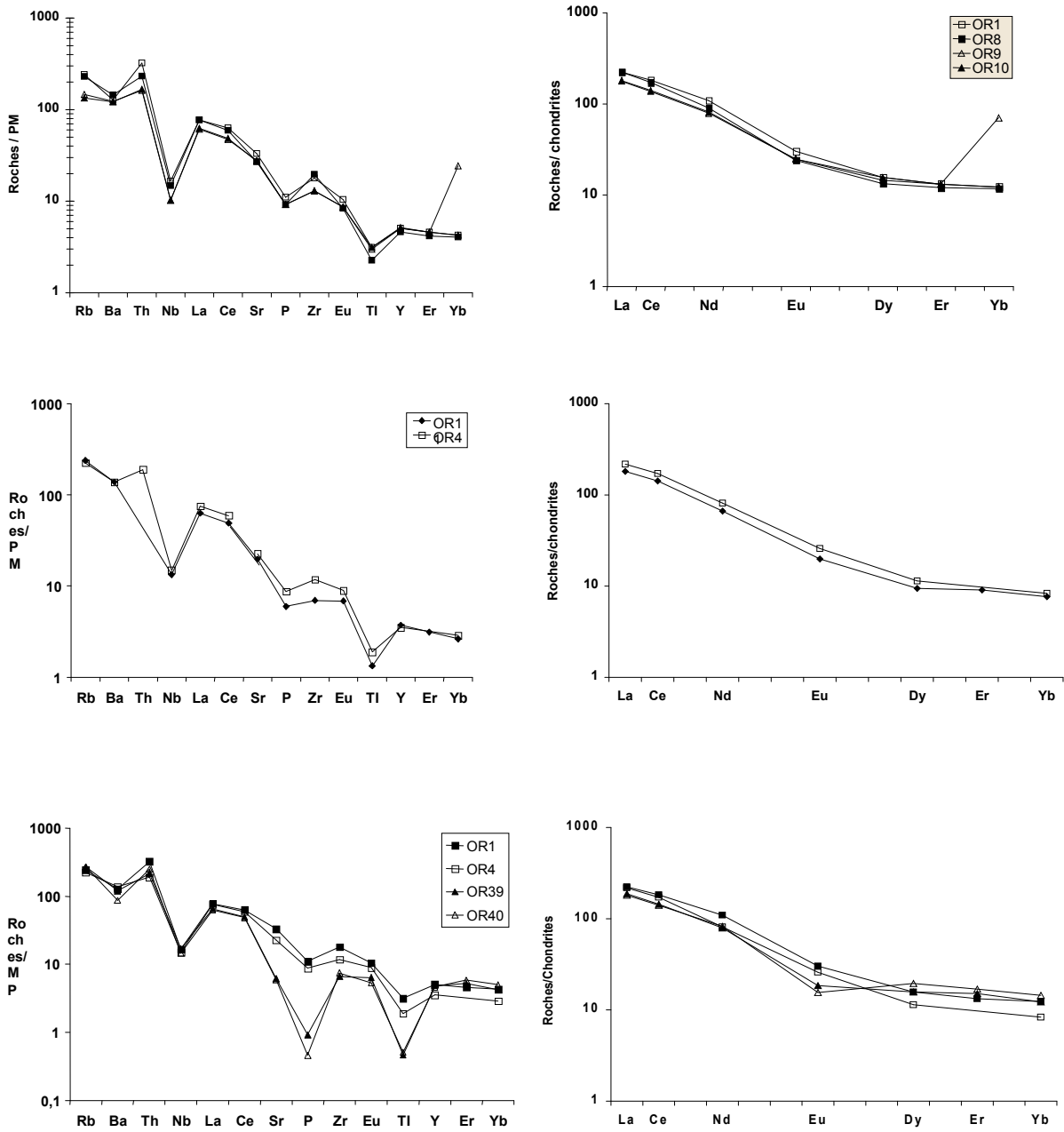


Figure V.7 : laves calco-alkalines, spectres des terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif.

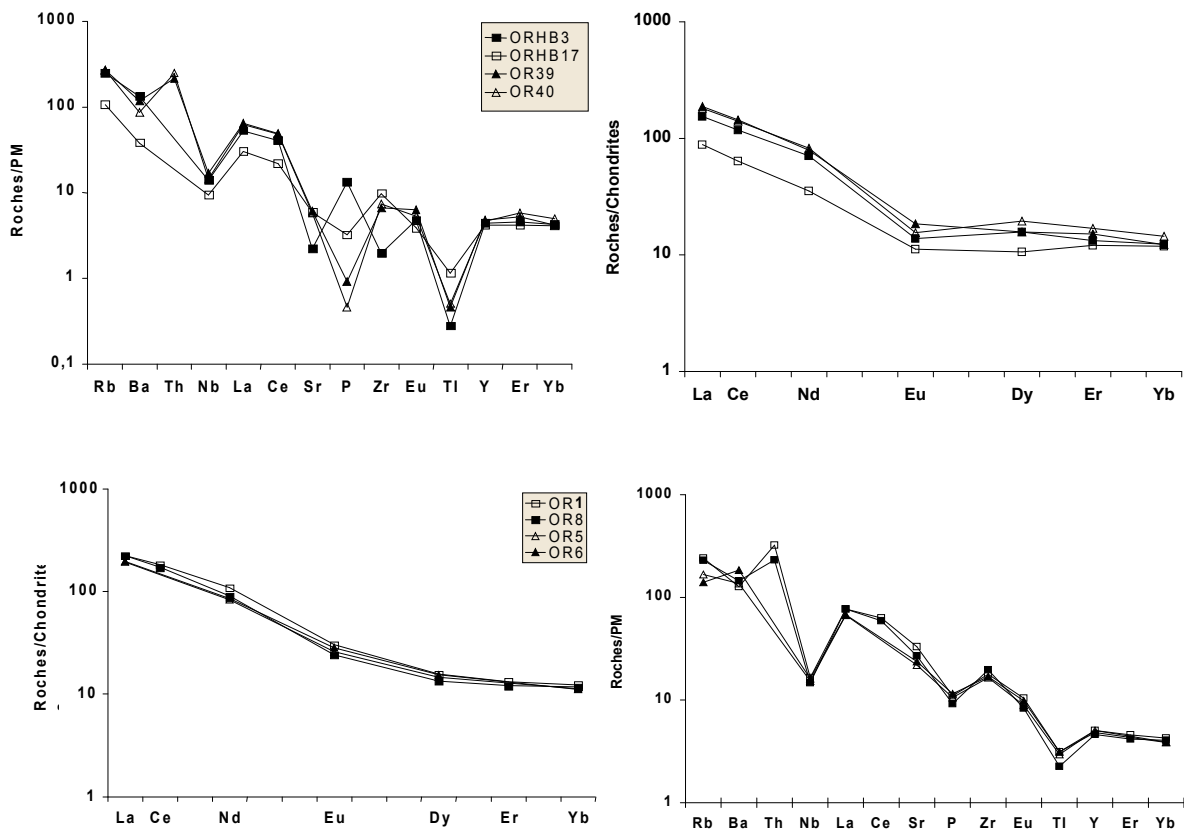


Figure V.7 : laves calco-alkalines, spectres des terres rares normalisés aux chondrites et diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif.

I-4 Géochimie isotopique

L'étude isotopique des magmas repose le plus souvent sur les traceurs Rb-Sr et Sm-Nd. Rappelons que l'isotope ^{87}Rb est radioactif, et se désintègre en ^{87}Sr (Sr radiogénique) avec émission β . Nd et Sm sont deux Terres rares intermédiaires adjacentes. ^{147}Sm se désintègre en ^{143}Nd avec émission α .

L'analyse systématique des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ dans les basaltes océaniques actuels (MORB et OIB), a permis de mettre en évidence une corrélation grossièrement linéaire entre ces deux rapports : La corrélation mantellique (De Paolo et Wasserburg, 1976 ; Allègre, 1987). Elle correspond à la signature actuelle des résidus de plus en plus appauvris du manteau primitif supposé chondritique. Les MORB s'y caractérisent par

des signatures isotopiques extrêmes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très bas ; $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ très élevés) qui indiquent que leur manteau source a eu pendant longtemps des rapports Rb / Sr plus faibles et des rapports Sm/Nd plus élevés que les valeurs chondritiques (caractère appauvri).

Inversement, la croûte continentale se singularise par des rapports $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ très élevés et $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ très bas (signatures enrichies).

Sept échantillons dont les données analytiques sont consignées dans le tableau n°V-2 ont fait l'objet de notre étude isotopique. Dans ce tableau, nous avons fait figurer outre le nom et le type pétrographique des échantillons, les âges mesurés, les concentrations absolues de l'élément père et l'élément fils considéré c'est à dire Rb/Sr et Sm/Nd, les rapports d'abondance isotopiques et les rapports isotopiques mesurés et leurs intervalles de confiance.

Massifs	échant	Type pétro	Age (Ma)	Nd ppm	Sm ppm	Nd143/Nd144	ϵNd
Cap Figalo	OR1	Andésite	9	51	8.4	0.512298	- 6,63
Tifaraouine	OR8	Andésite	10,55	42	5.9	0.512251	- 7,55
Tifaraouine	OR9	andésite	10,55	37	6.3	0.51232	- 6,2
Tifaraouine	OR10	andésite	11,02	38	6.4	0.512321	- 6,18
Moul El Bahr	OR 4	dacite	10,45	38	6	0.512275	- 7,08
M'sirda	ORBD1	Andésite	7,46	60	6	0.512305	6,5

Massifs	Echant	Type pétro	Age (Ma)	Rbppm	Srppm	Sr87/Sr86
Cap Figalo	OR1	Andésite	9	153	700	0.708495
Tifaraouine	OR8	Andésite	10,55	146	570	0.709636
Tifaraouine	OR9	andésite	10,55	93	590	0.708855
Tifaraouine	OR10	andésite	11,02	85	580	0.708864
Moul El Bahr	OR 4	dacite	10,45	142	480	0.709434
M'sirda	ORBD1	Andésite	7,46	182	892	0.709069

Les résultats de la géochimie isotopique montrent, dans le cadre de notre étude, un enrichissement en Sr radiogénique avec un rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

et 0,7094 et des teneurs faibles en Nd radiogénique avec des rapports $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ compris entre 0,5121 et 0,5125 et des valeurs négatives de ϵNd oscillant entre -6.2 , et -7.3 .

Ainsi dans le diagramme de la figure n° V.8, les laves calco-alcalines de l'Oranie semblent prolonger la corrélation mantellique dans le champ crustal, ce qui peut être attribué à plusieurs processus : anatexie crustale, contamination de magmas mantelliques par la croûte, introduction d'un composant crustal dans le manteau.

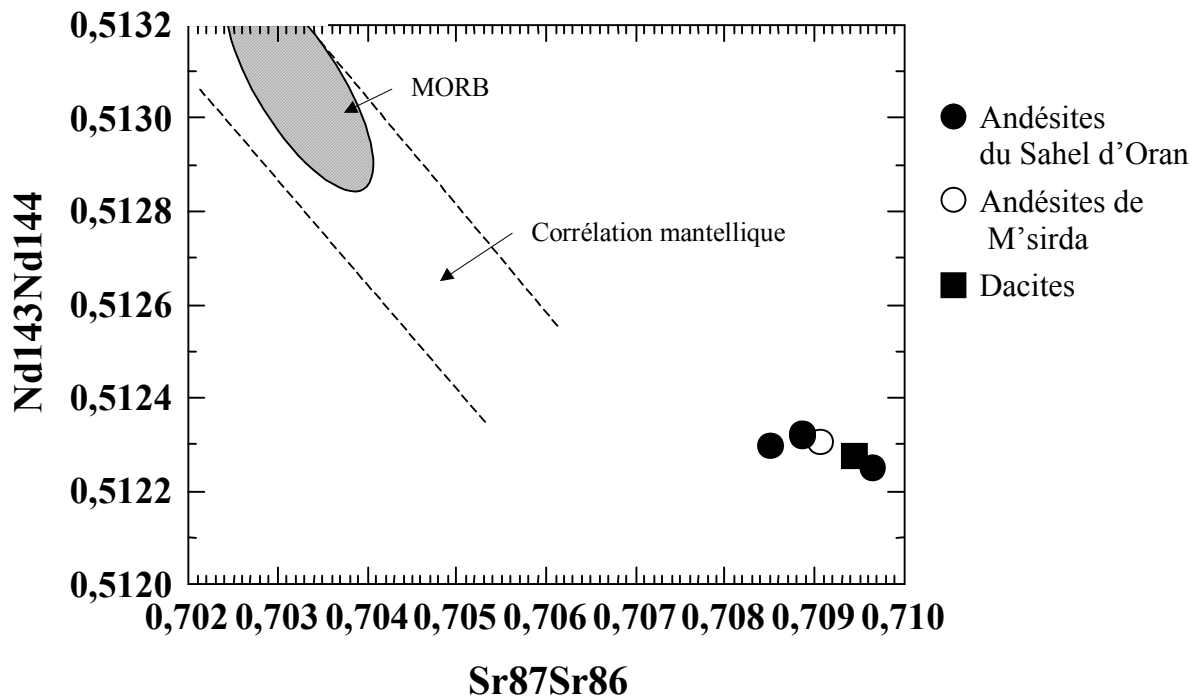


Figure V.8: Variations isotopiques Nd-Sr dans les laves calcoalcalines.

1-5 Discussion

Par rapport au magmatisme associé aux autres contextes géodynamiques (zones d'accrétion, rift, points chauds), le magmatisme « orogénique » se caractérise par une extraordinaire diversité pétrographique et géochimique.

Les séries calco-alcalines ont des teneurs moyennes en K_2O (0.8 à 1.7 % pour 57 % de SiO_2), les séries calco-alcalines potassiques ont de fortes concentrations en K_2O (1.7 à 3.2 pour 57 % de SiO_2) et les séries shoshonitiques ont des teneurs en K_2O supérieures à 3.2 % pour 57 % de SiO_2 . L'enrichissement en alcalins et alcalino-terreux par rapport aux terres rares est

une des caractéristiques des magmas « orogéniques ». Ces magmas montrent d'autres caractères géochimiques qui les distinguent nettement :

- De fortes anomalies négatives en Nb, Ta, Ti par rapport aux terres rares légères (La, Ce), témoignant d'un appauvrissement particulier en éléments HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf), et en Ti et V).

Les anomalies spécifiques aux magmas orogéniques sont mises en évidence sur les diagrammes normalisés multi-éléments. Elles reflètent soit le déficit soit le fractionnement de certains éléments dans les minéraux. Ainsi les anomalies négatives en Eu, Ti et V est indicatrice du fractionnement des feldspaths et des oxydes titanés (Bougault, 1980 ; Briquieu et al., 1984). Cette anomalie n'est pas toujours caractéristique des magmas "orogéniques", car elle est également présente dans des magmas intraplaques (exemple la chaîne des Puys) et dans les tholéïtes continentales archéennes de l'Afrique du Sud (Marsh, 1989). En revanche, les anomalies négatives en Nb-Ta et positives en Th sont systématiquement présentes dans les laves orogéniques des zones de subduction (Briquieu et al., 1984).

Les origines géochimiques des magmas "orogéniques" sont complexes et font toujours l'objet de nombreuses discussions. En effet il est actuellement admis que la fusion d'une source mantellique est à l'origine des magmas d'arc et que cette source est généralement de type péridotite harzburgitique très résiduelle (Mac Culloch et Gamble, 1991 ; Maury et al., 1992). Des exemples de fusion de croûte océanique jeune ont également été observés (Defant et Drummond, 1990); Pearce et al., (1986) ; Harris et al ., (1986) ont pu montrer dans certain cas, l'intervention de l'anatexie de la croûte supérieure ou inférieure.

La déshydratation de la plaque subductée libère des fluides (eau provenant de la déstabilisation des amphiboles, de la croûte altérée et des sédiments) qui vont imprégner le manteau péridotitique selon un processus appelé "métasomatose". Les fluides ont pour effet d'abaisser la température de fusion du manteau, fusion qui est contrôlée par la température, la pression et la présence d'eau dans les zones orogéniques.

L'origine de cette métasomatose est très discutée. En effet, la déshydratation d'une plaque subductée engendrerait deux types d'agents métasomatiques migrant depuis la plaque subductée jusqu'au manteau et modifiant la composition de ce dernier :

- Des fluides exerçant une contamination sélective du manteau (contamination en éléments très incompatibles tels que : K, Cs, Rb, Sr, Ba, U, La, Th, Ce).
- Des liquides magmatiques d'origine anatectique résultant de la fusion de la plaque plongeante.

- Ainsi, pour expliquer la signature géochimique “orogénique” des zones de subduction, deux hypothèses s’imposent :

- une métasomatose par les fluides (Tatsumi et al., 1986 ; Sakuyama et Nesbitt, 1986; Ryerson et Watson, 1987 ; Mac Culloch et Gamble, 1991 ; Maury et al., 1992).

- une métasomatose par des liquides magmatiques (Kelemen et al., 1990 ; Parkinson et al., 1992).

Examinons chacune de ces deux hypothèses.

Métasomatose par les fluides

Les magmas “orogéniques” se distinguent par la présence de minéraux hydroxylés (amphiboles, biotites) reflétant les teneurs importantes en éléments volatils dans ces magmas. De nombreux auteurs parmi lesquels Gill (1981) et Arculus et al., 1986, Vidal et al., (1989), Maury et al., 1992 interprètent l’origine de ces compositions enrichies en éléments volatils, par l’intervention de fluides hydratés issus de la plaque subductée.

La métasomatose a pour effet de modifier les caractéristiques géochimiques du manteau qui s’enrichit en éléments les plus solubles. Tatsumi et al., 1986 ont montré expérimentalement, que la transformation de minéraux hydratés en minéraux anhydres produit des fluides enrichis en LILE, et en La. Ces auteurs constatent que la solubilité et l’enrichissement des éléments les uns par rapport aux autres est fonction du rayon ionique ; ainsi le Cs est l’élément le plus enrichi par rapport au K et Rb et les LILE sont plus enrichis que le La.

Cet ordre s’accorde parfaitement, avec l’enrichissement relatif des éléments observé dans les laves primitives des zones de subduction (Maury et al., 1992). Ainsi, les éléments à faible rayon ionique (Ta, Nb, et dans une moindre mesure, Zr, Hf) ne seront pas lessivés par les fluides hydratés restant dans la croûte océanique subductée résiduelle, d’où l’appauvrissement en ces éléments (surtout Ta et Nb) qui se traduit par des anomalies négatives dans les magmas orogéniques des zones de subduction.

Métasomatose par des liquides magmatiques

Le modèle proposé par Wyllie et Sekine, (1982) ; Ringwood, (1990), est basé sur la métasomatose du manteau subarc par des magmas issus de la fusion partielle de la plaque subductée. A partir de travaux expérimentaux sur les conditions de formation de minéraux riches en Ti (rutil, ilménite, sphène, pérovskite) Ryerson et Watson (1987) ont montré que 5 à 10 % de fusion de la plaque subductée dans des conditions h

liquides acides saturés en rutile. Ces liquides seraient enrichis en éléments très incompatibles et appauvris en Nb, Ta, Zr, Hf. Les anomalies négatives en Nb et Ta des magmas d'arc peuvent donc s'expliquer par un tel modèle. En remontant, ces liquides magmatiques acides contamineraient le manteau subarc et provoqueraient sa fusion d'où la genèse des laves 'orogéniques' des zones de subduction.

I – 6 Nature de la source

D'après les caractéristiques géochimiques des laves étudiées notamment l'enrichissement en LILE et l'anomalie négative en Nb et titane, on peut déduire que celles-ci dérivent d'un manteau à signature orogénique. Cependant, les teneurs élevées en Sr radiogénique avec des rapports atteignant parfois 0.70955 implique une empreinte de contamination crustale non négligeable. Une telle signature isotopique est tout à fait comparable à celle de l'ensemble du magmatisme miocène en Algérie du nord (Ouabadi et al., 1994 et Belanteur et al., 1995). En effet, les caractéristiques de ce magmatisme qu'il soit plutonique ou volcaniques, implique la fusion d'un manteau à signature orogénique suivie d'une contamination crustale (Fourcade et al., 1999). Cette interprétation est tout à fait similaire à celle proposée par Benito et al., 1999 pour les roches calco-alcalines fortement potassique du Sud Est de l'Espagne.

Dans notre cas, une explication exhaustive de la genèse de ces laves semble difficile du fait précisément, de la rareté des échantillons.

La grande diversité du magmatisme de l'Algérie du nord (séries faiblement à fortement potassique voire même shoshonitique), résulterait à priori, de plusieurs processus tels que :

- Le degré de l'enrichissement de la source,
- Le taux de fusion du manteau à caractère orogénique,
- Le degré et les modalités de contamination crustale et de différenciation.

Cependant, il est évident qu'un manteau enrichi et une contamination crustale constituent la caractéristique commune de ce magmatisme. A ce titre, le caractère fortement potassique du magmatisme de la région de Bejaia est une des conséquences de ce processus (Semroud et al., 1994).

Il faut cependant, noter que même en utilisant l'approche simple du mélange, il est admis que la contamination par la croûte supérieure n'est pas compatible avec les données disponibles. Toutefois, le mélange de magma calco-alcalin et de la base de croûte est en accord avec les données géochimiques de la plupart du magmatisme calco-alcalin de l'Algérie du Nord.

En Oranie, bien que la contamination crustale du magmatisme calco-alcalin soit peu prononcée, elle reste cependant non négligeable. Ainsi, les laves calco-alkalines les plus acides montrent une large contribution de cette composante crustale. Il est toutefois, impossible d'évaluer cette contribution crustale sans les isotopes de l'Oxygène.

Dans ce cas, les corrections des rapports isotopiques pour des effets de l'altération s'avèrent peu fiables, et seules des séparations de minéraux permettraient d'avoir la signature isotopique exacte de ce magma calco-alcalin.

II- Géochimie des laves alcalines

Au plio-quadernaire, l'émission de laves alcalines a débuté vers 5.16 Ma dans la Moyenne Tafna, s'est étendue au secteur des Souahlias et de la basse Tafna pour s'achever dans le district de Aïn Témouchent vers 0.88 Ma.

Pour étayer les caractéristiques géochimiques de ces laves basaltiques, nous avons utilisé 26 analyses chimiques dont 10 ont été mises à notre disposition par H. Bellon. Les résultats de ces analyses chimiques (majeurs, traces et isotopes) sont reportés dans le tableau n°V-3 .

Ces roches relativement fraîches, présentent des pertes au feu qui n'excèdent pas les 4 % sauf pour l'échantillon 1068 où elle atteint les 6 %.

D'un manière générale, ces basaltes riches en TiO₂ (entre 1.2 % et 3.%) sont sous saturés en silice avec des teneurs comprises entre 43 % et 50 %. Leur composition en MgO suggère que les échantillons OR29 et OR30 soient proches du liquide primaire, alors que OR32 représente le terme le plus évolué. Par ailleurs, les concentrations largement prédominantes de Na₂O (entre 2.29 % et 7.20%) sur K₂O (entre 0.60 % et 3.2 %) expriment le caractère plutôt sodique de cette série.

II – 1 Comportement des éléments majeurs :

II – 1 -1 Nomenclature et classification des laves

La distribution des éléments majeurs dans ces roches volcaniques révèle une nette évolution de leur chimisme. Ainsi, les teneurs en MgO, CaO, FeO et TiO₂ décroissent progressivement depuis les coulées les plus anciennes aux plus récentes.

Parallèlement, la silice, l'aluminium et le sodium augmentent dans les termes les plus différenciés. L'évolution la plus marquée apparaît dans les basaltes de la Basse Tafna, alors que dans les autres secteurs, elle est relativement restreinte.

L'analyse du diagramme TAS de Lemaître et al., 1989, (figure V.9) révèle la présence de basaltes alcalins, basanites, hawaïtes et mugéarites dans la Basse Tafna, de basanites et hawaïtes dans la Moyenne Tafna et dans le massif de Aïn Témouchent et seulement de basanites dans le secteur des Souahlia. L'ensemble des échantillons se distribue selon des tendances cohérentes compatibles, en première approximation, avec leur appartenance à une même série magmatique.

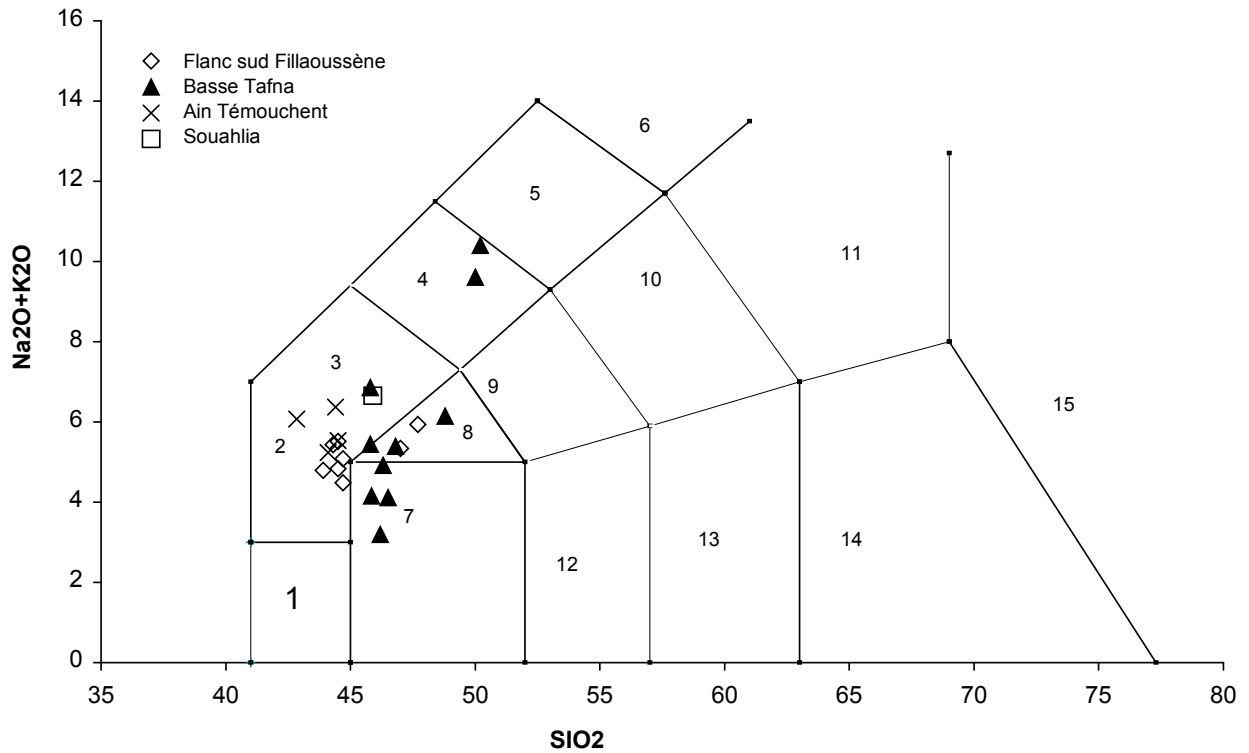


Figure V.9 : Classification des laves alcalines selon le diagramme de Lemaître et al. (1989)

Régions	Flanc sud du Fillaoussène								Basse Tafna											Aïn Témouchent				
Echan	OR26	OR 25	DR BZ	DR BZ1	OR 24	DR BH	DR AL	DR SA	OR28	OR30	OR33	1044	2207	OR 29	1095	OR 31	1068	3607	OR 32	116F4	OR35	AT 13	OR 34	3510
SiO2	43.9	44.3	44.5	44.5	44.7	44.7	47	47.7	45.9	45.9	45.8	45.8	45.9	46.2	46.3	46.5	46.8	48.8	50.2	50	42.9	44.1	44.4	44.5
TiO2	3.19	3.25	3.1	3.14	3.22	3.27	2.57	2.85	2.14	1.96	2.21	2.2	1.55	1.76	2.22	2.14	2.16	2.5	1.25	1.35	3.02	2.96	2.34	2.36
Al2O3	15.4	15.7	15.1	16.1	15.3	16.2	16.5	15.9	16.3	15.2	17.2	17.6	13.2	13.5	16.9	15.3	18.5	17.9	19.2	19.8	16.5	16.6	15.7	16
Fe2O3	11.2	11.4	10.8	11.2	11.3	11.5	9.8	10.1	9.31	10	10.5	9.35	10.5	10.6	10.6	10.2	9.54	8.9	7.62	8.15	11.6	11.1	9.9	10.1
MnO	0.18	0.19	0.16	0.19	0.18	0.2	0.18	0.17	0.19	0.16	0.18	0.18	0.16	0.15	0.19	0.15	0.16	0.16	0.23	0.24	0.21	0.22	0.18	0.18
MgO	6.07	6.09	6.5	5.7	5.96	5.48	6.4	5.82	5.32	9.18	4.55	4.9	14	13.2	5.3	8.75	2.93	3.22	1.85	1.8	5.2	4.9	7.38	8
CaO	10.6	10.5	10.8	9.99	10.6	10	8.5	9.5	9.22	9.32	9.62	8.15	8.05	9.48	9.55	9.96	7	7.42	5.85	6	10.5	9.9	9.52	9.7
Na2O	4.19	3.78	3.92	4.6	3.67	4.33	4.03	4.93	5.08	2.83	3.35	5.3	2.82	2.29	4.05	2.5	4.15	4.6	7.2	6.78	5.25	4.65	5.57	4.77
K2O	0.6	1.65	0.92	0.92	0.81	0.75	1.31	1.01	1.57	1.32	2.09	1.56	1.04	0.91	0.87	1.61	1.24	1.54	3.2	2.83	0.82	0.59	0.8	0.77
P2O5	0.74	0.76	0.71	0.75	0.77	0.78	0.67	0.66	0.55	0.44	0.71	0.8	0.36	0.25	0.62	0.49	0.16	0.72	0.55	0.6	0.76	0.69	0.85	0.81
L.O.I	2.83	2.84	3.4	2.84	3.02	3.36	3.74	1.64	4.41	3.34	3.55	4.64	2.32	1.15	3.25	2.46	6.68	4.25	2.73	2.58	3.08	3.91	2.47	2.89
TOTAL	98.9	100	99.9	100	99.5	101	101	100	100	99.6	99.7	100	99.9	99.5	99.8	100	99.3	100	99.9	100	99.7	99.6	99.1	100
Or	3.73	10.1	5.69	5.66	5.02	4.61	8.06	6.11	9.80	8.19	13.0	9.71	6.37	5.53	5.38	9.85	7.99	9.60	19.6	17.3	5.07	3.68	4.94	4.73
Ab	20.0	14.1	18.6	19.8	22.3	22.8	28.4	26.7	19.4	21.3	19.9	23.4	20.0	19.0	27.1	19.9	37.4	38.4	25.4	28.2	13.3	22.7	17.2	18.0
An	22.5	21.6	21.8	21.4	23.9	23.3	24.0	18.5	18.0	25.9	26.9	20.6	21.0	24.5	26.4	26.6	30.7	24.7	11.0	15.7	19.7	23.9	16.1	20.7
Ne	9.32	10.3	8.7	11.2	5.5	8.3	3.8	8.6	14.1	2.0	5.4	12.9	2.52	0.48	4.71	1.08	0.42	1.36	20.4	16.8	18.0	10.2	17.3	13.0
Di	23.2	22.4	24.3	20.9	21.6	19.2	12.9	21.0	21.9	16.0	15.6	13.9	14.6	17.9	15.9	17.4	5.14	7.95	13.3	9.67	24.6	19.5	22.7	19.7
Ol	10.8	11.0	10.9	10.8	11.2	11.2	14.3	10.0	9.36	19.5	11.2	11.3	29.6	26.5	12.5	17.8	11.5	9.42	5.02	6.69	9.2	10.3	13.1	15.4
Mt	2.32	2.33	2.24	2.30	2.34	2.36	2.01	2.04	1.94	2.07	2.17	1.94	2.14	2.14	2.18	2.07	2.05	1.85	1.56	1.66	2.39	2.31	2.04	2.07
Il	6.37	6.40	6.16	6.21	6.41	6.46	5.08	5.54	4.29	3.91	4.41	4.40	3.05	3.43	4.41	4.21	4.47	5.00	2.46	2.65	6.00	5.94	4.64	4.66
Ap	1.70	1.72	1.62	1.70	1.76	1.77	1.52	1.47	1.27	1.01	1.63	1.84	0.81	0.56	1.42	1.11	0.38	1.66	1.24	1.35	1.74	1.59	1.94	1.84
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
DI	33.1	34.5	33.0	36.6	32.8	35.7	40.3	41.5	43.2	31.6	38.2	46.0	28.9	25.0	37.2	30.8	45.8	49.4	65.4	62.3	36.3	36.5	39.4	35.6

Tableau V-3 : analyses chimiques des basaltes alcalins (majeurs et norme CIPW)

Par ailleurs selon la nomenclature de Thorton et Tuttle (1960) (figure V.10), basée sur les valeurs de l'indice de différenciation (DI), les coupures retenues sont les suivantes :

DI < 35 correspondent à des basaltes s.l, 35 < DI < 50 Hawaïtes. Les types pétrographiques ainsi définies ne sont pas en accord avec la nomenclature de Lemaître et al., 1989.

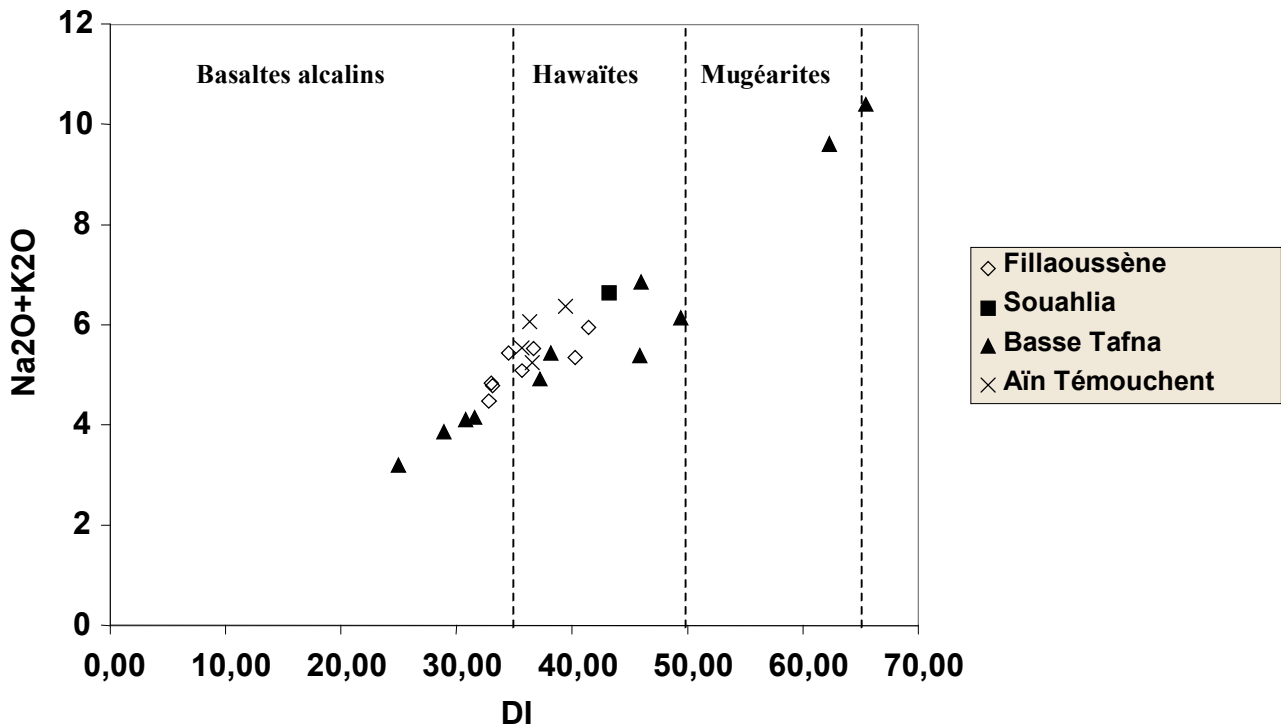


Figure V.10 : variation de Na₂O+K₂O en fonction de l'indice de différenciation (DI) de Thorton et Tuttle (1960) pour les laves alcalines

Dans le diagramme alcalins / silice (figure V.11), tous les basaltes se situent dans le domaine des séries alcalines. D'après les champs délimités par Schwarzer et Rogers (1974), ces laves évoluent depuis des roches moyennement alcalines (teneur en Na₂O+K₂O voisine de 5 %) jusqu'à des termes fortement alcalins (Na₂O+K₂O atteignant 10 %).

Il n'apparaît aucune corrélation de la teneur en alcalins avec la silice dont l'intervalle de variation est restreint. Selon les critères de Maury 1993 cette série est de type modérément alcalin. Ces laves présentent ainsi des caractères géochimiques basiques attestant une faible différenciation.

Dans le diagramme AFM (figure V-12) ces laves alcalines se distinguent de celles étudiées précédemment par un léger enrichissement en fer et un enrichissement plus faible en alcalins.

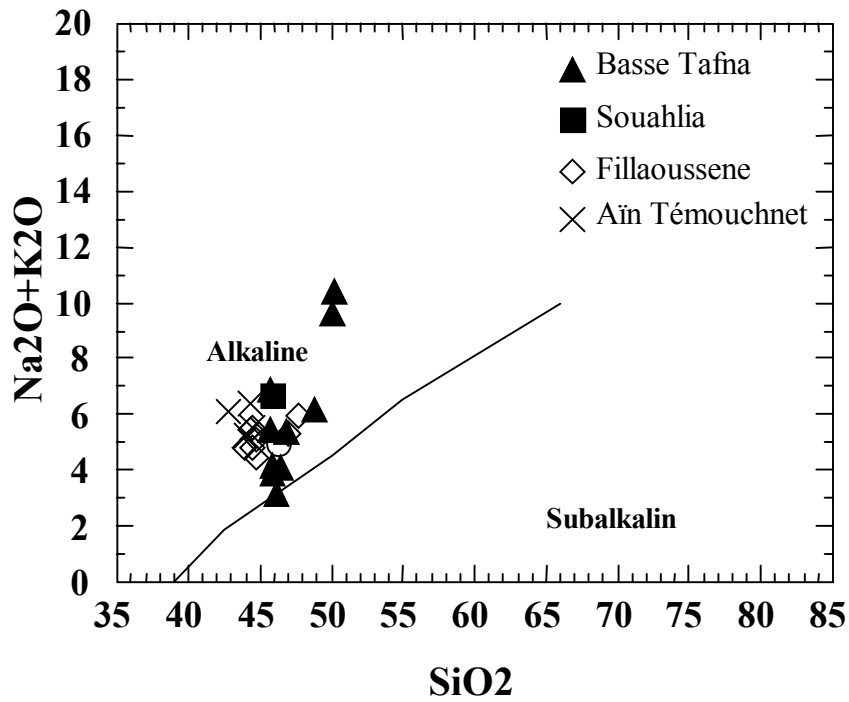


Figure V.11 : place des laves alcalines dans le diagramme alcalins-silice de Irving et Baragar (1971)

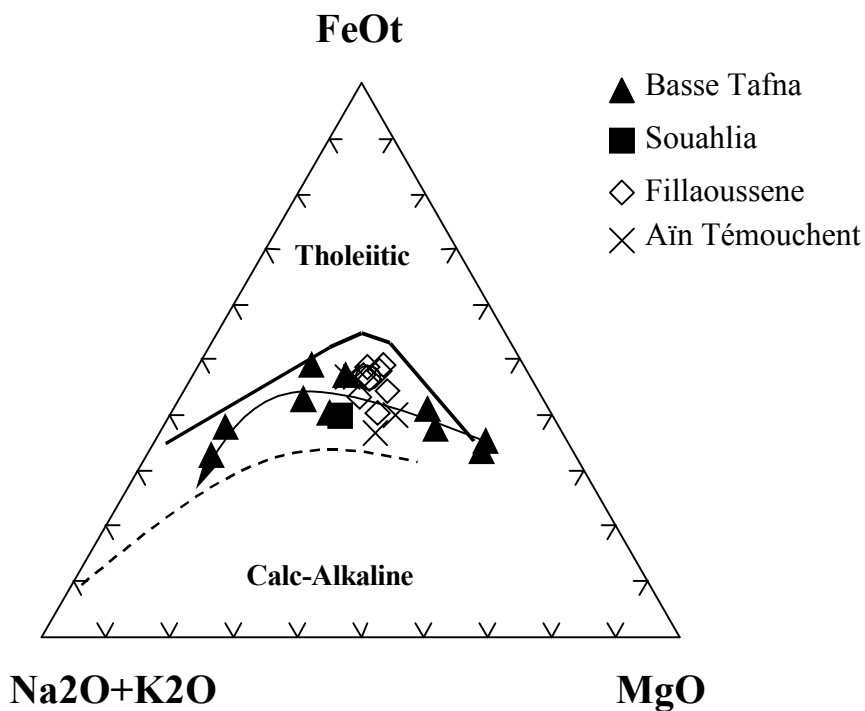


Figure V.12 : Diagramme AFM (Alcalins-FeO total-MgO) des laves alcalines

II – 1 – 2 Comportement des éléments majeurs

Ces basaltes sous saturés en silice se distinguent par des teneurs en SiO_2 comprises entre 43 et 50 %. Les concentrations en TiO_2 toujours supérieures à 1 % (1.8 à 3.2 %) et la prédominance des teneurs en Na_2O sur K_2O , confirment le caractère alcalin sodique de ces roches.

Le calcul de la norme CIPW montre une nette tendance à la sous saturation en SiO_2 pour tous les termes de cette série alcaline. Cette tendance culmine avec OR32 qui contient jusqu'à 20 % de néphéline normative. Toutefois la néphéline est rarement exprimée minéralogiquement dans les laves étudiées. A l'exception de l'hypersthène et de l'hématite, les autres phases minérales virtuelles apparaissent dans toutes les roches. Ainsi, outre la néphéline, les feldspaths et le diopside sont prédominants par rapport à l'olivine, alors que la magnétite, l'ilménite et l'apatite sont en proportions plus faibles.

L'intervalle de variation de la silice étant réduit (entre 44 et 50 %), l'utilisation de l'indice de différenciation (DI de Thorton et Tuttle 1960) s'avère plus discriminant pour étudier les variations des éléments majeurs. La variation de DI (entre 31 et 65) est compatible avec une évolution chimique continue depuis les basanites aux mugéarites en passant par les basaltes et les hawaïtes.

L'observation des diagrammes de la figure n° V.13 met en évidence une dispersion des points assez réduite et des tendances évolutives bien marquées dans les laves de la basse Tafna et moins prononcées dans celles du Fillaoussène et d'Aïn Témouchent. Ces dernières forment un groupe qui peut soit se détacher de la tendance évolutive, soit constituer un jalon dans ce trend. On note ainsi :

- Une augmentation régulière des concentrations en SiO_2 dans la série basaltique de la basse Tafna et du Fillaoussène. Dans cette dernière on assiste à l'accroissement rapide de la silice pour un intervalle réduit de variation de la silice.
- Une décroissance régulière du magnésium, du fer, et du calcium bien marquée dans les laves de la Basse Tafna traduisant ainsi le fractionnement synchrone de l'olivine et des clinopyroxènes.
- Une corrélation positive de l'aluminium et des alcalins avec le DI, liée à l'importance des plagioclases et des feldspaths alcalins.
- Le titane et le phosphore ont un comportement incompatible au niveau des laves les moins différenciées. Ces éléments décroissent rapidement à partir de $\text{DI}=50$.

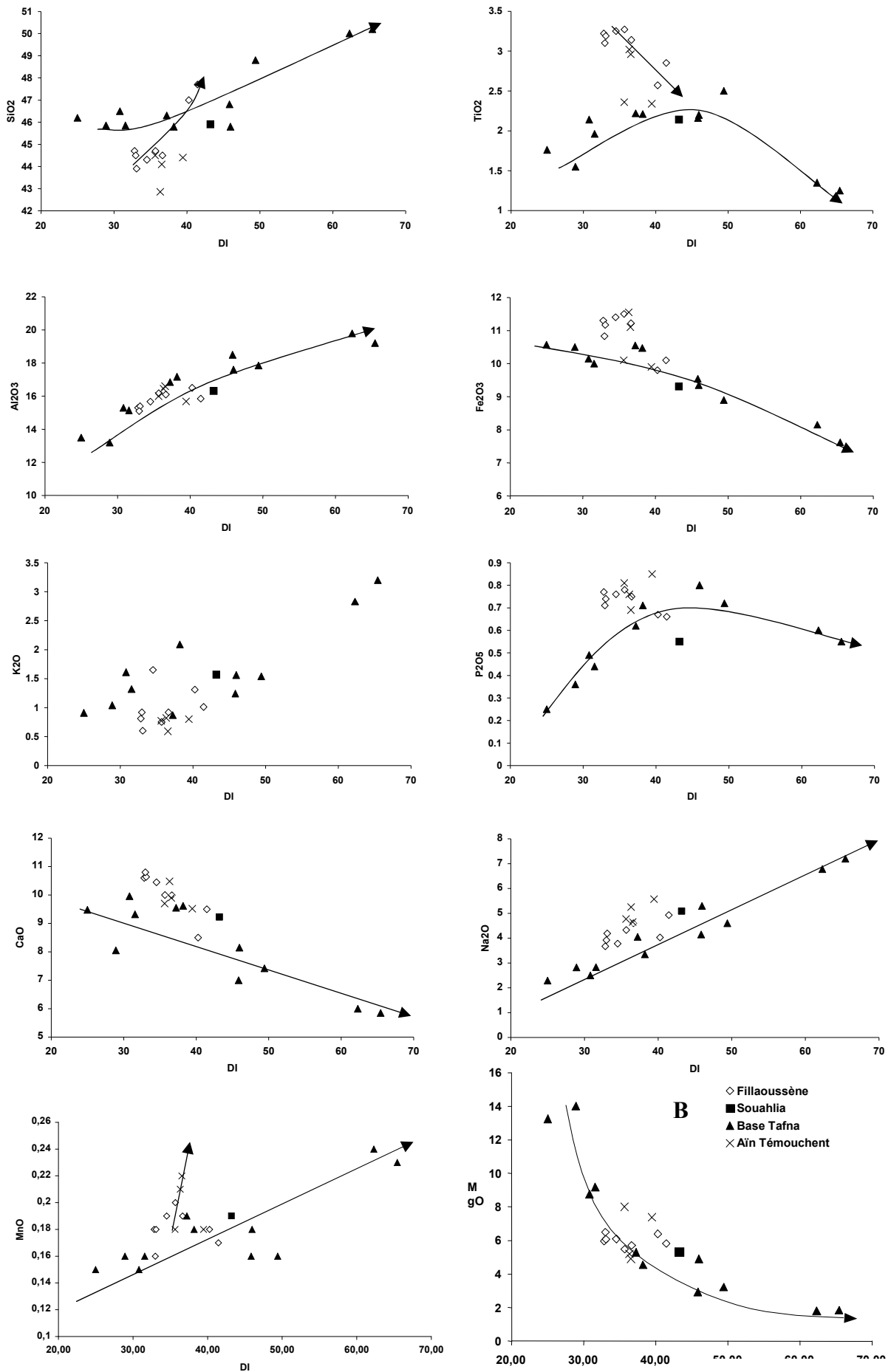


Figure V.13: diagramme de variation des teneurs des oxydes en fc différenciation (DI) des laves alcalines.

La cristallisation des oxydes ferro-titanés et probablement de l'apatite explique de façon satisfaisante les variations de Ti et P.

- Constance approximative du manganèse.

II – 2 Variation des éléments en trace

II – 2 – 1 Eléments compatibles

Les diagrammes de la figure V.14 montrent que les éléments compatibles Cr, Ni, Co et Sc ont des concentrations qui diminuent en fonction du DI, et ce en raison du fractionnement d'olivine et de clinopyroxène. Comme nous l'avons déjà signalé lors de l'étude des éléments majeurs, cette évolution apparaît nettement dans les basaltes de la basse Tafna; en revanche, elle est moins marquée dans les basaltes d'Aïn Témouchent et ceux de la moyenne Tafna. Cet enrichissement en éléments compatibles observé notamment dans les échantillons OR29 et OR31 de la basse Tafna traduit ainsi leur caractère primaire.

Les teneurs en V les plus élevées apparaissent dans les laves de la moyenne Tafna et celles d'Aïn Témouchent. Alors que dans la basse Tafna, on observe une légère augmentation suivie d'une décroissance liée au fractionnement de l'amphibole et des oxydes ferro-titanés.

Globalement, nous remarquons que dans cette série, l'augmentation de DI s'accompagne d'une décroissance des éléments compatibles : Cr, Co, Ni et Sc ce qui laisse présager d'une différenciation par cristallisation fractionnée.

II – 2 – 2 Eléments incompatibles

Certains éléments dont le Nb, La, Sr ont un comportement typiquement incompatible dans l'ensemble de la série, marquée par un enrichissement des termes les plus évolués.

Les diagrammes de la figure V.15 montrent en effet, une corrélation positive parfaite entre ces éléments incompatibles et l'indice de différenciation, ce qui plaide en faveur d'une cristallisation fractionnée contrôlée par l'olivine et le clinopyroxène.

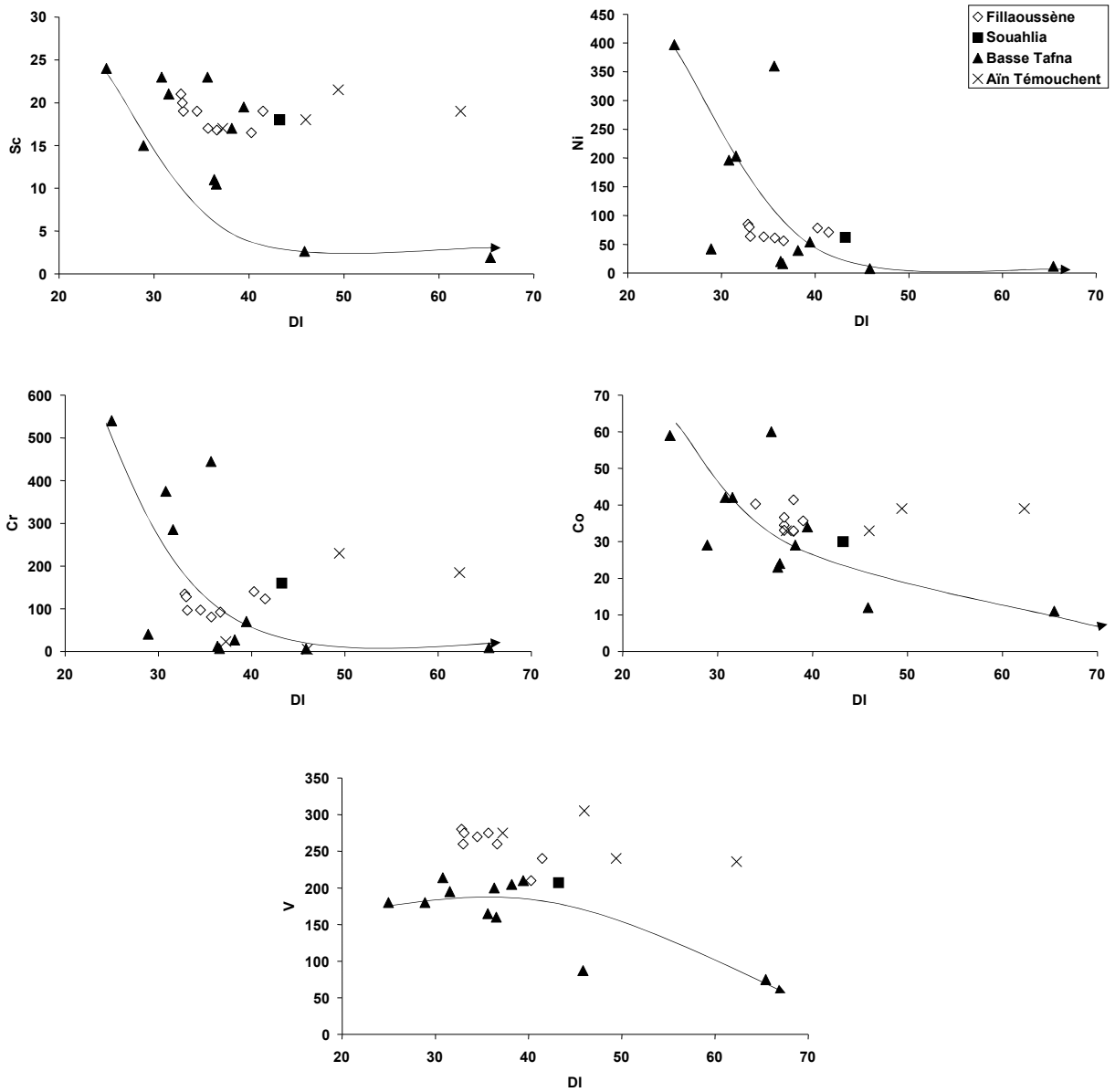


Figure V.14 : variation des éléments en trace compatibles en fonction de l'indice de différenciation des laves alcalines.

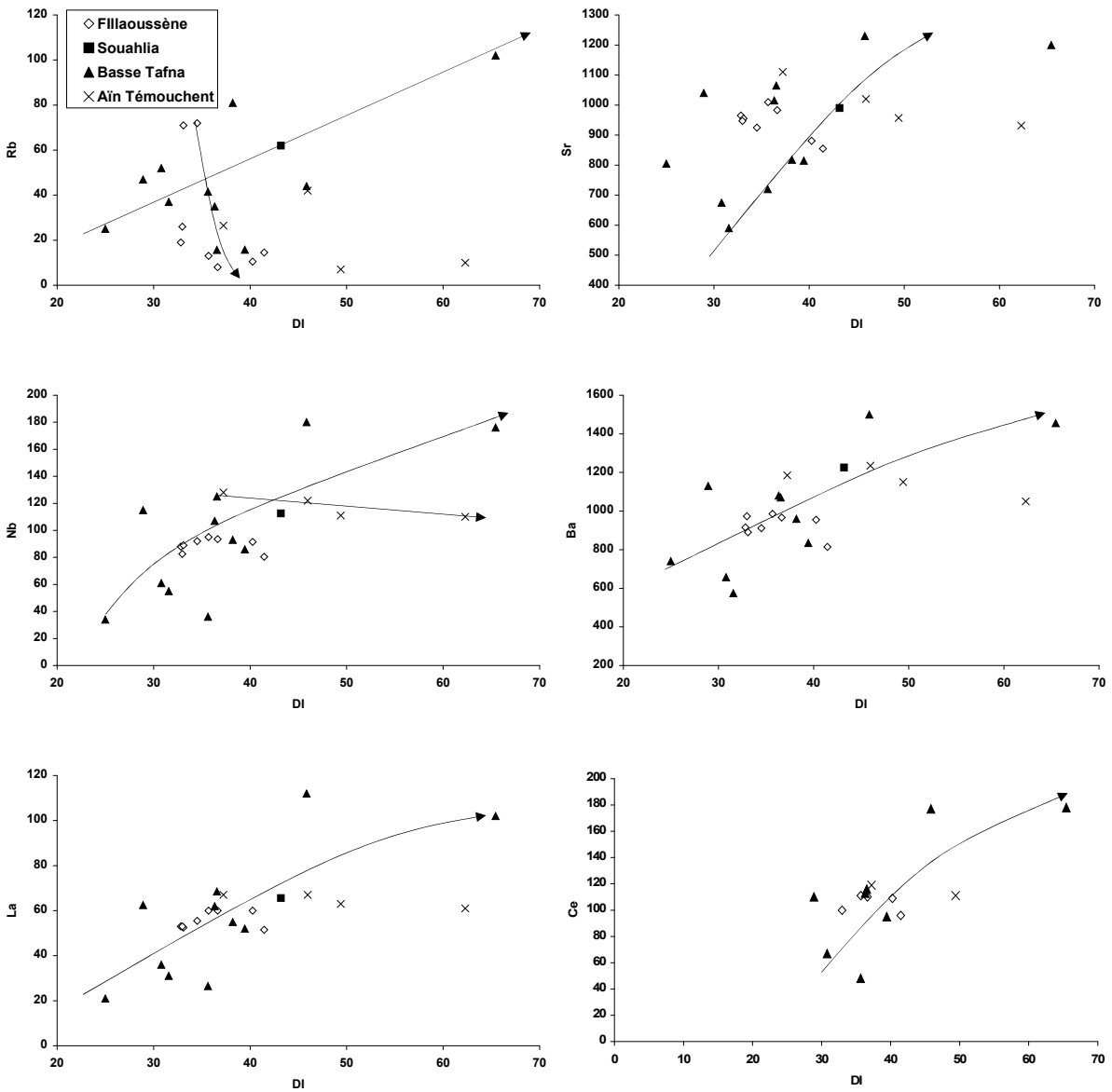


Figure V.15 : variation des éléments traces incompatibles (LILE, HFSE) en fonction de l'indice de différenciation des laves alcalines.

II - 2 - 3 Spectre des Terres Rares

Le spectre de terres rares normalisées aux chondrites de toutes les laves étudiées (Figure V.16) montrent un caractère typiquement alcalin avec un enrichissement en LREE (40 à 300x les chondrites) par rapport aux HREE (5 à 10 x les chondrites). Le fractionnement plus marqué des LREE serait lié à la présence de l'olivine et de clinopyroxène dans ces roches. On note par ailleurs, l'absence d'anomalie en Eu dans tous les spectres, ce qui confirme la non participation des feldspaths au processus de fractionnement.

On remarque (figure n° V.16) cependant, que cet enrichissement en LREE par rapport aux HREE est plus marqué dans les basaltes de la Basse Tafna ($15 < La / Yb < 40$) que ceux d'Aïn Témouchent ($27 < La / Yb < 30$) et ceux de la Moyenne Tafna ($24 < La / Yb < 28$).

L'allure des spectres observés est typique de celles des basaltes des îles océaniques (OIB) (Sun et Mac Donough, 1989). Ce caractère est en outre, conforté par les valeurs du rapport La / Nb qui sont comprises entre 0.52 et 0.73. Le degré d'enrichissement de chaque TR normalisée aux chondrites est lié à sa concentration initiale dans la source et au degré de fusion partielle. Le parallélisme des spectres et la constance des rapports inter éléments suggèrent que toutes ces laves alcalines dérivent d'une source unique et homogène.

II – 2- 4 Spectres multi-éléments

Les diagrammes élargis à l'ensemble des éléments incompatibles et normalisés au manteau primitif sont présentés dans la figure n° V.16.

Dans tous les secteurs étudiés, l'allure des spectres multi-éléments est globalement similaire. Ils montrent une augmentation des valeurs normalisées de l'Yb au Nb, suivi d'une diminution des valeurs pour les éléments les plus incompatibles (situés à gauche du Nb).

Ces spectres présentent de plus :

- une anomalie positive en Nb caractéristique des basaltes de type OIB.
- une anomalie négative en K et en Rb parfois très prononcée.

Quelques petites différences ont été observées au niveau de certains éléments. En effet, l'analyse détaillée fait apparaître de légères anomalies positives en P et en Ti dans les spectres des laves d'Aïn Témouchent et de la Moyenne Tafna. Ces anomalies peuvent s'expliquer en terme d'accumulation d'oxydes ferro-titanés pour le Ti, et en particulier d'ilménites et de richesse en apatite pour le P.

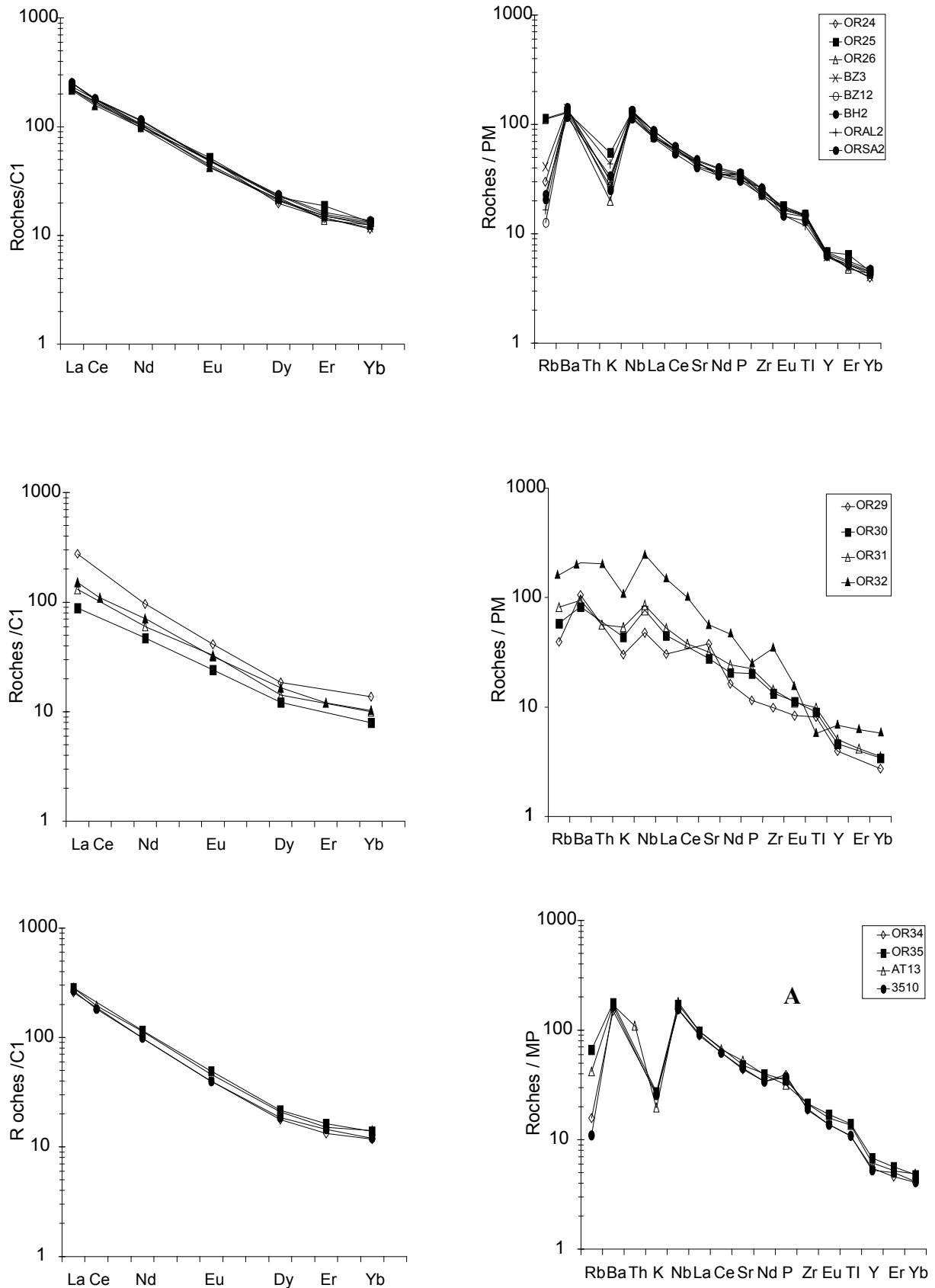


Figure V.16 : laves alcalines :
 A (Fillaoussène), B (Basse Tafna), C (Aïn Témouchent)
 spectres des terres rares normalisées aux chon
 diagrammes multi-éléments normalisés au manteau

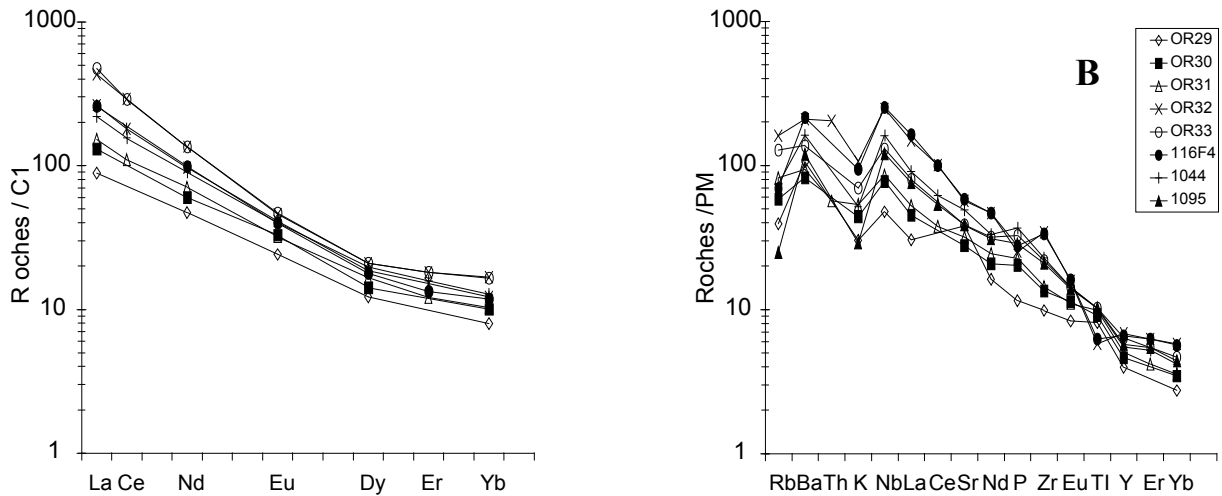


Figure V.16 : laves alcalines :
 A (Fillaoussène), B (Basse Tafna), C (Aïn Témouchent)
 spectres des terres rares normalisés aux chondrites et
 diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif.

Dans les basaltes de la Basse Tafna, l'échantillon OR32 et 116F se caractérisent par des anomalies négatives en P et en Ti et positive en Zr.

Toutes modifications significatives de l'allure des spectres dans les basaltes traduit un caractère lié à la source et non pas un fractionnement minéral. Pour rendre compte de l'anomalie positive en Nb que l'on observe dans ce type de basaltes, il est classiquement invoqué des sources mantelliques à signature asthénosphérique (Hofman, 1986).

II – 3 Géochimie isotopique

Huit échantillons ont fait l'objet de cette étude isotopique : OR 24, OR25 et OR26 dans le secteur de la moyenne Tafna, OR28, OR29 et OR30 dans la basse Tafna, et OR34 et OR35 dans le secteur de Aïn Témouchent. Les données analytiques sont reportées dans le tableau ci-dessous.

Massifs	Echan	Type pétro	Age (Ma)	Nd ppm	Sm ppm	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd
Fillaoussène	OR24	Basalte	3,62	46	10,2	0,51289	4,99
	OR25	"		50		0,51289	4,92
	OR26	"		48		0,51290	5,05
Basse Tafna	OR28	Basalte	2,12	45	8,5	0,51291	5,23
	OR29	"	2,21	22		0,51291	5,34
	OR30	"	2,7	28		0,51289	4,82
Aïn Témouchent	OR34	Basalte	1,28	46	8,7	0,51290	5,19
	OR35	"	0,82	54	11	0,51291	5,27

Massifs	Echant	Type pétro	Age (Ma)	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Fillaoussène	OR24	Basalte	3,62	19	965	0,70339
	OR25	"		72	925	0,70336
	OR26	"		71	955	0,70369
Basse Tafna	OR28	Basalte	2,12	62	990	0,703454
	OR29	"	2,21	25	805	0,704401
	OR30	"	2,7	37	590	0,703138
Aïn Témouchen	OR34	Basalte	1,28	10	932	0,70334
	OR35	"	0,82	42	1020	0,70325

Les roches mentionnées ci dessus ont des âges compris entre 3.62 Ma et 0.82 Ma.

Excepté 00R30 qui est significativement moins radiogénique, toutes les autres roches présentent cinq (5) des compositions isotopiques du Sr variant entre 0.70325 et 0.70369. Dans l'ensemble, ces rapports sont assez homogènes et quoiqu'il en soit, toutes ces valeurs restent mantelliques et excluent toute contamination crustale notable.

Par ailleurs, ces laves alcalines montrent des compositions isotopiques du Nd, homogènes variant entre 0.5128 et 0.5129 et des ϵNd compris entre 4.99 et 5.34.

On notera en particulier, que les roches de ce district présentent des rapports isotopiques Sr et Nd qui s'inscrivent parfaitement dans le domaine de variation des basaltes des îles océaniques(OIB)

Dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figure V.17), la distribution des points analytiques est interprétable en terme de corrélation mantellique. La composition de ces laves alcalines, par rapport au réservoir planétaire, montre une tendance dominante du pôle HIMU. Les composants HIMU sont généralement, considérés comme d'origine profonde liée au panache asthénosphérique.

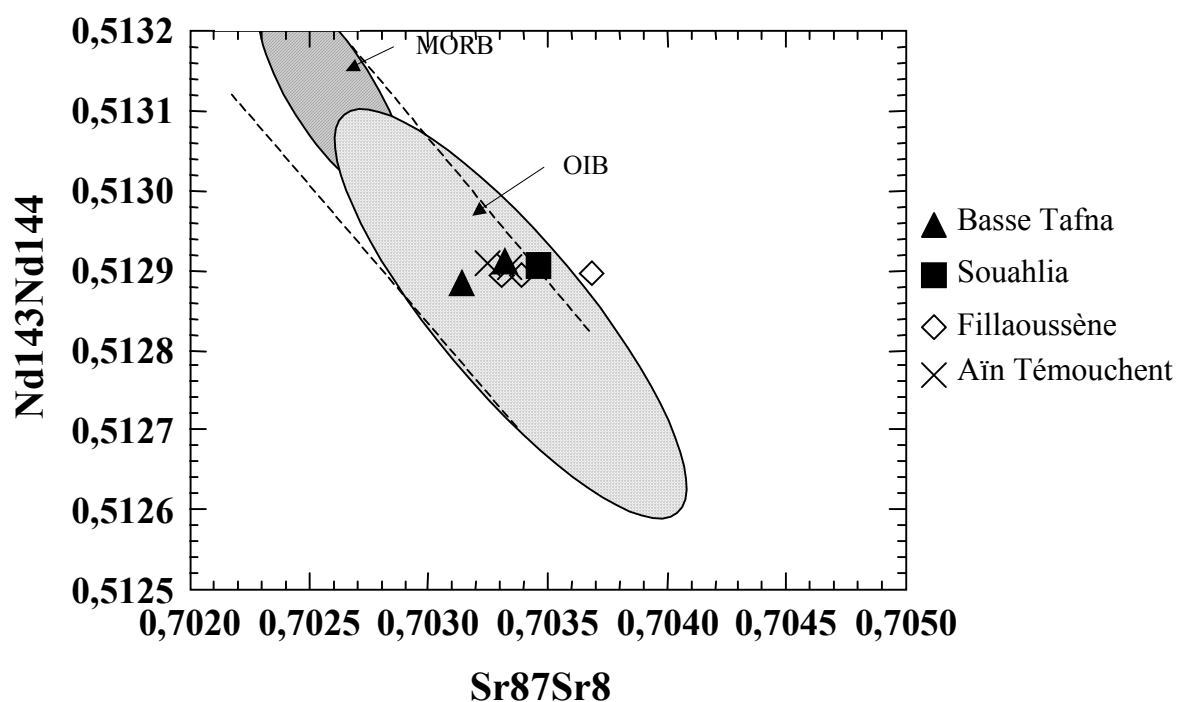


Figure V.17: Variations isotopiques Nd-Sr dans les laves alcalines.

Discussion

La signature géochimique des basaltes alcalins plaide en faveur d'une origine mantellique asthénosphérique de type panache. Ces basaltes plio-quaternaires montrent des caractéristiques géochimiques et isotopiques similaires à celles rencontrées dans les basaltes de la région du Guilliz au Maroc (El Azzouzi, 1999), et peuvent dériver d'une source mantellique identique.

Bien que nous ne disposions pas de composition isotopique en Pb, aussi bien en Oranie qu'au Maroc, leur affinité de type HIMU est liée aux valeurs du rapport La / Nb plutôt faible dans ces laves (entre 0.5 et 0.7).

Ce réservoir asthénosphérique s'étend probablement à toute cette région comme l'atteste d'une part, les données de la tomographie sismique (Carminati et al, 1998), et d'autre part, les données isotopiques du Sr, Nd, et Pb des roches volcaniques tertiaires de la Méditerranée occidentale et des provinces volcaniques de l'Europe centrale (Hoern et al, 1995).

Ces auteurs préconisent l'existence d'un amincissement lithosphérique s'étendant de la partie orientale de l'Océan Atlantique à l'Afrique du Nord, à l'Europe et à la Méditerranée occidentale. La composition isotopique de ce réservoir asthénosphérique étant supposée de est tout à fait semblable à celle des basaltes plio-quadernaires étudiés et à celle des basaltes de la région d'Oujda (Maroc).

L'hypothèse d'un bombement asthénosphérique sous l'Afrique occidentale est corroborée par l'existence d'une ceinture volcanique parallèle à la marge atlantique centre Est, s'étendant des îles du Cap vert jusqu'en Europe. L'âge de ce volcanisme diminue en direction vers le NE, et passe du Crétacé terminal au plio-quadernaire.

Ce volcanisme alcalin est relié à un panache sublithosphérique de direction NNE.

Cette source asthénosphérique aurait une composition de type HIMU.

Aussi, nous proposons que le magmatisme alcalin plio-quadernaire de l'Oranie puisse dériver d'une source mantellique asthénosphérique.

III - Les laves transitionnelles

L'émission de laves à caractère transitionnel a débuté vers 9 Ma dans le secteur des M'sirda et vers 7 Ma dans la Moyenne Tafna. Ces formations volcaniques essentiellement représentées par des basaltes, reposent en rive droite de la Moyenne Tafna sur une coulée dacitique. Les caractères géochimiques de ces roches ont été étudiés à partir de 17 analyses chimiques (majeurs, traces et isotopes) dont les résultats sont consignés en tableau n° V-5

Ces basaltes transitionnels affichent en général, de faibles valeurs de perte au feu. Celles ci atteignent parfois des valeurs de 5 % notamment, dans l'échantillon 3301.

Pour atténuer les effets de l'altération dans les dacites en particulier, nous avons éliminé les parties altérées au séparateur magnétique.

Les teneurs en silice montrent une gamme de variation assez restreinte dans les basaltes (entre 47 et 50 %), et entre 60 et 64 % dans les dacites. Entre les deux types de roches, il existe un hiatus qui traduit leur non cogénéisme.

Ils se caractérisent également par des concentrations en aluminium moyennes à fortes et des teneurs en titane comprises entre 1.2 et 2 %.

régions	Bou	Kiou	Moy Tafna rive droite								Fillaoussène		M'sirda		Dacite moyenne Tafna			
	OR13	OR15	OR16	OR17	OR18	ORH3	ORH12	ORR23	ORR10	OR42	OR22	ORBZ1	3301	OR 36	OR 19	OR B6	OR H93	
SiO2	47	48.4	48.6	48.5	48.5	49	48.8	47.5	48.1	48.9	47.2	48.2	49.8	50	SiO2	63.5	63	63.5
TiO2	1.48	1.37	1.97	1.97	1.96	2	1.95	1.91	1.91	1.6	1.45	1.43	1.38	1.18	TiO2	0.8	0.97	0.91
Al2O3	15.5	17.1	17.25	17.3	17.35	17.3	17.15	16.8	16.75	16.2	16.6	17.2	17.5	18	Al2O3	14.82	16.6	16.1
Fe2O3	9.55	9.1	9.87	9.9	9.85	10	9.8	9.45	9.86	7.4	9.55	9.51	7.85	8.14	Fe2O3	4.57	4.05	4.17
MnO	0.13	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.12	0.15	0.1	0.14	0.14	0.09	0.14	MnO	0.08	0.01	0.02
MgO	8.95	6.8	6.24	6.35	6.06	6.1	6	4.3	6.02	5.75	7.8	7.16	4.45	6.02	MgO	2.48	0.64	0.92
CaO	9.27	9.98	8.53	8.55	8.25	8.6	8.5	9.6	8.55	10.6	9.9	9.42	9.26	8.75	CaO	4.02	3.55	3.47
Na2O	3.1	3.3	4.05	4	3.85	4.1	3.38	3.1	2.95	3.35	2.84	3.48	3.52	3.8	Na2O	3.84	3.95	3.95
K2O	0.74	1.23	1.88	1.84	1.92	1.27	1.85	1.84	1.8	1.72	0.86	0.82	0.69	1.2	K2O	3.97	3.7	3.76
P2O5	0.45	0.36	0.45	0.45	0.45	0.47	0.47	0.47	0.46	0.7	0.25	0.23	0.24	0.32	P2O5	0.2	0.24	0.2
L.O.I	3.7	2.11	0.98	1.01	1.55	1.02	1.25	4.38	2.91	3.47	2.9	2.45	5.64	2.48	L.O.I	1.45	2.79	3.01
TOTAL	99.87	99.89	99.97	100.02	99.89	100.01	99.29	99.47	99.46	99.79	99.49	100.04	100.42	100.03	TOTAL	99.73	99.5	100.01
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	Qz	13.87	16.86	16.82
Or	4.59	7.50	11.33	11.09	11.65	7.66	11.26	11.55	11.13	10.63	5.31	5.01	4.34	7.33	Or	23.99	22.72	23.02
Ab	24.04	26.01	25.03	24.97	26.56	30.51	28.85	27.08	26.06	26.41	25.07	28.85	31.62	33.17	Ab	33.16	34.65	34.55
An	27.44	29.05	23.74	24.22	24.98	25.49	26.87	28.06	28.32	25.13	31.30	29.82	31.75	29.40	An	11.68	16.83	15.57
Ne	1.87	1.49	5.34	5.14	3.70	2.61	0.29	0.39	0.00	1.73	0.00	0.84	0.00	0.00	Ne	0.00	0.14	0.00
Di	14.53	16.13	13.62	13.30	11.68	12.40	11.18	16.11	10.78	20.68	14.99	13.90	12.77	10.99	Di	6.15	0	0.87
Hy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.74	0.00	2.04	0.00	14.25	0.98	Hy	8.23	5.52	6.08
Ol	21.58	14.48	14.14	14.48	14.61	14.41	14.69	9.90	11.10	9.11	15.88	16.31	0.00	13.45	Ol	0.00	0.14	0.00
Mt	1.98	1.85	1.98	1.99	1.99	2.01	1.99	1.98	2.03	1.52	1.97	1.94	1.64	1.66	Mt	0.92	0.82	0.84
Il	2.95	2.68	3.81	3.81	3.82	3.87	3.81	3.85	3.79	3.18	2.88	2.81	2.79	2.32	Il	1.55	1.91	1.79
Ap	1.03	0.81	1.00	1.00	1.01	1.05	1.06	1.09	1.05	1.60	0.57	0.52	0.56	0.72	Ap	0.45	0.54	0.45
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		99.99	100.00	100.00
DI	30.50	35.00	41.71	41.20	41.91	40.77	40.41	39.02	37.18	38.77	30.38	34.70	36.24	40.50				

Tableau V-5 : analyses chimiques des basaltes et dacites transitionnelles (majeurs et norme CIPW)

III – 1 Nomenclature et classification

Dans le diagramme TAS- SiO₂, (figure V.18) les laves basiques correspondent à des basaltes (s.l.) et des hawaïtes, alors que les laves acides sont représentées par des andésites et des dacites.

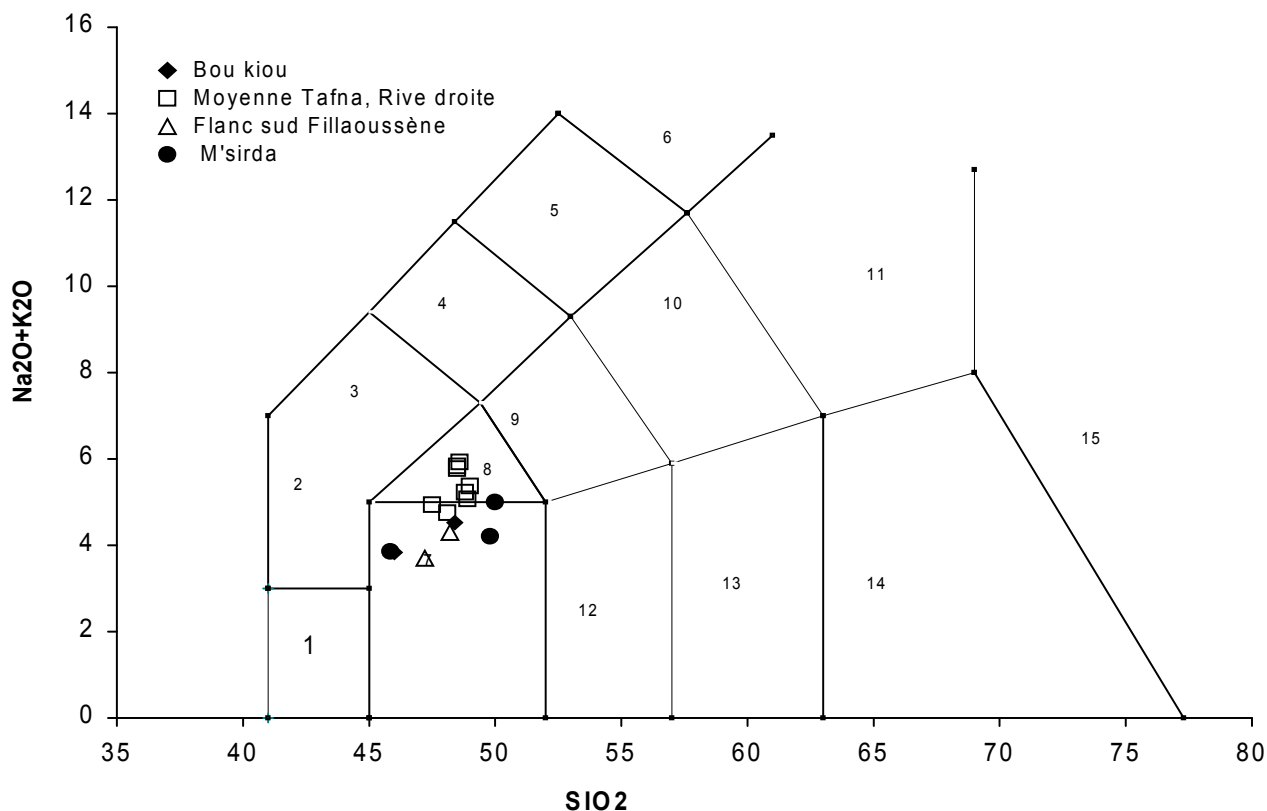


Figure V.18 : classification des laves transitionnelles selon le diagramme de Lemaître et al. (1989)

Toutes les roches étudiées reportées dans le diagramme AFM (figure V.19) montrent une évolution différente de celle observée dans les laves calcoalcalines. Leur évolution à tendance alcaline est marquée par un léger enrichissement en fer et nul en alcalins.. Les dacitoïdes montrent une légère diminution du fer à mesure que les alcalins augmentent.

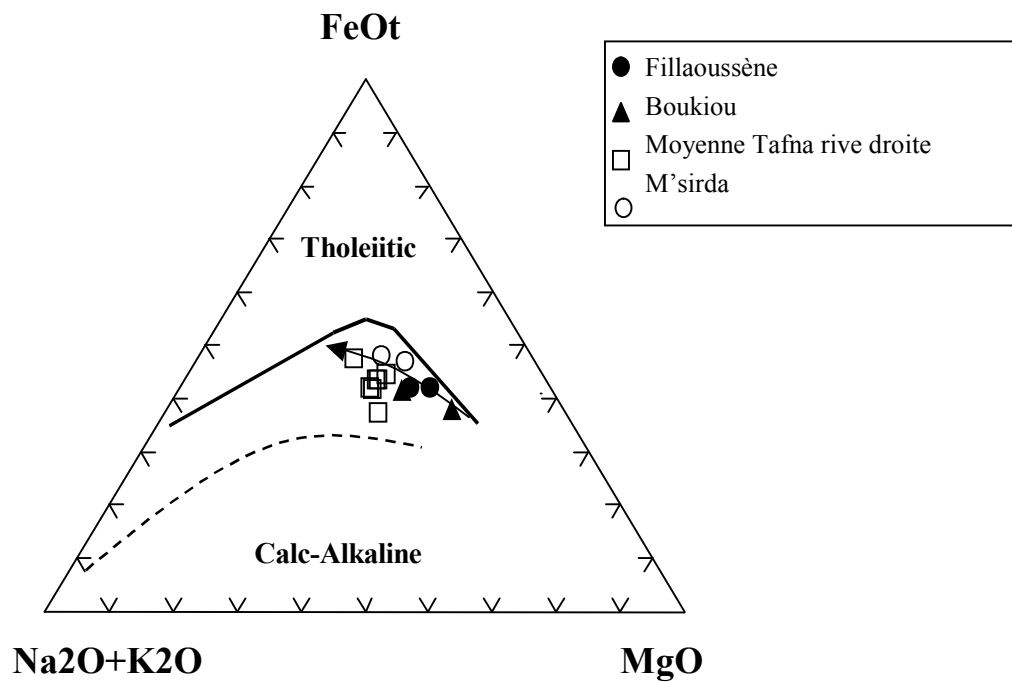


Figure V.19 : Diagramme AFM (Alcalins-FeO total-MgO) des laves transitionnelles

Dans le diagramme K_2O/SiO_2 (Pecerillo et Taylor, 1976) les basaltes montrent une tendance faiblement à modérément potassique, alors que les dacites présentent une affinité calco-alcaline potassique plus forte.

D'après de nombreux auteurs (Maury et al 1984, Caroff 1996) des variations importantes du taux de saturation et du rapport K_2O/Na_2O traduisent l'alcalinité des laves.

Dans les basaltes étudiés cette alcalinité s'exprime par l'apparition de néphéline normative (entre 0.9 et 2.59) et par un rapport K_2O/Na_2O assez faible compris entre 0.20 et 0.59, traduisant ainsi leur caractère plutôt sodique.

Dans les dacitoïdes ce rapport varie entre 1 et 2 %.

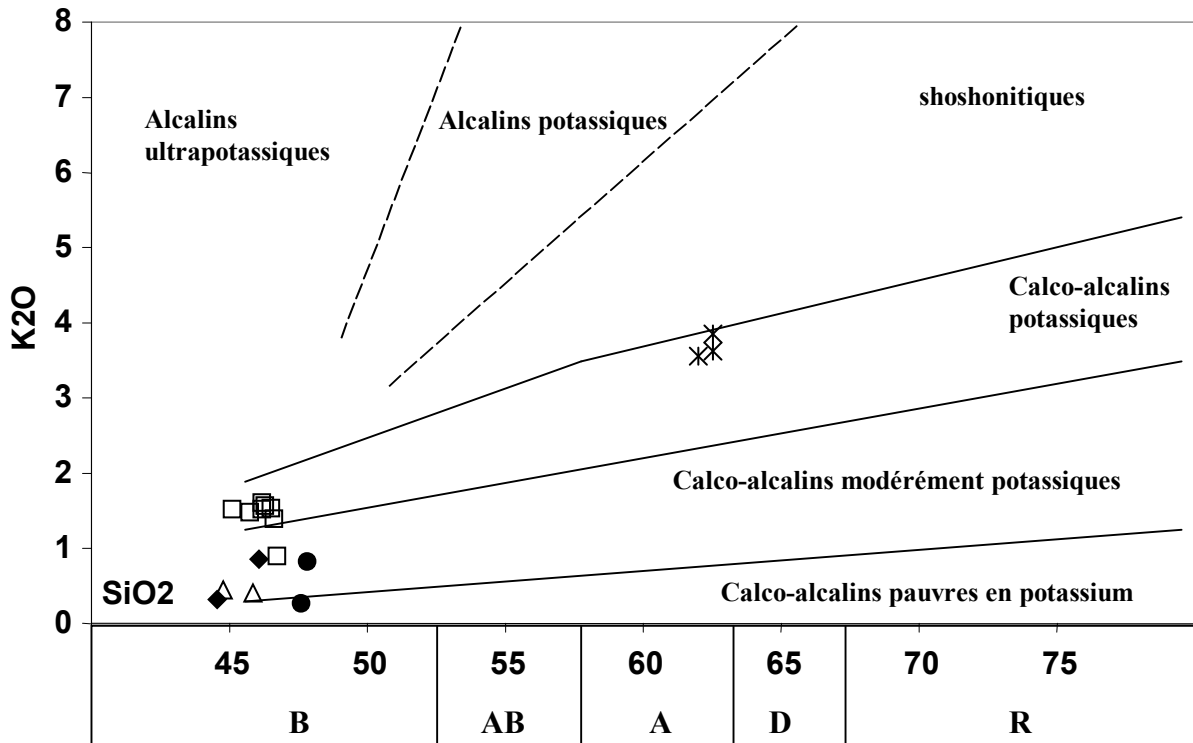


Figure V.20 : Place des laves transitionnelles dans le diagramme de classification des roches volcaniques d'après Maury (1993)

Le calcul de la norme CIPW (tableau n° V-5) révèle, à l'exception de l'échantillon 3301 qui montre quelques indices de silice (0.28 %), l'apparition de néphéline normative (entre 0.29 % et 5.34 %). Ces teneurs peu élevées reflètent le caractère légèrement sous saturé de ces laves transitionnelles. Ces basaltes renferment par ailleurs, des feldspaths, du diopside de l'hypersthène et de l'olivine, qui représentent les phases minérales dominantes. A celles-ci s'ajoutent, en plus faible quantité, la magnétite, l'ilménite et l'apatite. Notons que l'hypersthène n'apparaît que dans les laves saturées, c'est à dire dépourvues de quartz ou de néphéline.

III – 2 Comportement des éléments majeurs

Pour étudier l'évolution des laves transitionnelles, nous avons utilisé l'indice de différenciation DI et reporté les oxydes sur les diagrammes de Harker. Nous avons également utilisé le pourcentage en SiO₂ comme indice de différenciation.

Dans les diagrammes oxydes vs DI (figure V.21) le sodium et à un moindre degré le potassium et l'aluminium, sont les seuls éléments qui présentent une corrélation positive avec le DI dans les laves de la rive droite de la Moyenne Tafna.

Les autres oxydes ne montrent pas de grandes variations. Globalement, dans les basaltes, les teneurs en calcium, fer et titane sont assez homogènes et varient entre 8.25 % et 10 %, entre 7.5 % et 10 % et entre 1.10 % et 2 %. En revanche, l'aluminium, la silice, le manganèse et le phosphore montrent une grande dispersion des concentrations.

Le comportement des éléments majeurs montre quelques variations quand on étudie les diagrammes classiques de Harker oxydes / SiO₂ de la figure n° V.22.

Dans les basaltes, les éléments tels que le fer et le magnésium décroissent au fur et à mesure de l'augmentation de la silice. La concentration en calcium est pratiquement constante dans l'ensemble de la série. Toutes les variations enregistrées par ces éléments d'une coulée à l'autre voir même au sein d'une même coulée sont contrôlées par la ségrégation de minéraux précoces tels que l'olivine, les pyroxènes et les plagioclases.

Les alcalins Na₂O et K₂O ont un comportement différent dans ces roches basaltiques.

En effet, alors que le sodium croît de façon positive avec la silice, le potassium affiche des teneurs plus dispersées.

Le titane et le manganèse ne montrent pratiquement pas de corrélation avec la silice.

Enfin, l'enrichissement progressif en aluminium serait lié à l'abondance des plagioclases dans ces laves.

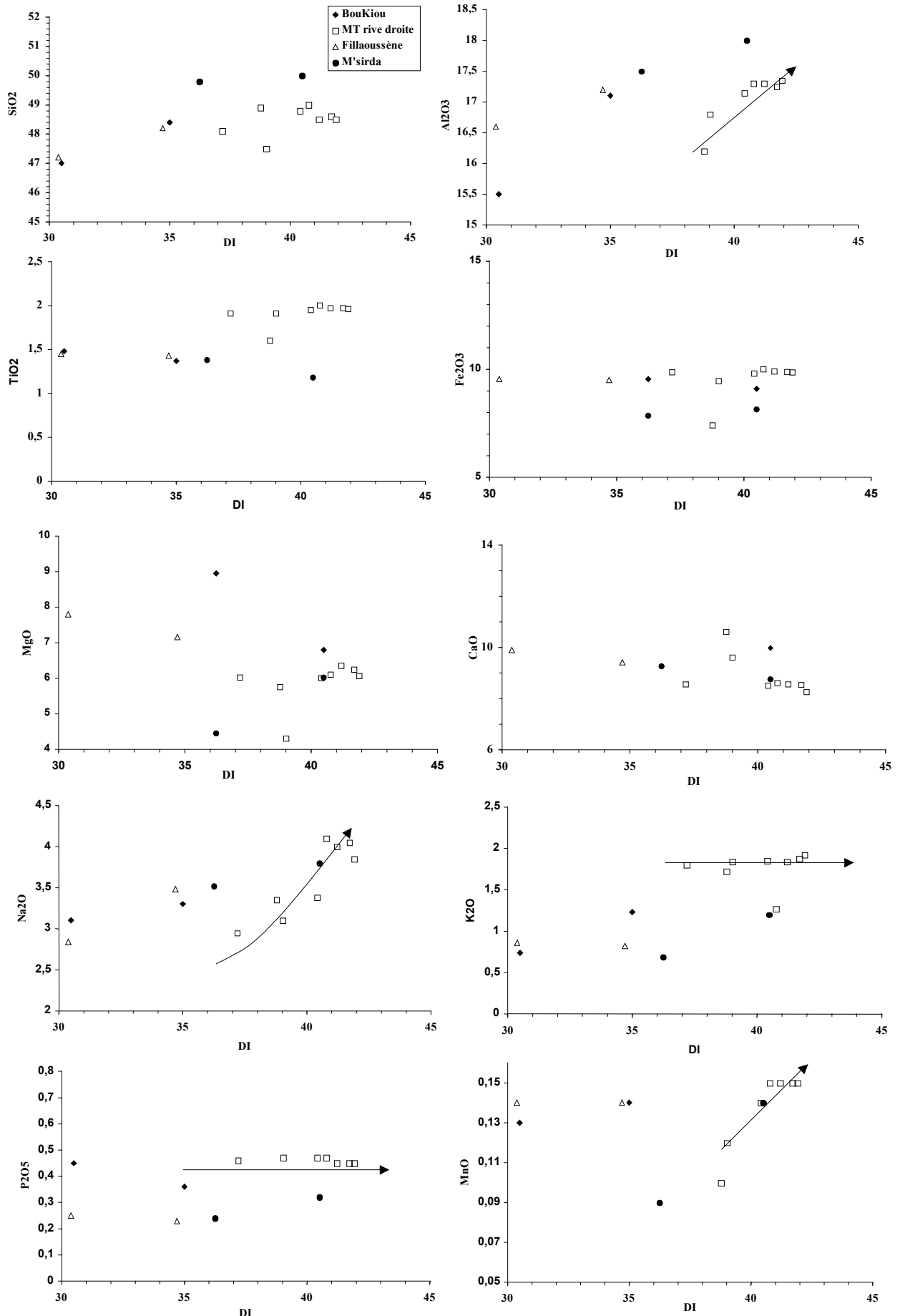


Figure V.21 : variation des teneurs en oxydes en fonction de l'indice de différenciation (DI) des basaltes transitionnels

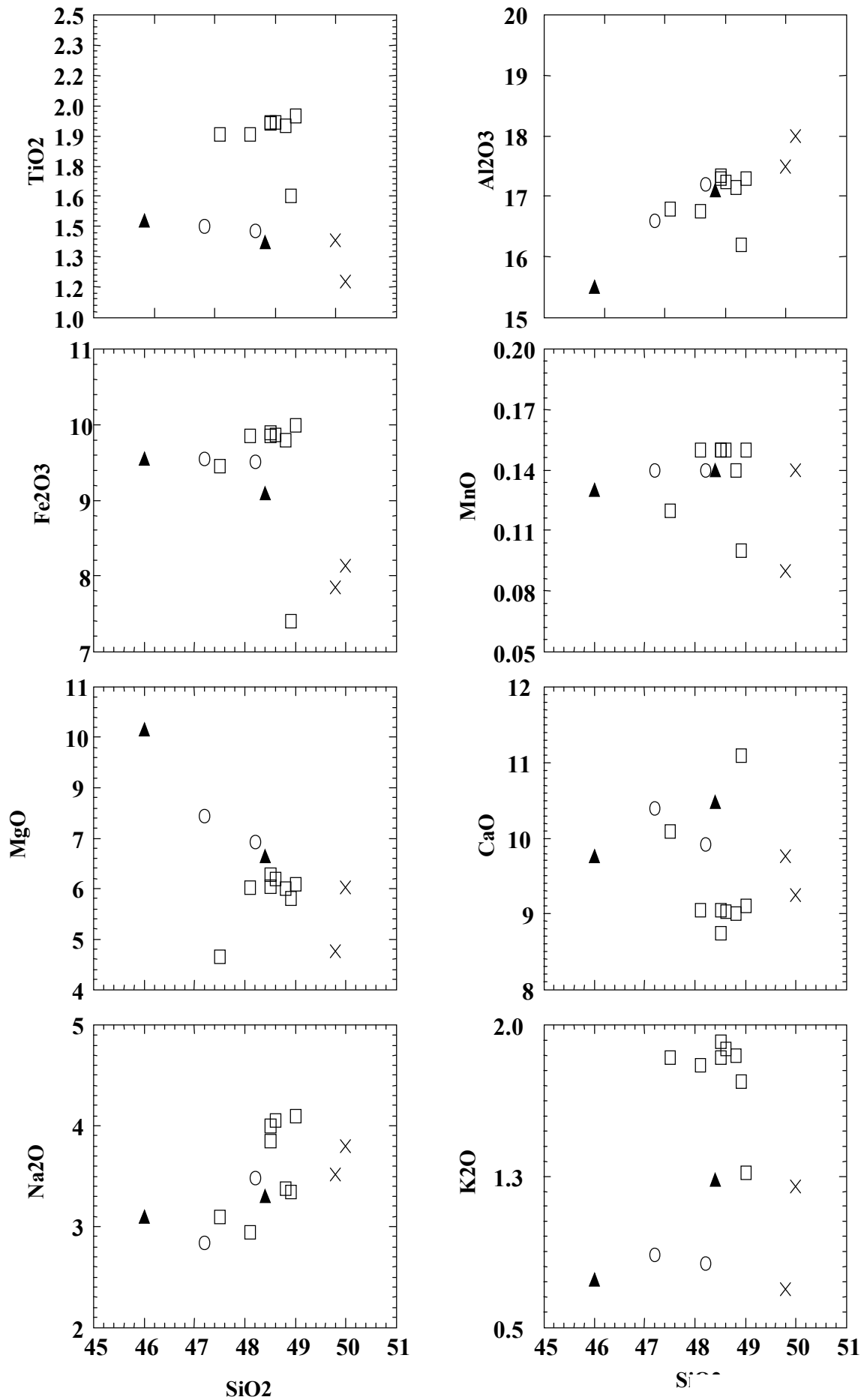


Figure V.22 : variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la silice transitionnelles

régions	Bou	Kiou	Moyenne Tafna				rive	Droite				Fillaoussène		M'sirda	
	OR13	OR15	OR16	OR17	OR18	ORH3	ORH12	ORR23	ORR10	OR42	OR22	ORBZ1	3301	OR 36	
Rb	16	22	43	38	42	19.4	47	34	50	32	28	27	23.7	38	
Sr	802	555	715	730	760	720	680	680	775	1240	470	644	512	462	
Ba	637	570	632	630	650	675	650	640	730	935	290	250	265	419	
Sc	25.5	28	22	21	21	22	22	22	22	28	31	30	30	26.5	
V	193.5	185	212	210	210	224	220	190	218	230	184	176	154	165	
Cr	303	115	126	124	110	130	128	115	123	135	230	180	204	115	
Co	46	34	34	35	34	36	36	31	36	33	39	39	39	30	
Ni	175	39	66	68	62	71	73	53	75	49	45	37	95	21	
Y	20	22	25	24.5	25	24	24	24	24	22	22	22	28	21	
Zr	143	142	174	172	172	176	178	180	176	163	118	117	164	144	
Nb	21	15.6	32	32	32	31	32	31	31	19.6	11	11	12.6	10.8	
La	25	19.5	30	30	30	28.5	29	28	29	35	14	14.2	19.6	18.2	
Th	10.85	8.2	7.5	7.5	7.9	nd	nd	nd	nd	9.95	3.6	3.38	nd	5.8	
Ce	54	46	65	63	66	61	61	60	60	75	33	32.5	42	40	
Nd	31.5	26	32	32	33	30	30	31	30	40.5	19	18.5	23	21.5	
Eu	1.67	1.45	1.85	1.85	1.9	1.75	1.85	1.8	1.8	2.1	1.35	1.35	1.42	1.4	
Dy	3.75	3.9	4.5	4.5	4.5	4.3	4.4	4.1	4.1	4.3	3.8	3.75	4.9	3.8	
Er	1.85	2	2.4	2.2	2.3	2.3	2.3	2.4	2.3	2.1	2.1	2	2.9	2.1	
Yb	1.62	1.9	2.1	2.1	2.5	2	2.05	2	2.05	1.8	1.9	1.93	2.75	2	
Sm	6.4	5.2	7.2	6.6	7	nd	nd	nd	nd	nd	4.2	4.4	nd	nd	
Gd	5.1	4.8	5.6	5.7	5.7	nd	nd	nd	nd	6.1	4.2	4.5	nd	nd	
La/Nb	1.19	1.25	0.94	0.94	0.94	0.92	0.91	0.90	0.94	1.79	1.27	1.29	1.56	1.69	
Sr87/Sr8	0.7059	0.7055						0.7047				0.706			
143/Nd1	0.5126	0.5125						0.5126				0.5127			
Age (Ma)	9.37	7.16						4.28				8.7			

Tableau V-6 : analyses chimiques des basaltes transitionnels (traces, terres rares, et isotc

III – 3 Comportement des éléments en trace

III – 3 – 1 Spectres des Terres rares

Les laves transitionnelles normalisées aux chondrites (Sun et Mac Donough, 1989) présentent de façon constante un enrichissement en LREE (50 à 100x les chondrites) par rapport aux HREE (10 x les chondrites). L'enrichissement en LREE de ces laves marqué par des valeurs du rapport La/Yb comprises entre 9 et 10, demeure plus faible que celui observé dans les laves calco-alcalines dont le rapport La/Yb est de 14 et 15 (figure V.23)

On note par ailleurs, l'absence quasi permanente d'une quelconque anomalie en Eu.

Une étude détaillée de ces spectres montre que les laves de la Moyenne Tafna rive droite, sont plus enrichies en LREE (OR16, OR17, OR18) que celles de Bou Kiou (OR13, OR15).

Cependant, le fractionnement des LREE observé dans les laves OR22 et ORBZ1 est plus important que celui observé dans les laves de Bou Kiou (OR13 et OR15) et dans les laves de M'sirda (OR36).

Globalement moins évoluées que les laves de la rive droite de la moyenne Tafna, les basaltes de BouKiou, du Fillaoussène et de M'sirda suivent la même évolution que le trend des laves de la Moyenne Tafna. Comparées aux laves alcalines, les laves transitionnelles sont moins fractionnées et moins enrichies en LREE.

III – 3 – 2 spectres multi élémentaires

Par son enrichissement en LILE et en HFSE et par son anomalie négative en Nb, l'allure des spectres multi éléments des laves transitionnelles est tout à fait comparable à celle des laves calco-alcalines (figure V.23). On notera toutefois, l'absence systématique d'anomalie négative en Ti et P dans toutes les laves basaltiques. En revanche, le Sr présente une anomalie positive qui traduirait la richesse de ces basaltes, en plagioclases.

Une étude plus fine des diagrammes montre que l'anomalie négative en Nb semble s'estomper depuis les basaltes du Fillaoussène (OR22 et OR BZ1) jusqu'aux basaltes de la moyenne Tafna (OR16 et OR 18), en passant par ceux de Bou Kiou.

Comparés aux diagrammes multi éléments des laves calco-alcalines les laves étudiées paraissent moins enrichies en LILE et en HFSE, présente une anomalie négative en Nb moins prononcée et des valeurs La/Nb comprises entre 1 et 2.

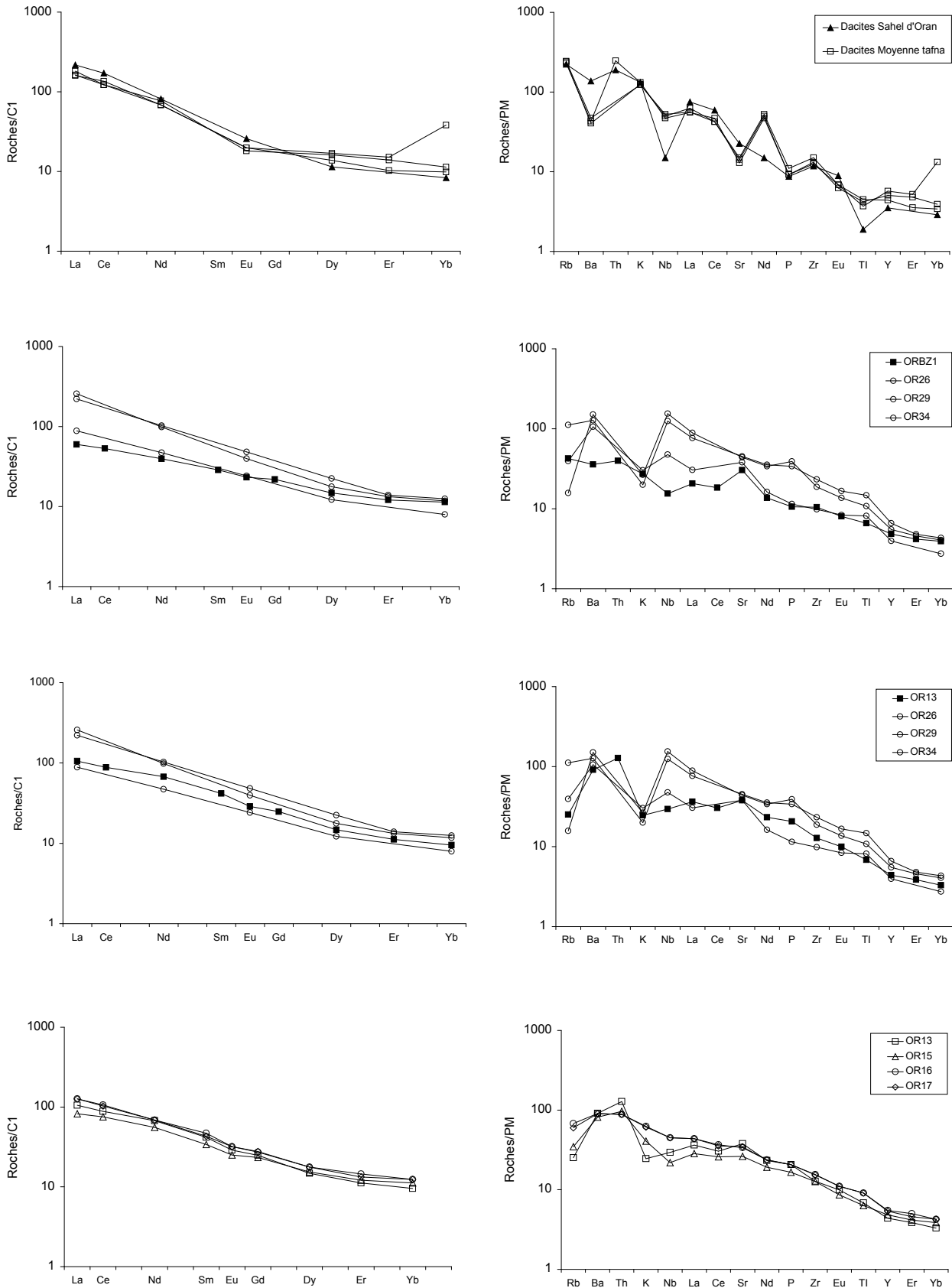


Figure V.23 : comparaison des dacites et des basaltes (ORBZ1 et OR13) transitionnels aux dacites calco-alcalines et aux basaltes alcalins (OR26, OR29 et OR34), respectivement

IV - Géochimie isotopique

Les résultats de 6 analyses isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ réalisées dans le cadre de cette étude, sont présentés dans le tableau n° V-6

Massifs	Echan	Type pétro	Age (Ma)	Nd ppm	Sm ppm	Nd143/Nd144	ϵNd
BouKiou	OR13	basalte	9,37	31,5	6,4	0,512567	- 1,38
"	OR15	"	7,16	26	5,2	0,512544	- 1,83
SidiAliBenzo mra	ORBZ1	"	8,7	18,5	4,4	0,512671	0,64
Aïn Romana	ORR23	basalte	8,86	39	7,5	0,512607	- 0,6
"	OR 19	dacite	7,99	31	6,5	0.512546	- 1,79
HadjeratKahla	OR18	"	8,58			0,512600	-0,74

Massifs	échan	Type pétro	Age (Ma)	Rbppm	Srppm	Sr87/Sr86
BouKiou	OR13	basalte	9,37	16	800	0,705856
"	OR15	"	7,16	22	555	0,705117
SidiAliBenzomr a	ORBZ1	"	8,7	27	644	0,706004
Aïn Romana	ORR23	basalte	8,86	34	680	0,704461
"	OR 19	dacite	7,99	146	274	0,704431
HadjeratKahla	OR18	"	8,58			0,704467

Dans l'ensemble, ces laves transitionnelles sont caractérisées par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Variant entre 0.70443 et 0.70600 et par de faibles valeurs positives ou négatives de ϵNd (-1.8 et + 0.60). Dans le détail, à l'exception du basalte de Sidi Ali Ben Zomra (ORBZ1) qui est significativement le plus radiogénique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)=0.706004 ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512671 ; ϵNd = +0.64), toutes les autres roches présentent des compositions isotopiques variant entre 0.704 et 0.705 pour $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et entre 0.5125 et 0.5126 pour le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ avec des valeurs négatives de ϵNd (-0.60 et - 1.83).

Dans le diagramme de corrélation (figure V.24) $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ la distribution des points analytiques est interprétable en terme de corrélation mantellique. Cependant, les variations isotopiques enregistrées par ces laves montrent que la source

mantelliques dont elles dérivent est hétérogène. De plus, leur position intermédiaire dans ce diagramme, les rapprochent davantage des laves alcalines.

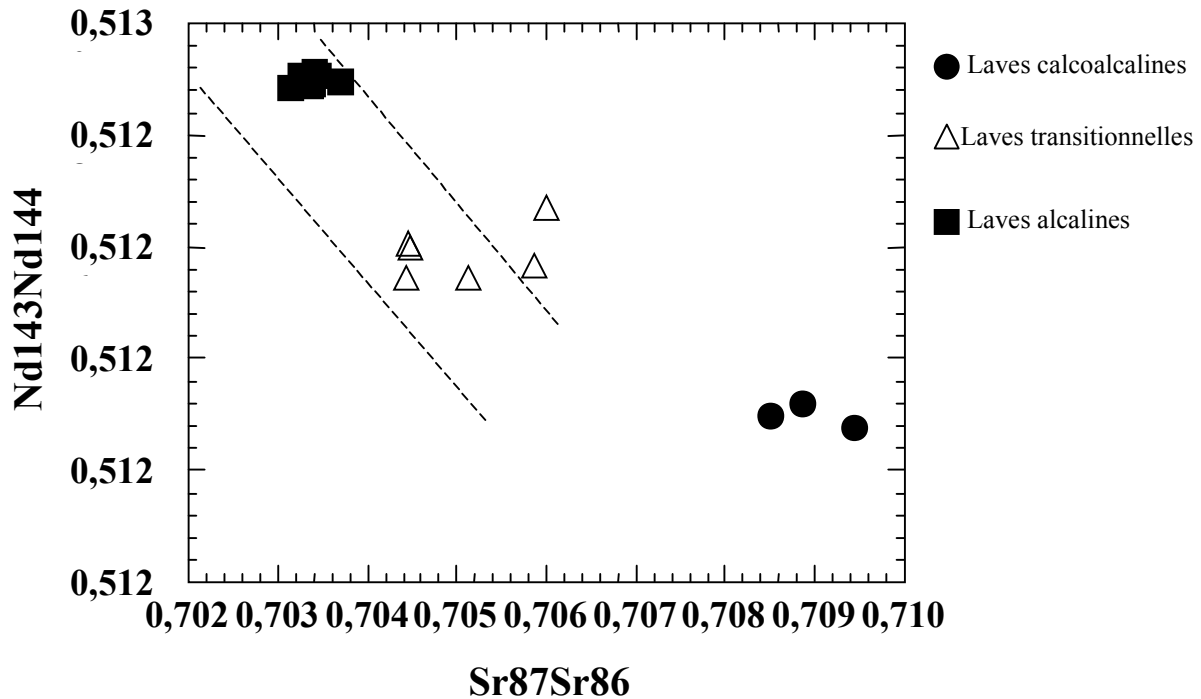


Figure V.24 : variation isotopique Sr-Nd dans les laves transitionnelles

Discussion

En Oranie, les caractéristiques minéralogique, géochimique et l'âge des laves transitionnelles sont intermédiaires entre celles des laves alcalines et des laves calco-alcalines. Ces laves constituent ainsi, un lien entre les laves calco-alcalines et alcalines dans l'évolution magmatique qui apparaît en Oranie. La composition des laves transitionnelles se caractérise par sa minéralogie (composition des Cpx), par ses teneurs en SiO₂ et TiO₂ et par son degré de sous saturation en silice dans les basaltes. Les teneurs en éléments en trace, sont marquées par l'atténuation progressive voire même, la disparition de l'anomalie négative en Nb observée dans les diagrammes multi-éléments.

Cependant, comme dans le massif de Guilliz au Maroc (El-Azzouzi et al. 1999), elles présentent certaines affinités avec les laves alcalines.

Plusieurs hypothèses génétiques peuvent être testées pour expliquer les caractéristiques intermédiaires de ces laves transitionnelles :

1- le mélange entre magma calco-alkalin et alcalin,

2- la contamination du liquide asthénosphérique lors de son ascension par la lithosphère (manteau ou croûte).

3- la fusion du manteau lithosphérique à caractère orogénique modifié par l'injection de liquide asthénosphérique.

4- fusion de la zone transitionnelle située à la limite entre un manteau asthénosphérique et un manteau lithosphérique à caractère orogénique modifié par une subduction.

Ces quatre points seront largement discutés dans la partie pétrogenèse.

Géochimie comparative

Dans cette étude nous avons comparé les laves andésitiques (Sahel d'Oran et M'sirda) et basaltiques (les basaltes transitionnels) aux roches similaires et de même âge de l'Algérie du nord (Hadjout, Cap Djinet, Dellys, Bejaïa, El Aouana), du Maroc (Gourougou, Guilliz) et de la Tunisie (La Galite, Mogods et Zouara).

1 – Les andésites

L'analyse des diagrammes de la figure n° V.25, où sont représentés les pourcentages en éléments majeurs des différentes andésites, montre que les andésites du Sahel d'Oran et de M'sirda se distinguent de celles des autres régions par un net enrichissement en K_2O dont les teneurs dépassent souvent les 3%. En revanche, les compositions en FeO , MgO et CaO sont plus faibles que celles observées dans les autres régions, alors que les compositions en Na_2O , TiO_2 , MnO et P_2O_5 sont analogues. Ainsi les andésites du Sahel d'Oran et de M'sirda sont, de ce fait, les plus différenciées.

Cette évolution apparaît également dans les diagrammes multi-éléments et dans les spectres de terres rares de la figure n° V.26. En effet, on observe notamment un enrichissement remarquable en LREE de 200 à 300 x les chondrites alors qu'il est de 80 à 100x les chondrites pour l'ensemble des autres andésites. On remarque par ailleurs que les composants LILES et HFSE sont plus abondants et que l'anomalie négative en Nb semble moins prononcée.

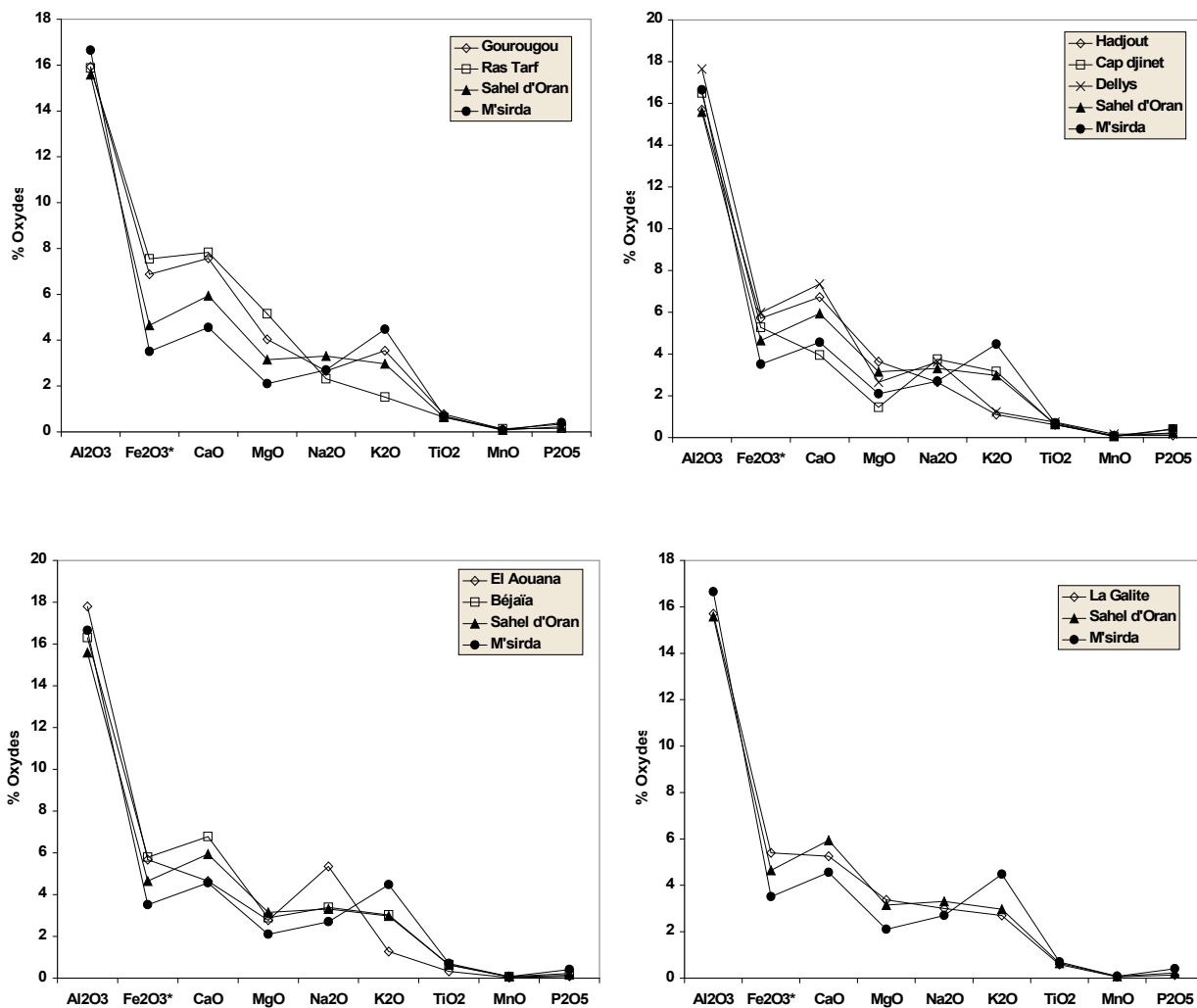


Figure V.25 : courbes moyennes d'évolution des éléments majeurs dans les andésites de l'Oranie comparés aux andésites du Maghreb

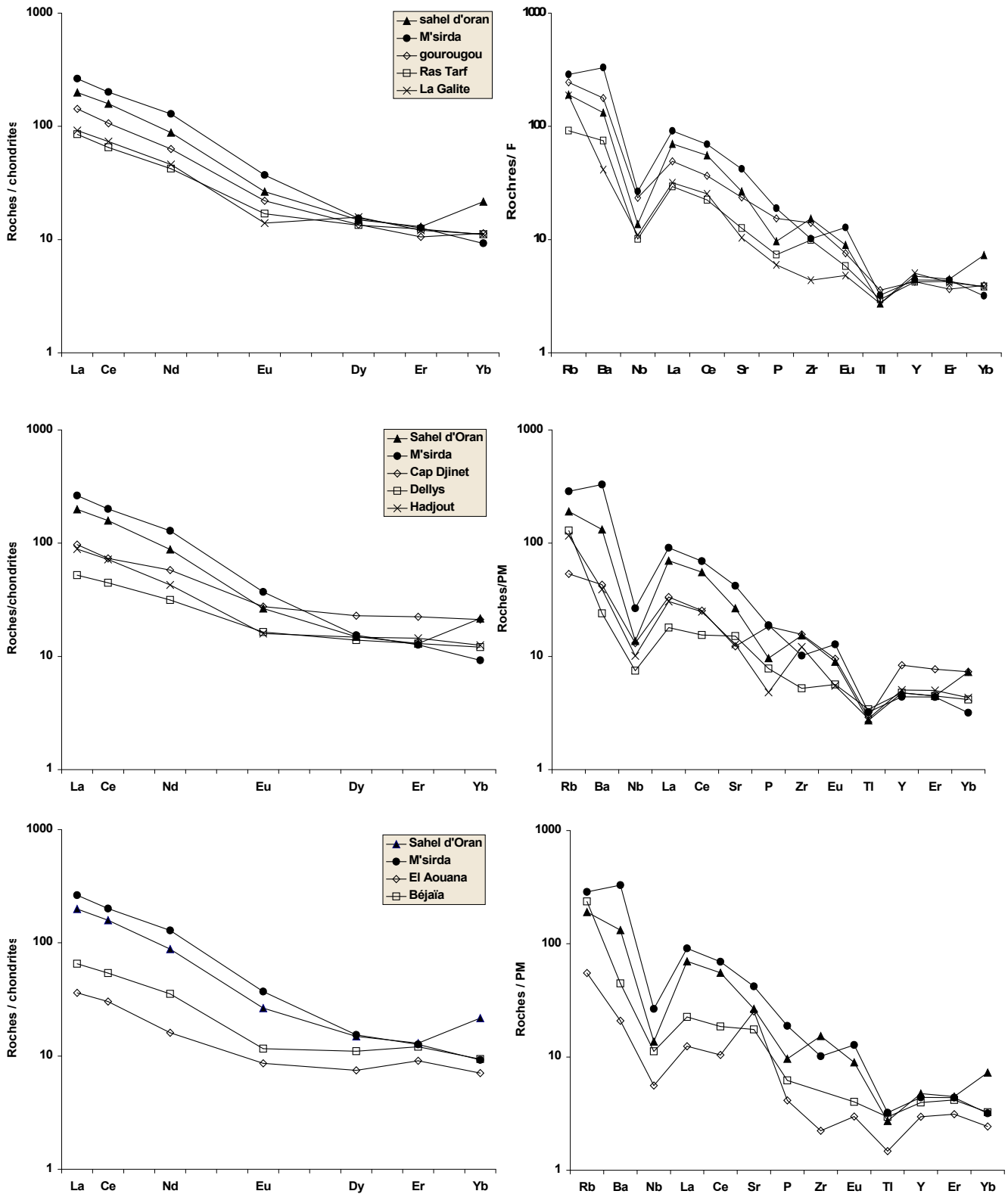


Figure V.26 : Etude comparative des andésites du Sahel d'Oran et de M'sirda, diagramme multi-éléments et spectre des terres rares

2 – Les basaltes

Hormis les basaltes du Guilliz au Maroc qui sont plus enrichis en LREE et qui montrent une légère anomalie positive en Nb, les basaltes miocènes de l'Algérie du nord affichent des compositions en LREE plus faibles et des anomalies négatives en Nb plus marquées que ceux L'Oranie (Bou Kiu, moyenne Tafna rive droite et Fillaoussène). (figure V.27).

Cependant les basaltes de Mogods et de Zouara en Tunisie montrent des compositions en éléments en trace comparables à celles observées dans les basaltes étudiés.

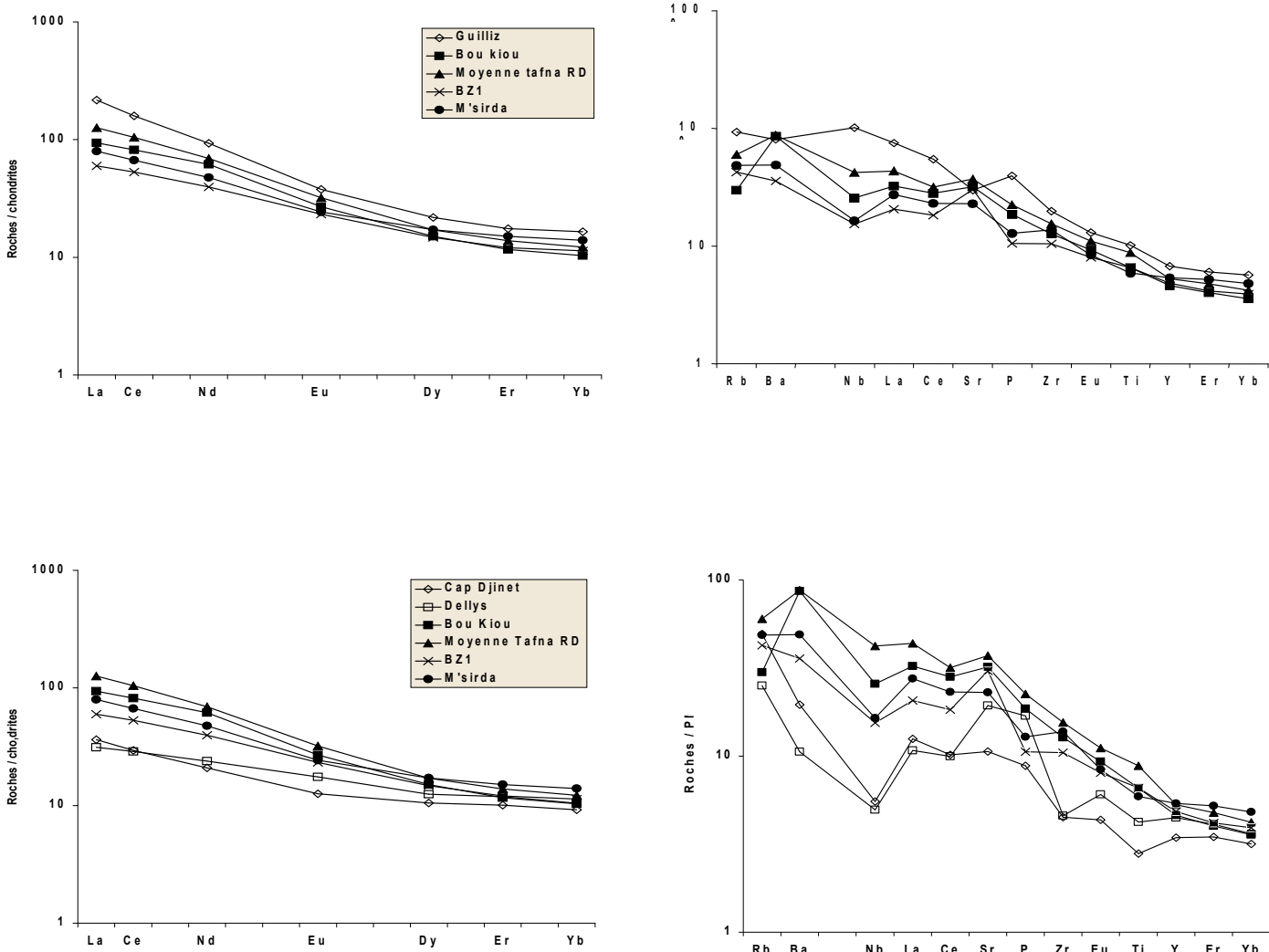


Figure V.27 : Etude comparative des basaltes transitionnels, diagrammes multi-éléments et spectres des terres rares

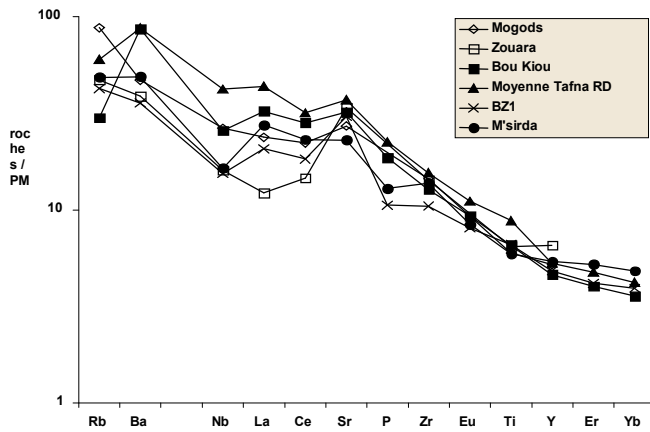
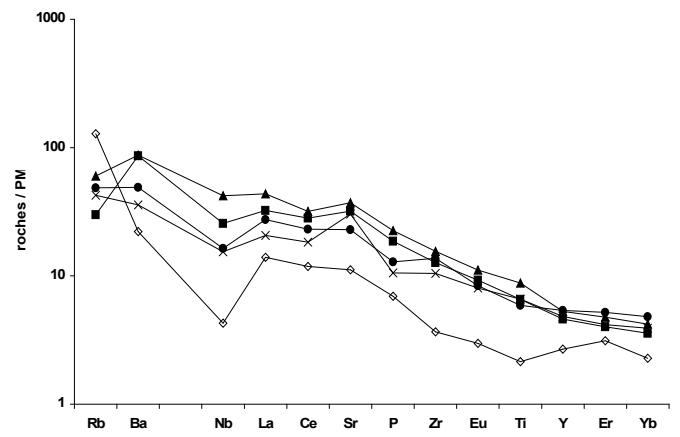
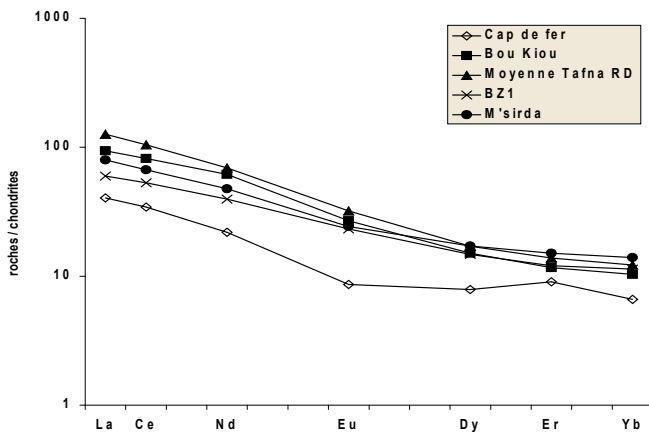


Figure V.27 : Etude comparative des basaltes transitionnels, diagrammes multi-éléments et spectre des terres rares.(suite)

Conclusions

L'affinité calco-alcaline des laves miocènes de l'Oranie est mise en évidence par la géochimie des éléments majeurs, alors que les laves plio-quadernaires sont caractérisées par une tendance alcaline. Les corrélations entre les différents oxydes et les teneurs en silice ou l'indice de différenciation, indicatrice du degré de différenciation, mettent en évidence le rôle important du processus de cristallisation fractionnée dans l'évolution de ces deux séries.

L'étude des éléments en trace confirme ce processus pétrogénétique marqué par le fractionnement de l'olivine et de la magnétite dans les premiers stades. L'anomalie négative en Nb et en Ti observée dans les laves calco-alcalines constitue la signature typique des séries « orogéniques ». Cette anomalie négative semble s'estomper au cours du temps dans les laves transitionnelles, puis devient positive dans les laves alcalines.

L'étude de certains rapports HFSE dont le La/Nb met en évidence une variation de la composition chimique des sources au cours du temps et montre le caractère intermédiaire des laves transitionnelles entre les laves calco-alcalines et les laves alcalines. La contamination au niveau de la source mantellique est compatible avec les résultats de la géochimie des traces et des rapports isotopiques du Nd.

Les isotopes du Sr et du Nd confirment l'hypothèse d'une variation des sources mantelliques au cours du temps.

Processus pétrogénétique

Dans ce chapitre nous allons essayer de mettre en évidence les liens génétiques entre les différentes variétés de roches. Le volcanisme de l'Oranie se singularise par une évolution du volcanisme calco-alcalin (12 à 7 Ma) à alcalin (4 à 1 Ma) avec une transition autour de 7 Ma. En effet, les analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques effectuées, confirment cette particularité du volcanisme de l'Oranie.

D'une manière générale, la synthèse des informations minéralogiques et géochimiques permet d'identifier les processus pétrochimiques mis en jeu lors de l'évolution des séries magmatiques. L'évolution d'un magma peut en effet, être décomposée en une succession (et parfois la superposition) de processus simples de différenciation : fusion partielle, cristallisation fractionnée, mélange, contamination sélective etc.

I - Arguments permettant de proposer la cristallisation fractionnée comme processus d'évolution de la série.

1- La série calco-alcaline du Sahel d'Oran, qui est une série fortement potassique voire même shoshonitique, ne présente pas la totalité des faciès de laves puisque les termes basaltiques sont inexistant.

En revanche, la série alcaline de la basse Tafna faiblement potassique, est représentée par des basaltes alcalins, des hawaïtes et des mugéarites.

2- Cette continuité et cette régularité s'observent aussi dans les diagrammes rendant compte de la composition des laves en éléments majeurs comme par exemple MgO/ SiO₂

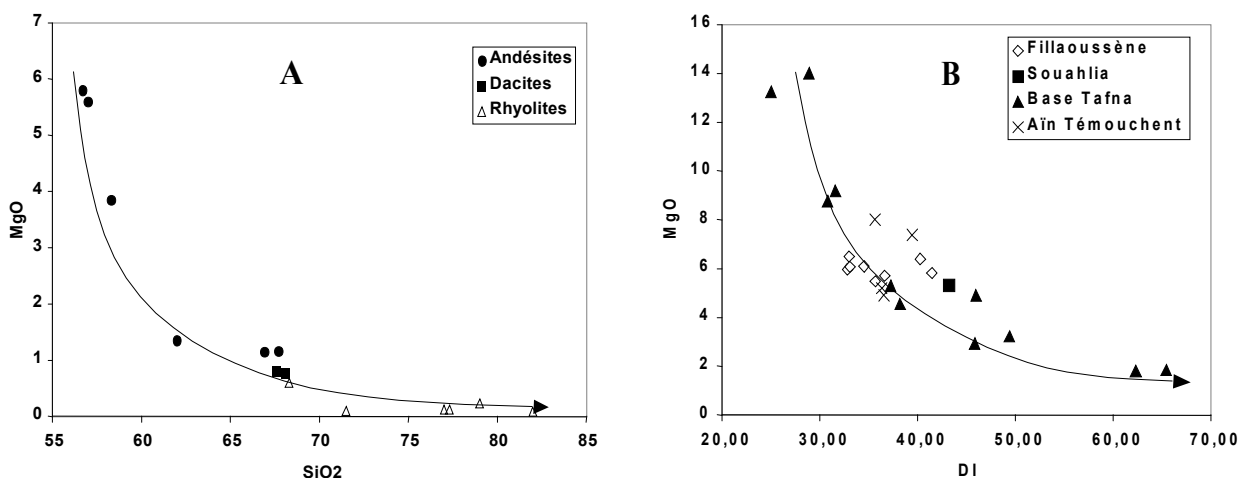


Figure VI.1 : variation de MgO en fonction de SiO₂ (A) dans les laves calcoalcalines et en fonction de DI (B) dans les laves alcalines

(figure VI.1 A) et MgO/DI (figure VI-1 B)

3- Les teneurs en éléments en trace montrent:

Des corrélations linéaires entre éléments incompatibles (tels que Ba, Nb, Zr, La, Ce), des comportements contrastés d'éléments compatibles (tels Ni, Co) et éléments incompatibles (comme Ce) caractéristiques d'un processus de cristallisation fractionnée. (figure VI.2 pour les laves calcoalcalines et VI.3 pour les laves alcalines).

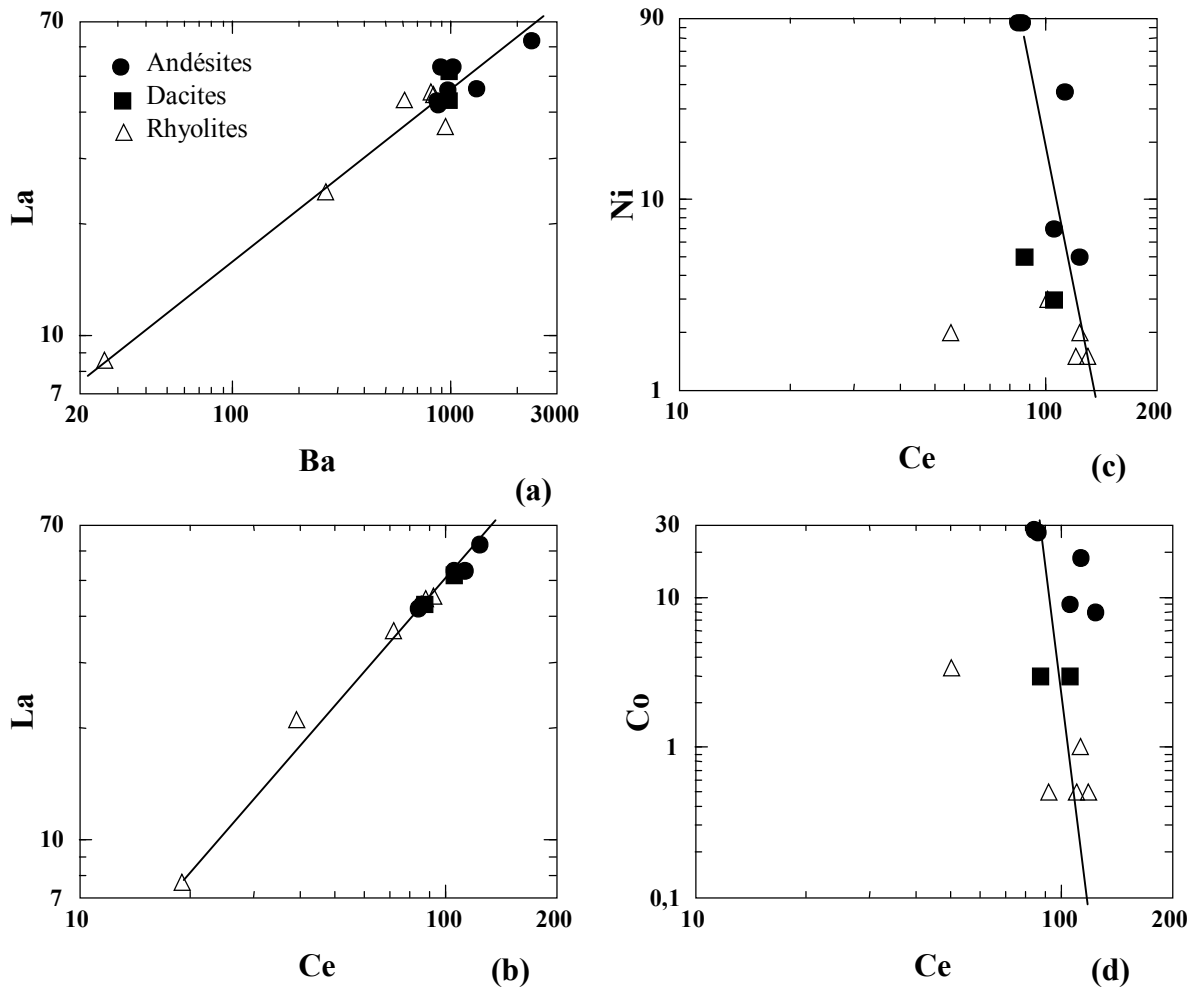


Figure VI.2 : mise en évidence de la cristallisation fractionnée dans les laves calcoalcalines du Sahel d'Oran :

- diagramme Log - Log (éléments incompatibles):
 (a) La vs Ba (b) La vs Ce
- diagramme Log - Log (éléments compatibles /éléments incompatibles) :
 (c) Ni vs Ce (d) Co vs Ce

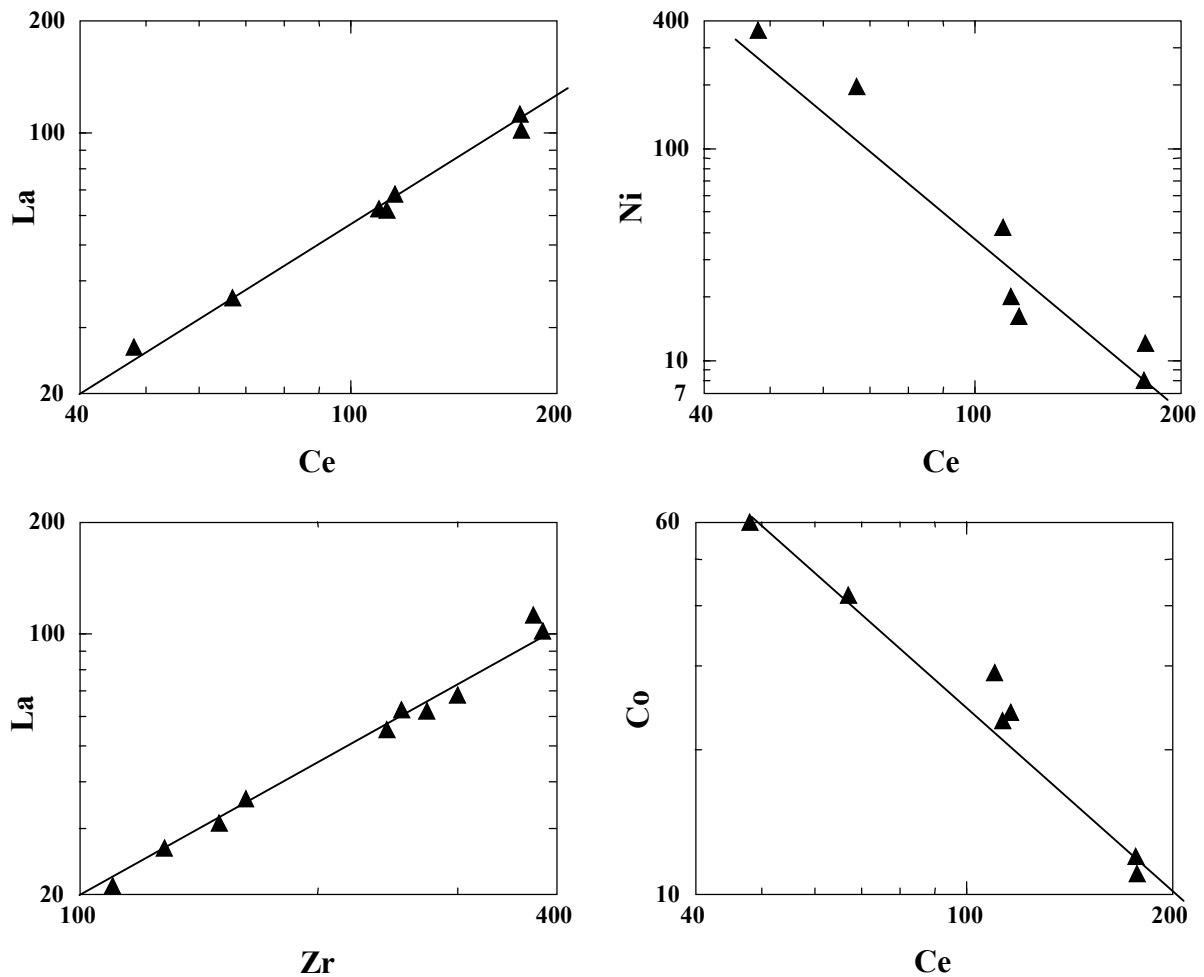


Figure VI.3 : mise en évidence de la cristallisation fractionnée dans les laves alcalines de la Basse Tafna : - diagramme Log – Log (éléments incompatibles) :

(b) La vs Ce (b) La vs Zr

- diagramme Log - Log (éléments compatibles /éléments incompatibles) :

(c) Ni vs Ce (d) Co vs Ce

II - Arguments favorables à l'existence de processus autres que la cristallisation fractionnée :

Les résultats de la géochimie isotopique apportent la preuve d'une légère contribution de la croûte dans la genèse des roches calco-alcalines. Cette contamination n'intéresse que certains éléments comme le Nb et n'a apparemment, aucune incidence sur la pétrogénèse de ces laves. Les laves alcalines sont en revanche, dépourvues de toute contamination.

Par ailleurs, aucune figure de mélange n'a été identifiée aussi bien au niveau de l'étude pétrographique, minéralogique que géochimique.

En définitive, la cristallisation fractionnée semble être le processus majeur d'évolution des laves alcalines et calco-alcalines de l'Oranie.

III - Cristallisation fractionnée : approche quantitative

Il est possible de quantifier ce processus de cristallisation fractionnée en considérant qu'une lave donnée engendre une lave plus différenciée en fractionnant une certaine quantité de ces phénocristaux. Le calcul est répété de proche en proche des andésites aux rhyolites (laves calco-alcalines) et des basaltes aux mugéarites (laves alcalines).

L'outil mathématique souvent utilisé est la méthode des moindres carrés qui permet de modéliser les grands traits de la variation des éléments majeurs et d'estimer la qualité de l'ajustement donc la validité des hypothèses.

La vérification de ces modèles par les données des éléments en trace sera testée au moyen de la loi de Rayleigh.

III - 1 - Eléments majeurs : calcul du bilan de masse

Dans les chapitres précédents, nous avons mis en évidence que toutes les tendances des dispersions chimiques, montrent une augmentation de SiO_2 , Na_2O et K_2O et des éléments en trace incompatibles avec une diminution concomitante des teneurs en MgO , CaO , FeO et des éléments en trace compatibles. Cela indique du point de vue qualitatif, que l'évolution des laves calco-alcalines et alcalines s'est manifestée par la cristallisation fractionnée d'un magma parent.

La connaissance du processus de CF consiste, en premier lieu, en la quantification des proportions de chaque espèce minérale soustraite du liquide magmatique parent.

Nous avons utilisé à cet effet, un programme informatique (A. Acef et A. Bendaoud 1999) basé sur un calcul de type «moindres carrés».

Celui-ci va nous permettre la recherche des meilleurs paramètres applicables aux compositions chimiques des éléments majeurs des laves supposées représenter les liquides parent et fille et celles des phases minérales en présence.

Il faut toutefois, préciser que dans ce type de calculs, les solutions considérés comme valides sont celles qui n'impliquent pas l'addition d'une phase au magma «parent» et pour lesquelles

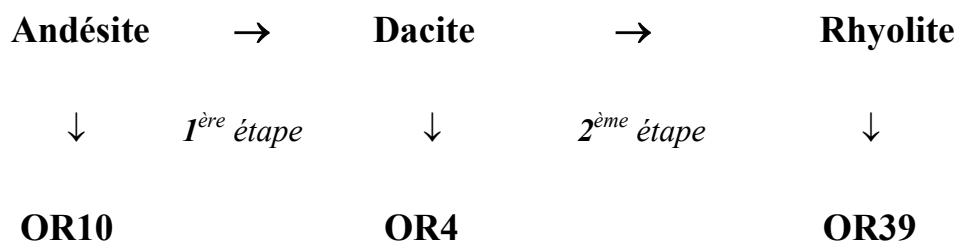
la variation de Σr^2 (Σr^2 représente la somme des carrés des résidus) < 1 (Baker B.H et al., 1977).

En outre, dans ces calculs, le choix de la composition minéralogique constitue une étape essentielle.

En principe, à chaque étape du calcul, nous devrions prendre la composition des minéraux de la roche représentant le liquide initial (roche ‘parent’). Cependant, ces compositions minéralogiques n’ont pas été déterminées pour tous les échantillons.

III – 1 – 1 Résultats

Sur la base des variations des teneurs en éléments incompatibles, la série calco-alcaline du Sahel d’Oran est divisée en deux (2) étapes schématisées ci-après :



La composition des roches totales est considérée comme représentatives des liquides.

Ainsi OR10, terme le plus primitif de cette série calco-alcaline, représentera le liquide initial de la première étape de cristallisation fractionnée et OR4 le liquide initial de la deuxième étape.

La composition des minéraux utilisés dans le calcul sont les moyennes des phénocristaux de la roche initiale. (Voir tableaux en annexes).

Dans ce travail, seuls les résultats aboutissant à une solution valide ont été retenus et sont présentés ci-dessous.

Etape n° 1 :

Le passage de l’andésite OR10 à la dacite OR4 se manifeste par une diminution des teneurs en éléments compatibles Ni, Cr, et Sc, ce qui indique la soustraction de clinopyroxène et des oxydes opaques du liquide initial. En effet, l’appauvrissement brutal en Ni et Cr est dû au fort

coefficient de partage de ces éléments pour ce minéral. Il en est de même pour le Sc qui a généralement une forte affinité pour le clinopyroxène.

Les proportions calculées des minéraux extraits au cours de cette première étape sont de l'ordre :

Hornblende	74.9 %	
Plagioclase	16.38 %	
Clinopyroxène	6.08 %	
Magnétite :	2.64 %	
Taux de cristallisation	F = 46.39 %	$\Sigma R^2 = 0.102$

L'hornblende est de loin, le minéral dominant par rapport au clinopyroxène et aux plagioclases. Ceci correspond parfaitement à la genèse des magmas calco-alcalins où l'amphibole représente une phase importante de fractionnement. (Gill, 1981)

Etape n° 2

A côté de la hornblende, le fractionnement du plagioclase et du feldspath potassique se traduit par une diminution du Sr. Au cours de cette étape la cristallisation est essentiellement contrôlée par la précipitation du plagioclase, phase minérale dominante dans cette association. Les proportions de minéraux extraits par ce modèle sont approximativement de l'ordre :

Hornblende	10.06 %	
Plagioclase	56.06 %	
Feldspath K	33.87 %	
Taux de cristallisation	F = 47 %	$\Sigma R^2 = 0.118$

Dans le cas des laves alcalines, le modèle de cristallisation sera appliqué seulement à la série de la basse Tafna. Dans cette série, la différenciation s'effectue en deux étapes à partir de OR29, terme le plus primitif de la série (DI= 39 et Mg < 0.68)



OR29**1044****116F4**

Comme dans le cas des laves calco-alkalines, les liquides sont représentés par les compositions des roches totales. Le liquide initial (Lo), correspondant à OR29 dans la première étape de cristallisation, sera représenté par la lave 1044 dans la seconde étape.

Pour le calcul du bilan de masse, nous avons utilisé les compositions chimiques moyennes des phénocristaux de la roche initiale.

Etape n° 1:

Cette première étape de la différenciation basalte-hawaïte sera marquée par la présence des phases minérales observées en phénocristaux dans ces laves (clinopyroxène, olivine, plagioclase, magnétite). Le calcul effectué donne un bilan de masse globalement, satisfaisant.

- Olivine	34.72 %	
- Clinopyroxène	32.5 %	
- Plagioclase	28.65 %	
- Magnétite	4.15 %	
Taux de cristallisation	F = 43 %	$\Sigma R^2 = 0.68$

Etape n° 2 :

Le passage hawaïte- mugéarite se caractérise par une diminution des proportions de cpx, olivine et magnétite au profit des plagioclases. Ainsi au cours de cette étape le calcul du bilan de masse donne les résultats suivants :

- Plagioclase	48.83 %	
- Clinopyroxène	26.58 %	
- Olivine	15.53 %	
- Magnétite	9.07 %	
Taux de cristallisation	F = 58 %	$\Sigma R^2 = 0.538$

III – 2 Test sur les terres rares

La modélisation à partir des éléments en traces est utilisée pour confirmer ou infirmer les résultats obtenus par la modélisation des éléments majeurs.

Le modèle choisi est un modèle simple qui suppose un état d'équilibre entre la surface des phases qui cristallisent et le liquide. Cet équilibre est généralement décrit par l'équation de Gast P.W (1968) (décrivant le processus d'accumulation / fractionnement de Rayleigh).

$$C_L / C_O = F^{(D-1)}$$

Pour un élément en trace donné C_O est sa concentration dans le liquide initial, C_L est sa concentration dans le liquide final et D est son coefficient de répartition global entre le liquide et le solide ($D = \sum k x$ où k représente le coefficient de partage et x le pourcentage modale). F est la proportion de liquide résiduel.

L'application de façon significative, de la modélisation des éléments en trace, dépend essentiellement, de la disponibilité et de la validité des coefficients de distribution qui sont propres au système considéré.

Il y a lieu de préciser que les coefficients de partage déterminés par des études expérimentales ou par l'analyse des phénocristaux et de la mésostase séparés, sont l'objet d'un certain nombre d'incertitudes (Albarède F. et Bottinga Y. 1972) qui rendent difficile la sélection de valeurs significatives de k et par conséquent de D .

A ces incertitudes, vient s'ajoute la variation des valeurs des coefficients de distribution avec la température et la composition du liquide. (réf)

Les proportions des minéraux et du liquide résiduel (F) calculées par les modèles des éléments majeurs sont utilisées dans la modélisation des traces.

Les coefficients de partage utilisés proviennent de la littérature (Rollinson), à l'exception des coefficients de partage des pyroxènes des laves calco-alkalines. En effet, la composition chimique en éléments en trace des clinopyroxènes a été effectuée sur des minéraux séparés, ce qui nous a permis d'évaluer les coefficients de partage des pyroxènes.

.Les résultats de ce test sont présentés en figure VI.4 et VI.5.

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
Lo=OR10	43,00	85,00	38,00	6,40	1,45	5,50	4,00	2,20	2,10
Kd	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
Kd Opx	0,030	0,030	0,047	0,082	0,069	0,132	0,212	0,314	0,438
Kd Cpx	0,207	0,310	0,743	1,159	1,007	1,431	1,649	1,409	0,227
Kd Hbl	0,540	0,843	1,340	1,200	1,000	2,017	2,024	1,740	2,000
Kd Pl	0,148	0,082	0,055	0,039	1,126	0,031	0,023	0,020	0,023
Kd TiMagn	2,000	2,000	2,000	1,500	1,000				1,200
D =	0,494	0,716	1,110	1,015	1,021	1,602	1,620	1,392	1,547
F1= 0,350 ; F2 = 0,460 ; F3 = 0,760									

Kd : Valeurs du coefficient de partage in Rollinson (1992)

Lo	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
L1 A	64,07	104,21	35,46	6,34	1,43	3,95	2,85	1,75	1,55
L2 A	59,16	100,37	35,86	6,35	1,43	4,15	3,00	1,82	1,62
L3 A	48,94	91,21	37,02	6,38	1,44	4,81	3,48	2,01	1,86
L1 B	73,14	100,05	35,72	6,34	1,43	4,04	2,91	1,78	1,58
L2 B	63,69	105,94	34,88	6,32	1,43	3,44	2,47	1,62	1,37
L3 B	49,41	91,88	36,87	6,37	1,44	4,66	3,37	1,98	1,81
Chondrites	0,315	0,813	0,597	0,192	0,072	0,259	0,325	0,213	0,208
Roches étudiées	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
OR4	51,50	105,00	38,00	6,00	1,50		2,90		1,42
OR10	136,51	104,55	63,65	33,33	20,08	21,24	12,31	10,33	10,10

Cumulât	mode
XCpx	0,061
XHbl	0,749
XBi	0,000
XPl	0,164
XTiMagn	0,026
Total =	1,000

Résultats du test et application du modèle aux terres rares. Valeurs des chondrites d'après (Sun et MacDonough 1989)

Cristallisation fractionnée à l'équilibre

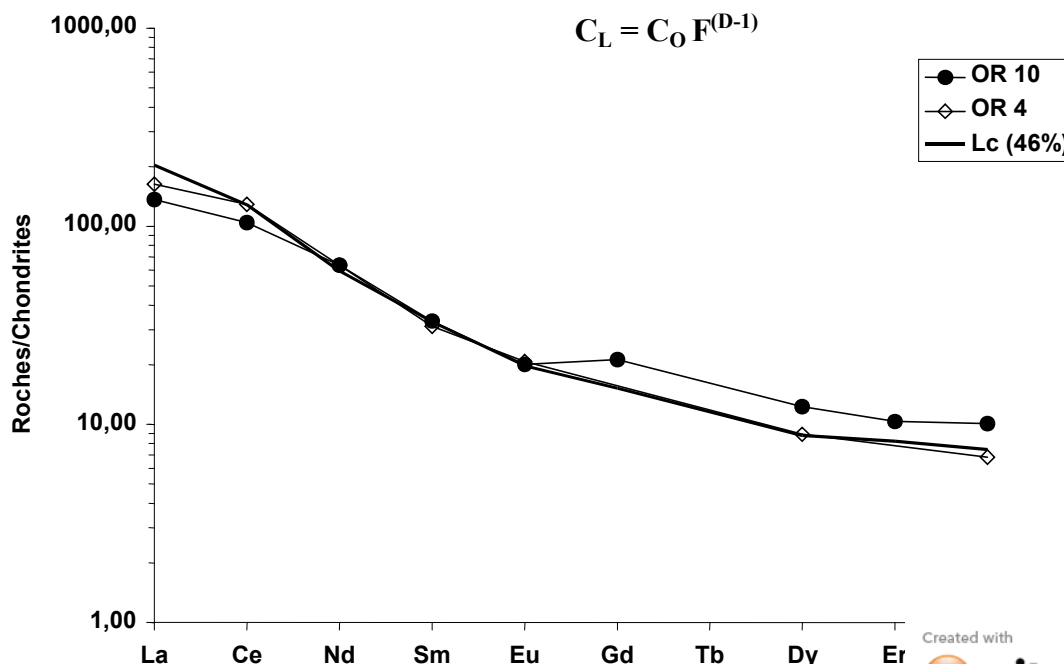


Figure VI-4 : Laves calco-alcalines : tests de cristallisation frac

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
Lo=OR10	43,00	85,00	38,00	6,40	1,45	5,50	4,00	2,20	2,10
Kd									
Kd Opx	0,030	0,030	0,047	0,082	0,069	0,132	0,212	0,314	0,438
Kd Cpx	0,207	0,310	0,743	1,159	1,007	1,431	1,649	1,409	0,227
Kd Hbl	0,540	0,843	1,340	1,200	1,000	2,017	2,024	1,740	2,000
Kd Pl	0,148	0,082	0,055	0,039	1,126	0,031	0,023	0,020	0,023
Kd TiMagn	2,000	2,000	2,000	1,500	1,000				1,200
D =	0,494	0,716	1,110	1,015	1,021	1,602	1,620	1,392	1,547
F1= 0,350 ; F2 = 0,460 ; F3 = 0,760									

Kd : Valeurs du coefficient de partage in Rollinson (1992)

Lo	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
L1 A	64,07	104,21	35,46	6,34	1,43	3,95	2,85	1,75	1,55
L2 A	59,16	100,37	35,86	6,35	1,43	4,15	3,00	1,82	1,62
L3 A	48,94	91,21	37,02	6,38	1,44	4,81	3,48	2,01	1,86
L1 B	73,14	100,05	35,72	6,34	1,43	4,04	2,91	1,78	1,58
L2 B	63,69	105,94	34,88	6,32	1,43	3,44	2,47	1,62	1,37
L3 B	49,41	91,88	36,87	6,37	1,44	4,66	3,37	1,98	1,81
Chondrites	0,315	0,813	0,597	0,192	0,072	0,259	0,325	0,213	0,208
Roches étudiées	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
OR4	51,50	105,00	38,00	6,00	1,50		2,90		1,42
OR10	136,51	104,55	63,65	33,33	20,08	21,24	12,31	10,33	10,10

Cumulât	mode
XCpx	0,061
XHbl	0,749
XBi	0,000
XPl	0,164
XTiMagn	0,026
Total =	1,000

Résultats du test et application du modèle aux terres rares. Valeurs des chondrites d'après (Sun et MacDonough 1989)

Cristallisation fractionnée à l'équilibre

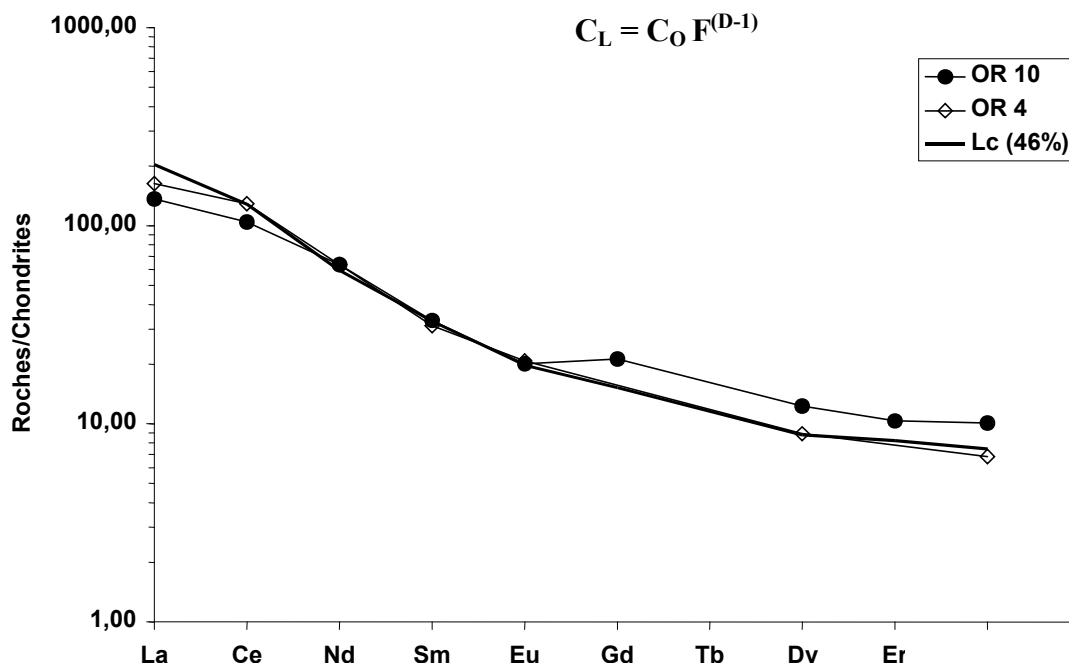


Figure VI-5 : Laves calco-alcalines : tests de cristallisation frac

Le graphe correspondant à la première étape de cristallisation des laves calco-alcalines révèle que le liquide OR10 de nature andésitique aboutit par cristallisation fractionnée, à la dacite OR4. Ainsi le spectre de Terres Rares, établi à partir des teneurs calculées, se superpose pratiquement à celui des terres rares mesurées.

Dans la deuxième étape les valeurs calculées divergent quelque peu, des valeurs mesurées surtout pour. Le Gd. Ce léger décalage observé sur les spectres de terres rares en figure VI.5; serait dû à certains problèmes liés :

- Soit, à la contamination crustale qui affecte ces laves,
- Soit aux phénomènes hydrothermaux importants dans les rhyolites

Les figures VI 6 et VI 7 montrent que les laves alcalines de la Basse Tafna se différencient par cristallisation fractionnée en deux étapes. Dans la première étape les teneurs calculées correspondent globalement aux teneurs observées pour un taux de cristallisation de 30 %.

Le passage Hawaïte (1044) mugéarite (116F4) marquant la deuxième étape de ce processus de cristallisation fractionnée s'effectue avec un taux de 58 %.

Il faut toutefois, noter que ce genre de modélisation est assez sensible aux coefficients de partage utilisés, c'est ce qui explique notamment certaines divergences entre les valeurs calculées et les valeurs observées.

De plus, les modèles de cristallisation fractionnée sont basés sur l'hypothèse que les roches analysées représentent des liquides originels. Or, toutes ces roches sont plus ou moins porphyriques. Même si ces roches ne montrent pas de signe de déséquilibre avec leurs phénocristaux, leur caractère porphyrique peut contribuer à quelques divergences dans les calculs.

Les modèles sont aussi, basés sur l'hypothèse de cristallisation fractionnée en système fermé ou clos.

Des divergences peuvent néanmoins, être dues à divers processus tel qu'un faible degré de contamination, d'assimilation ou des modifications liées à la mobilité de certains éléments tels que Rb, Ba et Sr qui sont à la fois, sensibles à l'altération post éruptive et aux pertes par des phases riches en éléments volatils.

Enfin, les modélisations de ce type ne constituent pas une preuve déterminante d'une cristallisation fractionnée comme étant le seul processus opérationnel, mais indiquent uniquement que ce processus est mathématiquement viable.

	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
Lo=OR29	21,00	67,00	22,00	1,40	3,10	2,00	1,35
Kd							
Kd Olivine	0,007	0,007	0,007	0,007	0,013	0,026	0,049
Kd Cpx	0,040	0,150	0,310	0,510	0,680	1,170	0,620
Kd Pl	0,040	0,120	0,081	0,443	0,063	0,063	0,067
Kd Magn	1,500	1,300	1,000	0,600	1,200	1,500	1,800
D =	0,109	0,159	0,185	0,336	0,319	0,506	0,344
F1= 0,300 ; F2 = 0,450 ; F3 = 0,600							

Lo	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
L1 A	55,76	162,93	51,18	2,62	5,92	3,06	2,50
L2 A	41,16	124,68	39,85	2,21	4,96	2,75	2,11
L3 A	32,62	100,97	32,63	1,91	4,26	2,49	1,83
L1 B	61,36	63,82	24,77	2,06	4,54	2,79	1,99
L2 B	42,76	131,15	42,16	2,38	5,34	2,97	2,28
L3 B	33,10	102,96	33,35	1,97	4,39	2,57	1,89
	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
Chondrites	0,315	0,813	0,597	0,072	0,325	0,213	0,208
Roches étudiées	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
OR29	102,00	178,00	63,00	2,65	5,30	3,00	2,85
1044	62,50	110,00	45,00	2,39	4,70	2,50	2,06

Cumulât	mode
Xolivine	0,317
XCpx	0,340
XPl	0,288
XTiMagn	0,055
Total =	1,000

Résultats du test et application du modèle aux terres rares.
Valeurs des chondrites d'après (Sun et MacDonough 1989)

Cristallisation fractionnée à l'équilibre
 $C^L = C_0 F^{(D-1)}$

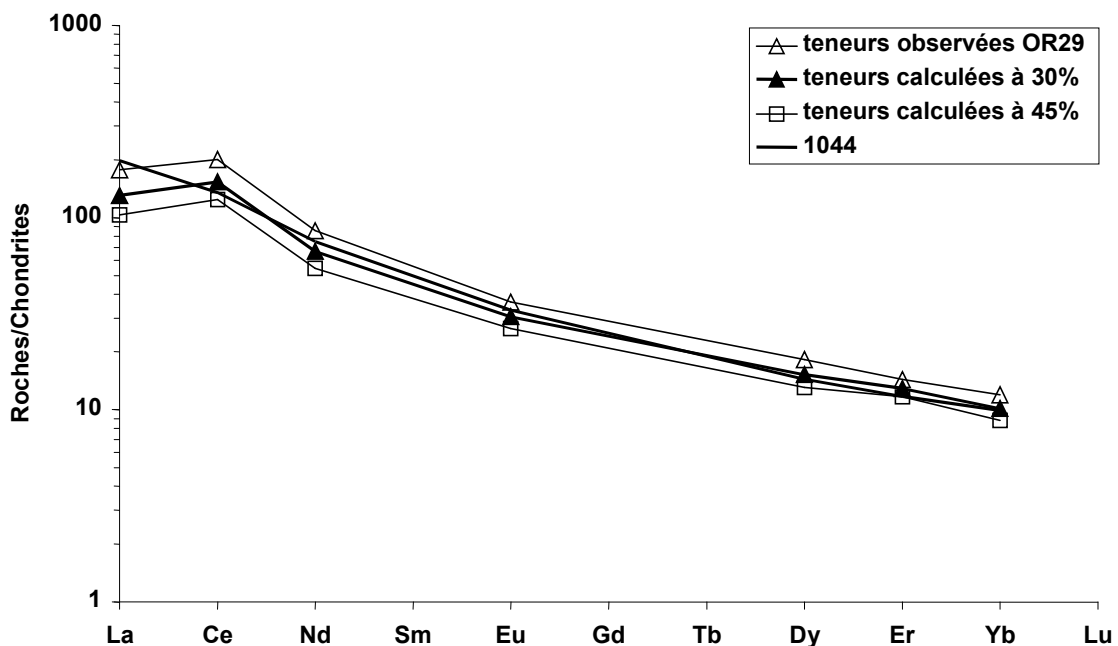


Figure VI-6 : Laves alcalines : tests de cristallisation fractio

	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
Lo=1044	62,50	110,00	45,00	2,39	4,70	2,50	2,06
Kd	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
Kd Olivine	0,007	0,007	0,007	0,007	0,013	0,026	0,049
Kd Cpx	0,040	0,150	0,500	0,800	0,950	1,170	0,620
Kd Pl	0,040	0,120	0,081	0,443	0,063	0,063	0,067
Kd Magn	1,500	1,300	1,000	0,600	1,200	1,500	1,800
D =	0,167	0,217	0,264	0,484	0,394	0,482	0,368
F1 = 0,400 ; F2 = 0,580 ; F3 = 0,700							

Kd : Valeurs du coefficient de partage in Rollinson (1992)

Lo	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
L1 A	124,91	207,36	80,57	3,46	7,38	3,63	3,32
L2 A	96,12	163,85	65,13	3,05	6,30	3,20	2,80
L3 A	83,31	143,75	57,75	2,83	5,74	2,96	2,54
L1 B	134,05	80,47	41,06	2,86	5,44	3,00	2,33
L2 B	98,37	168,47	67,19	3,16	6,54	3,32	2,91
L3 B	84,12	145,42	58,50	2,87	5,83	3,01	2,58
	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
Chondrites	0,315	0,813	0,597	0,072	0,325	0,213	0,208
Roches étudiées	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
1044,000	198	135	75	33	14	12	10
116F4	356	218	106	37	16	14	13

Cumulât	mode
Xolivine	0,155
XCpx	0,266
XPl	0,488
XTiMagn	0,091
Total =	1,000

Résultats du test et application du modèle aux terres rares.
Valeurs des chondrites d'après (Sun et MacDonough 1989)

Cristallisation fractionnée à l'équilibre

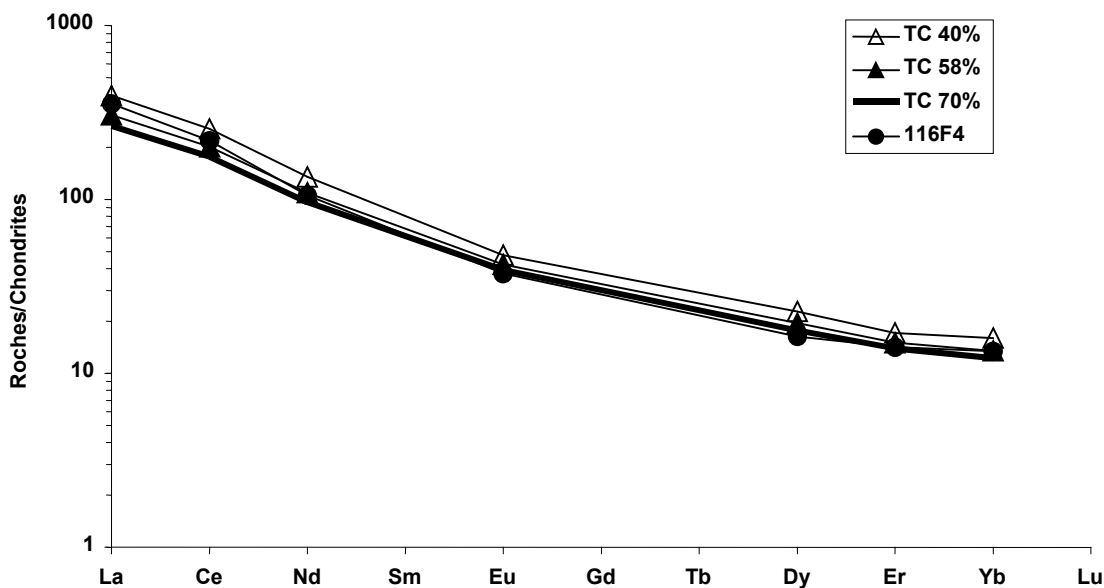


Figure VI-7 : Laves alcalines : tests de cristallisation fractionnée (2^{ème} étape)

IV – Réflexion sur la nature des sources

A partir de l'étude géochimique (variation des éléments en trace) et des caractéristiques isotopiques, la nature des sources impliquées dans la genèse des laves calco-alkalines, alcalines et transitionnelles seraient variées. Trois sources principales seraient à l'origine du volcanisme de L'Oranie. Les compositions de ces sources sont particulièrement bien identifiées dans les diagrammes de la figure n°VI.8.

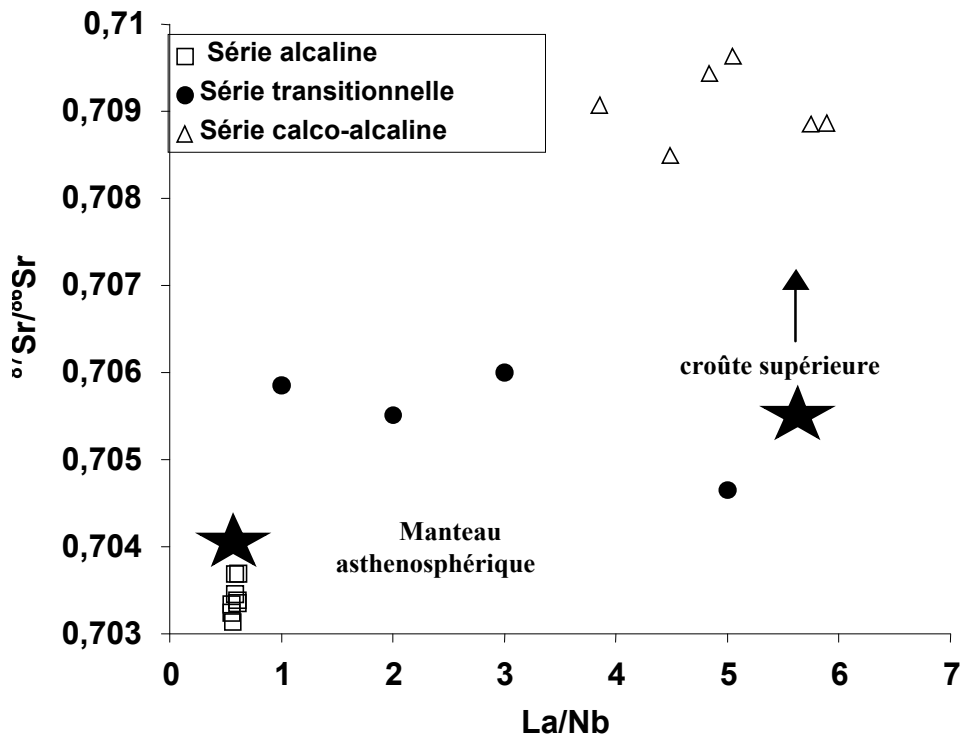


Figure VI.8 : variation du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du rapport La/Nb

Cette figure qui combine les paramètres discriminants tels que le rapport La / Nb et la composition isotopique du Sr ou du Nd illustrent les résultats de ces tests.

Pour tous les calculs, les liquides alcalins de départ ont été choisis comme la moyenne des échantillons OR 29 et OR 31 car ils représentent la composition du liquide primitif (valeur de MgV: 66,8 à 74,5). Les liquides calco-alkalins de départ ont été choisis comme la moyenne des échantillons OR 9 et OR 10 pour les mêmes raisons (nombre de MgV : 66; SiO₂ CaO)

Pour déterminer la teneur des éléments en trace des sources du manteau correspondant à ces deux séries, nous avons estimé un degré de fusion de 5 % pour les magmas alcalins et de 15 % pour les magmas calco-alkalins. Les coefficients de distribution sont estimés à $D_{\text{La}} = D_{\text{Nb}} = 0,05$ et $D_{\text{Nd}} = D_{\text{Sr}} = 0,1$.

Ces valeurs sont des estimations qui prennent en considération l'incompatibilité de ces éléments dans la présentation multi-éléments (Sun et Mc Donough, 1989).

Ainsi, à partir de la loi de Shaw (1970) relative à la fusion à l'équilibre :

$$C_i^L = \frac{C_i^0}{D+F(1-D)} \quad \text{dans laquelle,}$$

C_i^L représente la composition en éléments en trace i du liquide L,

C_i^0 la composition du liquide originel,

D le coefficient de distribution,

F le taux de fusion.

La composition en La, Nb et en Sr, Nd de la source originelle pour les laves calco-alkalines est de

$$C_{La} = 8.18 \quad C_{Nb} = 1.40 \quad \mathbf{La/Nb = 5.84}$$

$$C_{Sr} = 1.37.5 \quad C_{Nd} = 8.81$$

dans les laves alcalines, ces concentrations sont de :

$$C_{La} = 2.78, \quad C_{Nb} = 4.34 \quad \mathbf{La/Nb = 0.64}$$

$$C_{Sr} = 107.3 \quad C_{Nd} = 3.98$$

IV –1 Source des laves calco-alkalines

Les laves calco-alkalines présentent des caractères de roches liées aux zones de subduction et de collision avec des anomalies négatives en Nb, Ti et Zr par rapport aux éléments d'incompatibilité voisine. Ces incompatibilités sont susceptibles de perdurer dans les produits de fusion d'un manteau métasomatisé, bien après la fin de la subduction. La croûte continentale présente ces mêmes anomalies qui apparaissent également, dans ses produits d'anatexie ou bien dans les magmas d'origine mantellique qu'elle contamine.

Dans le Sahel d'Oran et les M'sirda, si l'anomalie en Ti peut résulter du fractionnement d'oxydes ferro-titanés, celles du Nb reflètent en revanche, une caractéristique de la source. Cette source d'affinité «orogénique» évolue au cours du temps par atténuation progressive des anomalies en Ti et Nb. L'apparente régularité de la variation du rapport La / Nb est difficile à concilier avec un processus tel que la contamination crustale.

Cependant, cette dernière est marquée par la signature isotopique des rapports $^{86}\text{Sr} / ^{87}\text{Sr}$ compris entre 0.7084 et 0.7096 et entre 0.5122 et 0.5123 pour les rapports $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$. La corrélation de ces rapports a permis d'identifier la nature des laves calco-alcalines. Ainsi, bien que légèrement contaminées par la croûte, ces laves semblent dériver de la fusion du manteau lithosphérique modifié par la subduction.

IV – 2 Source des laves alcalines

Les basaltes alcalins sont en général, caractérisés par des enrichissements réguliers et proportionnels au degré d'incompatibilité des éléments hygromagmaphiles. Ces particularités sont attribuées à de faibles taux de fusion de manteau enrichi. Les basaltes alcalins sont ainsi caractérisés par des anomalies positives en Nb, similaires à celles des basaltes d'îles océaniques (OIB) de type HIMU avec des valeurs du rapport $\text{La} / \text{Nb} < 1$.

Cette caractéristique géochimique est également confortée par des rapports isotopiques (0.7031 et 0.7034) caractéristiques des basaltes de type OIB, et attribuables à l'influence d'un panache asthénosphérique.

Ainsi, les laves alcalines seraient liées à la fusion d'un manteau asthénosphérique enrichi similaire à la source principale du volcanisme alcalin de la Méditerranée occidentale et d'Europe centrale.

IV – 3 Source des laves transitionnelles

Comme nous l'avons souligné dans le chapitre géochimie, les caractéristiques intermédiaires des laves transitionnelles s'expliqueraient :

- soit par un mélange de liquide.
- soit par une contamination par la composante lithosphérique.
- soit par la fusion d'un manteau lithosphérique "orogénique" modifié par l'infiltration de liquide asthénosphérique.
- soit, par la fusion du manteau à la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère

Le mélange des liquides :

L'hypothèse selon laquelle ces laves transitionnelles résulteraient d'un processus de mélange magmatique semblerait la plus plausible. Le rôle majeur de ce processus dans la genèse de nombreuses laves intermédiaires contribue à une confirmation de cette hypothèse.

Un tel mécanisme serait marqué par des caractéristiques minéralogiques et géochimiques particulières. Or, l'étude minéralogique n'a révélé aucun signe de mélange qui se traduirait notamment par des figures de déséquilibre entre le cristal et le liquide. De plus, ces laves transitionnelles sont chimiquement homogènes et l'intervalle de variation du rapport La/Nb est restreint par rapport à celui des laves calco-alcalines.

Par ailleurs, la composition en éléments en trace et isotopique n'est pas conforme à la théorie de l'hybridation d'un magma calco-alcalin et alcalin pour produire des laves transitionnelles.

Contamination par la composante lithosphérique:

Dans ce cas, comment expliquer l'enrichissement des laves alcalines en LREE et en Nb par rapport au manteau ? En effet, une quantité importante de composants lithosphériques serait nécessaire pour modifier la composition du liquide asthénosphérique par interaction.

Fusion d'un manteau lithosphérique "orogénique" modifié par l'infiltration de liquides alcalins asthénosphériques :

Dans ce scénario, le manteau lithosphérique à caractère orogénique, disparaît progressivement par addition et stockage de magma asthénosphérique.

Cette modification va produire par fusion, un liquide qui pourrait alors correspondre aux laves transitionnelles. Une telle explication serait à la limite, valable pour les échantillons dont la composante alcaline serait de 15 à 35 %.

Cependant, la majorité des roches étudiées présentent des rapports isotopiques trop bas malgré les effets de la contamination crustale (qui ne peut qu'augmenter les rapports isotopiques). Par ailleurs, l'émission de laves transitionnelles suit de près celle des laves calco-alcalines, tandis que les laves alcalines sont beaucoup plus jeunes. Dans ce cadre temporel, la transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme transitionnel s'effectue selon la succession des événements suivants :

Un premier épisode de fusion du manteau lithosphérique suivi d'un enrichissement tardif par les liquides asthénosphériques, puis un second épisode, marqué par la fusion de ce manteau lithosphérique. Cependant, une telle hypothèse, suppose que la mise en place des laves alcalines est antérieure à celles des laves transitionnelles, et n'explique pas pour autant, l'espace de temps séparant ces deux émissions.

Fusion du manteau à la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère.

La Figure VI.9 montre que les données analytiques sont compatibles avec cette hypothèse, avec toutefois, des incertitudes concernant les taux de mélanges donnés, les valeurs D et les modalités des processus de mélange.

Ce calcul modélise l'évolution des caractéristiques chimiques du manteau qui enveloppe les réservoirs du manteau lithosphérique et asthénosphérique. Il est en adéquation avec les caractéristiques isotopiques des laves transitionnelles et suggère par la même, une contribution de 10 à 35 % du réservoir asthénosphérique.

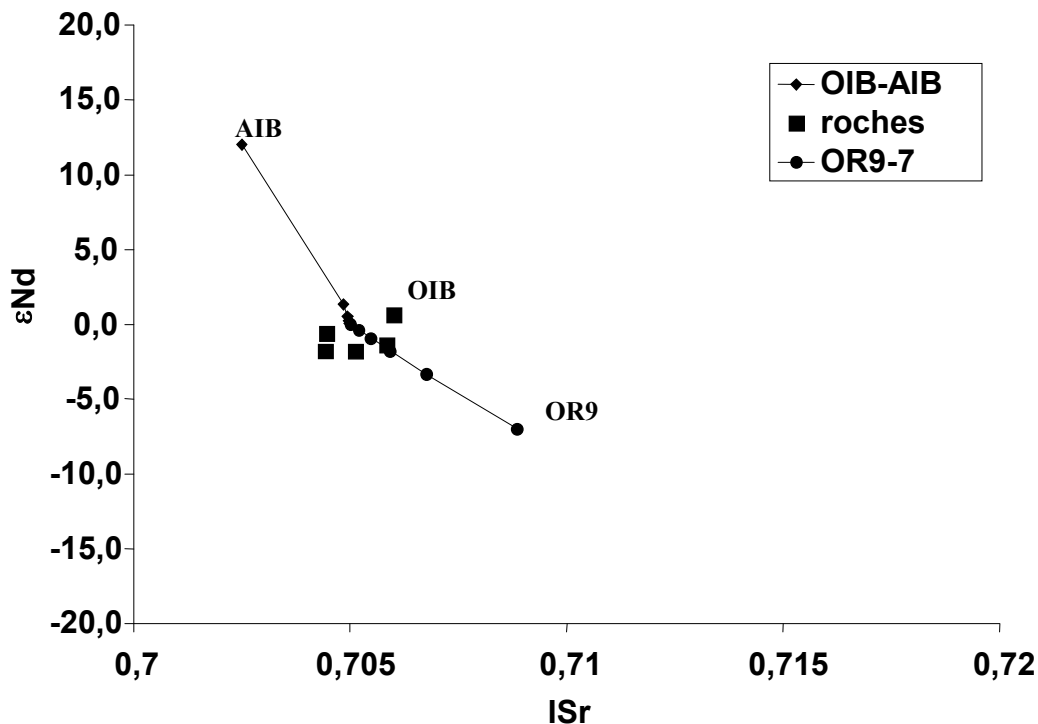


Figure VI.9 : variation de ϵNd en fonction de ISr des laves transitionnelles. La courbe visualise les résultats du modèle calculé du mélange OIB-OR9.

Le cadre temporel du magmatisme est cohérent avec ce scénario, en admettant que le manteau lithosphérique entraînant une composante liée à la subduction est le réservoir le moins réfractaire. Dans le contexte d'une pulsion thermique, ce réservoir est le premier à fondre, et la zone de fusion peut rapidement s'étendre à la zone transition entre la lithosphère et l'asthénosphère.

La fusion du réservoir asthénosphérique proprement dite, exige des conditions de températures élevées qui pourraient produire plus tard les laves alcalines. Ce scénario

implique le développement d'une anomalie thermique à la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère. L'occurrence de cette anomalie est limitée à une zone étroite et allongée le long de la marge méditerranéenne de l'Afrique du nord. Dans la partie géodynamique nous montrerons que ce type d'anomalie thermique et l'émission de magma est produit par le détachement et le glissement d'un fragment lithosphérique.

Les caractéristiques géochimiques (traces et isotope) des laves transitionnelles sont intermédiaires entre les séries calco-alkaline et alcaline. Dans ces laves les anomalies négatives en Nb et Ti sont moins prononcées et les rapports $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ et $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ compris respectivement entre.

Les résultats combinés des rapports La / Nb compris entre 1 et 2 et des rapports isotopiques de ces laves transitionnelles suggèrent une origine mantellique à la limite asthénosphère lithosphère.

V - Sites géotectoniques

De nombreux diagrammes binaires et triangulaires permettent de définir le contexte géotectonique de mise en place des laves et de caractériser la nature de la série magmatique. Nous avons sélectionné pour cette étude les diagrammes discriminants faisant intervenir des éléments en trace très peu mobiles.

Le diagramme triangulaire de Cabanis et Lecolle (1989) se base sur les concentrations des éléments incompatibles HFSE La, Nb, et Y exprimées en ppm.

Dans ce diagramme (figure VI.10) les points correspondant aux laves calco-alkalines se situent dans le site 1, les laves transitionnelles dans le domaine 2 et les laves alcalines dans le 3. Cette disposition est en relation avec les valeurs du rapport discriminant La/Nb.

Cette valeur est comprise entre dans les laves calco-alkalines (Sahel d'Oran et M'sirda), et elle est inférieure à 1 pour les alcalines.

Ce diagramme présente l'avantage de faire apparaître un domaine caractérisé par des rapports La/Nb intermédiaires (entre 1 et 2) correspondant dans notre étude aux laves transitionnelles de la MoyenneTafna.

Il apparaît ainsi que les laves du Sahel d'Oran et de M'sirda se placent dans le domaine orogénique tandis que celles de celles de la Moyenne Tafna, de la Basse Tafna, D'Aïn Témouchent et Souahlia se situent dans le domaine post-orogénique.

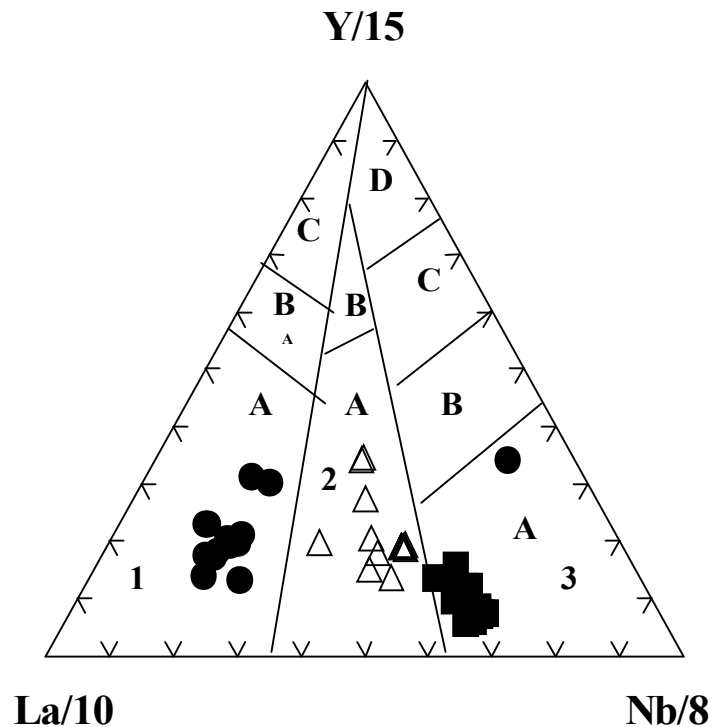


Figure VI.10 : position des laves étudiées dans le diagramme discriminant (La/10, Y/15, Nb/8) de Cabanis et Lecolle (1989).

- Champ 1 : Basaltes d'arc. { A: Basaltes calcoalcalins
C: Tholéïtes d'arc
- Champ 2 : Basaltes continentaux. { A: Basaltes continentaux
B: Basaltes de bassin arrière Arc
- Champ 3 : Basaltes océaniques. { A : Basaltes alcalins de rift
B - C: MORB enrichis
D: MORB appauvris

Dans le diagramme (Nb/Zr)_N vs Zr, Thieblemont et Tegye (1994) ont montré que le magmatisme différencié calco-alcalin n'est pas limité aux zones de subduction (figure VI.11), il est largement représenté en contexte post collisionnel (collision continent-continent ou arc-continent). Ces auteurs distinguent 4 champs :

Alors que les laves alcalines occupent le domaine A et les laves transitionnelles le champ B, les laves calco-alcaline sont à cheval sur les champs A et B.

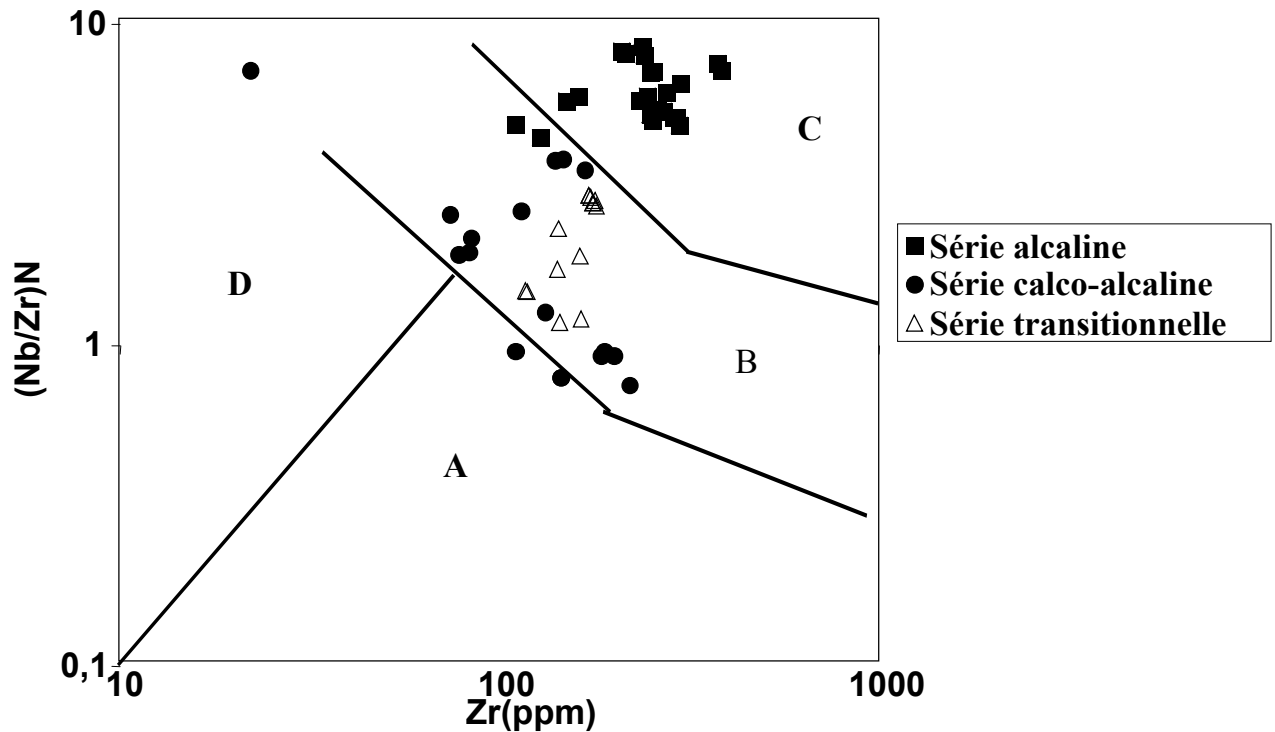


Figure VI.11 : position des laves étudiées dans le diagramme de Thieblemont et Tegye (1994).
 $Zr = f[(Nb/Zr)_N]$

- A- magmatisme des zones de subduction
- B- champ du magmatisme de collision
- C- champ du magmatisme intraplaque alcalin
- D- champ des leucogranites hyper alumineux

Il faut néanmoins préciser que ces résultats sur les sites géotectoniques de mise en place des laves ne doivent pas être considérés sans esprit critique. Car, bien que la chimie des magmas contrôle le site géotectonique, ces diagrammes de discrimination ne sont pas toujours fiables. En effet, l'interprétation de ces diagrammes est soumise à l'intervention de plusieurs éléments tels que :

- L'interaction entre le magma et une phase fluide qui peut avoir lieu dans de nombreux sites géotectoniques différents, ce qui a pour conséquence de donner des signatures en éléments en trace similaires pour des environnements géotectoniques différents (Arculus, 1987).
- La mobilité des éléments qui peut intervenir au cours des processus de fractionnement cristal-liquide. Les concentrations en éléments en trace dans les roches magmatiques ne sont pas seulement fonction

tectonique mais également des concentrations mantelliques initiales, du taux de fusion, des processus de cristallisation fractionnée et des effets de la contamination crustale.

La coexistence dans le temps et dans l'espace de volcanisme varié exprimé durant une période relativement courte fait de l'Algérie Nord occidentale un ensemble exceptionnel.

Il s'agit dans ce chapitre, de chercher un modèle géodynamique qui rende compte des spécificités pétrochimiques d'un magmatisme qui évolue depuis des laves à caractère « orogénique » d'âge miocène à des laves alcalines plio-quadernaires.

Pour répondre à cette problématique nous adopterons le plan suivant :

I - Volcanisme "orogénique" et zones de subduction

II - le magmatisme de la marge maghrébine

III - Evolution spatio-temporelle du volcanisme de l'Oranie

I – Volcanisme "orogénique" et zones de subduction

On associe généralement le terme de magma orogénique, terme couramment utilisé dans la littérature (Gill 1981), à la localisation de ces magmas dans des zones de convergence de plaques, c'est à dire des zones orogéniques. Ce terme définit ainsi, des caractéristiques magmatiques par une situation géodynamique particulière. Actuellement la position des séries magmatiques par rapport aux frontières de plaques est évidemment connue et ceci ne pose guère de problème.

Cette pratique s'avère délicate dans les séries anciennes, où l'un des buts principal de l'étude géochimique des séries magmatiques est de reconstituer leur environnement géodynamique.

A côté de nombreux exemples (Andes, Indonésie, Philippines) où un contexte de subduction active s'exprime au plan magmatique par la production de magmas orogéniques, on trouve des roches orogéniques non liées apparemment à une zone de subduction.

Dans de nombreux exemples, l'existence d'une subduction active demeure controversée. Ainsi en Turquie, l'Anatolie est une zone tectonique privilégiée par sa position structurale à l'intersection de trois plaques continentales (Afrique, Eurasie et Arabie) limitées par des accidents lithosphériques.

Le volcanisme de cette région, d'âge compris entre l'Oligocène et le Quaternaire, présente plusieurs types de laves qui sont des plus anciennes aux plus récentes : des laves à affinité tholéïtique, des laves calco-alcalines et des laves alcalines (Aydar 1992). L'auteur suggère

que l'histoire magmatique de ce volcanisme est en relation avec la contribution croissante de la lithosphère subcontinentale alors que corrélativement celle de la subduction diminue.

Au Maroc, le volcanisme miocène du Rif oriental, comportant des séries calco-alcalines, calco-alcalines potassiques et shoshonitiques, est un volcanisme orogénique typique et serait lié à la collision entre trois plaques (la micro-plaque d'Alboran, la plaque africaine et la plaque européenne. (El Bakkali, 1995). Cet auteur propose deux hypothèses pour expliquer le contexte géodynamique de ce volcanisme : dans la première hypothèse, il fait état d'une ancienne subduction anté-miocène de courte vie qui aurait avorté suite à la collision entre les plaques africaine et européenne et à l'interposition du bloc d'Alboran au moment de la collision. Dans la seconde hypothèse, il suppose l'existence d'une subduction localisée beaucoup plus loin vers l'Est . Ces deux hypothèses sont compatibles avec les anomalies thermiques et le déplacement de la microplaque d'Alboran.

Si dans la majorité des secteurs où il y a une zone de subduction, il y a une manifestation d'un volcanisme calco-alcalin, la présence de ce dernier dans des zones à histoire tectonique complexe, comme celle de la Méditerranée occidentale et les secteurs que nous avons cités auparavant, peut être aussi l'implication d'une ancienne zone de subduction. Cette subduction aurait avorté ou aurait été déplacée suite à des événements tectoniques multiples et complexes. Celle ci n'aurait laissé que des traces héritées sous forme de lambeaux qui auraient contribué à la modification la composition de la lithosphère.

Le problème de la persistance du magmatisme lié à une subduction après cessation de celle-ci est beaucoup moins clair, en grande partie à cause de la difficulté de dater de façon précise la fin d'un tel processus et également en raison de la possibilité de persistance au sein du manteau de lambeaux de croûte, bien après la fin de la subduction (Maury 1984). Pour ce même auteur, il semble que le volcanisme orogénique puisse continuer de s'exprimer plusieurs millions d'années après l'apparition d'un nouveau régime tectonique.

II – Evolution géodynamique de la marge maghrébine et origine des magmas

Au Maghreb la possibilité d'une subduction contemporaine d'un magmatisme néogène semble a priori, peu probable si l'on tient compte des arguments suivants :

la disposition discontinue des manifestations magmatiques ;

le volume restreint des matériaux émis ;

L'enrichissement en potassium au cours du temps ;

La relative jeunesse du magmatisme à l'Ouest par rapport à celui de l'Est ;

Ainsi il semble raisonnable d'envisager un autre modèle pour expliquer toutes les particularités du magmatisme néogène de la marge Maghrébine.

L'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale du Paléogène au Néogène apporte l'explication de l'origine « orogénique » du manteau à partir duquel dériveraient les laves calco-alcalines. En fait cette évolution est caractérisée par la convergence presque NS entre l'Afrique et l'Europe ; c'est ce qui a conduit de nombreux auteurs à considérer qu'un domaine océanique séparant les continents africain et européen a subducté sous la marge européenne (Biju-Duval et al., 1978 ; Maillard et Mauffret, 1993 ; Gueguen et al., 1998). L'existence durant l'Oligo-Miocène d'un lambeau océanique subducté de direction NW est confortée par l'activité volcanique calco-alcaline pendant la période Oligocène Miocène moyen dans la partie méridionale de la marge européenne : sud de la France, secteur de l'Esterelle (Féraud et al., 1995), Sardaigne (Bellon, 1976; Coulon, 1977; Beccaluva et al., 1989), les îles Baléares et la fosse Valencienne (Marti et al., 1992).

Une autre preuve de l'existence d'une subduction Oligo-Miocène dans la méditerranée occidentale est confirmée par les données géophysiques (De Jonge et al., 1994) et par des études tomographiques (Spakman et al., 1995 ; Carminati et al., 1998).

Ainsi sous la marge nord africaine, le manteau aurait enregistré une longue période de métasomatisme tout au long de cette subduction, avant la collision continentale (qui commence dans les Alpes et dans la chaîne bétique) et avant la mise en place des laves calco-alcalines en Algérie (16-15 Ma). Ce magmatisme et celui plus jeune du Maroc (12-7 Ma) et de la Tunisie (14-7 Ma) se sont tous manifestés après la fin de la subduction océanique sous la plaque européenne. Cependant, comme il a été précisé précédemment, ce manteau supérieur contaminé par les fluides métasomatiques liés à la subduction était probablement encore capable de générer des liquides calco-alcalins. Un tel phénomène a été observé dans diverses provinces volcaniques post-collisionnelles comme au Tibet (Coulon, 1986) ou en Anatolie (Pearce et al., 1990).

A partir de données géologiques et géochimiques et sur la base de la structure actuelle du manteau supérieur (tel qu'établi par les études tomographiques), Carminati et al 1998 proposent 4 phases successives d'un processus de rupture de lithosphère plongeante (détachement et rupture de la lithosphère océanique subduite d'une lithosphère continentale durant la collision continentale) dans la région alpine de la Méditerranée occidentale : sous les Alpes (début oligocène), sous la chaîne Bétique (Aquitaniens), sous l'Afrique du nord (Langhien), et sous les Apennins (fin Miocène-Pliocène). L'un de ces événements aurait donc eu lieu sous l'Afrique du nord au Langhien entre 16 et 15 Ma. (Figure 7-11)

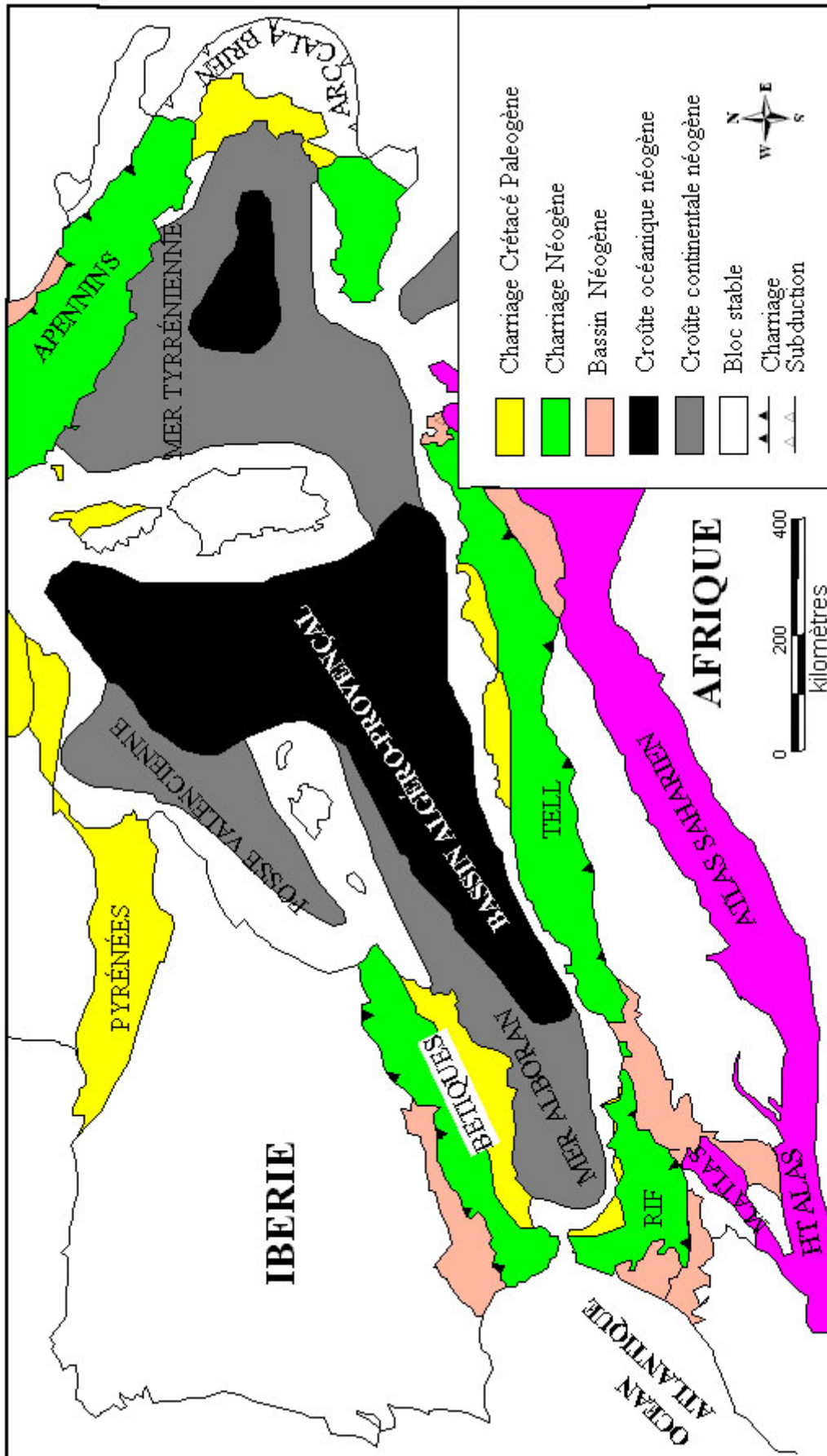


Figure VII-1 : Esquisse géodynamique de la Méditerranée centrale et occidentale (D'après Carminati et al., 1998)

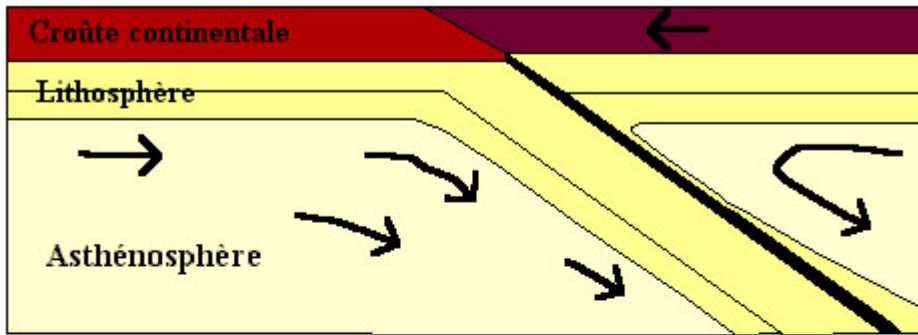
En accord avec les travaux de Davis et Blanckenburg (1995), l'exhumation de roches crustales profondes, issue du soulèvement et d'extension, est l'une des caractéristiques géologiques majeures d'un processus de délamination lithosphérique. Un tel mécanisme est observé en Afrique du nord qui a effectivement, connu une phase importante de tectonique extensive entre 16 et 15 Ma (Aïte et Gélard, 1997). L'exhumation de roches métamorphiques de hautes pressions dans l'Edough en Algérie peut être considérée comme une manifestation résultant de ce phénomène (Monié et al., 1992).

Le processus de délamination lithosphérique est également évoqué pour expliquer les minéralisations d'origine hydrothermale que l'on observe dans différentes régions du bassin de la Méditerranée occidentale, (la marge nord africaine et le système bétique – Alboran) (Marignac, 1985). Ces minéralisations seraient liées à une période d'extension faisant suite à la collision et reflétant une augmentation du flux de chaleur et de fluide, en réponse au processus de détachement lithosphérique (De Booder et al.1998).

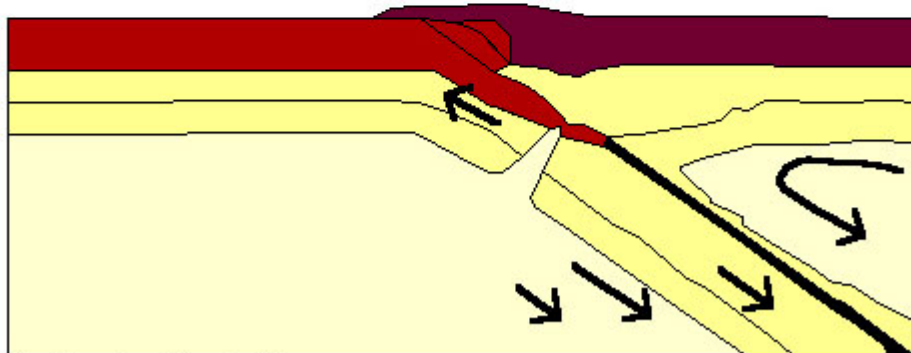
La similitude entre l'âge présumé Langhien de cette déchirure lithosphérique en Afrique du Nord et celui de l'activité plutonique et volcanique (entre 16 et 15 Ma en Algérie) suggère une relation génétique étroite entre ces deux phénomènes.

La rupture lithosphérique entraînerait la montée de l'asthénosphère à travers la déchirure et l'apport de chaleur provoquerait la fusion partielle du manteau lithosphérique sus-jacent métasomatisé lors d'une subduction antérieure (Davies et Von Blancken burg, 1995 ; Zeck, 1996).

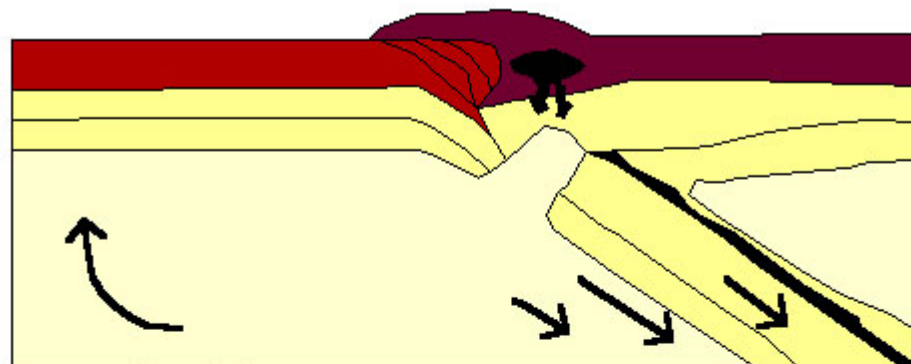
Dans le modèle de la délamination lithosphérique (figure VII.2), puisque l'anomalie thermique due à l'ascension asthénosphérique succède à la déchirure lithosphérique, le magmatisme résultant sera émis sous forme d'une bande étroite et allongée. Cette caractéristique est en accord avec la distribution du magmatisme néogène de l'Afrique du nord, qui forme une ceinture de 1200 Km de long et 50 Km de large, parallèle à la côte méditerranéenne.



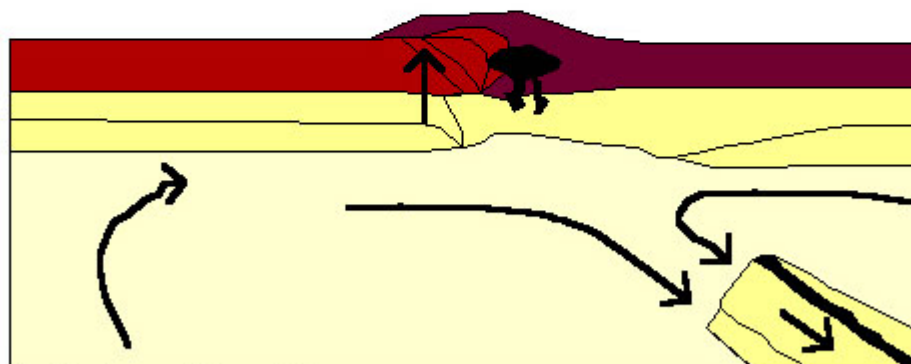
1- Stade de collision continentale



2- distension lithosphérique



3- rupture lithosphérique



4- détachement lithosphérique

Figure VII-2 : Schéma du processus de détachement lithosphérique (JH Davies et FV Blaanckenburg, 1995)

La décroissance de l'âge du magmatisme calco-alcalin depuis l'Algérie orientale (16-15 Ma) vers la région oranaise et le Maroc (12-7 Ma) et la Tunisie (14-7 Ma) mérite d'être soulignée. Cette caractéristique suggère ainsi que la rupture lithosphérique a débuté en Algérie orientale et centrale puis s'est ensuite propagée latéralement vers l'est et l'ouest. Cette hypothèse est par ailleurs confortée par le modèle tectonique du « poinçon maghrébin » proposé par Piquet (1998) : (figure VII.3).

D'après cet auteur l'Algérie orientale s'est comportée comme un poinçon durant la compression frontale Nord –Sud. Les deux « ailes », occidentale (Oranie, Maroc) et orientale (Tunisie) de ce poinçon sont supposées coulisser le long de failles transcurrentes respectivement NE-SW et NW-SE. Ces structures tectoniques semblent ainsi avoir contrôler la distribution des basaltes alcalins pliocène, qui ne sont représentés qu'aux deux extrémités de la marge nord africaine (Oranie – Maroc et Tunisie). Les données de la tomographie (Carminati et al., 1998) ont montré, au niveau de ces deux régions, des vitesses sismiques négatives, qui sont marquées par une anomalie thermique dans l'asthénosphère.

Il apparaît ainsi que quelques caractéristiques géologiques majeurs récentes de la marge nord africaine, tel que l'âge du début du volcanisme néogène, sa nature et son évolution à travers le temps, et le changement de régime tectonique, sont conformes à un processus de délamination lithosphérique.

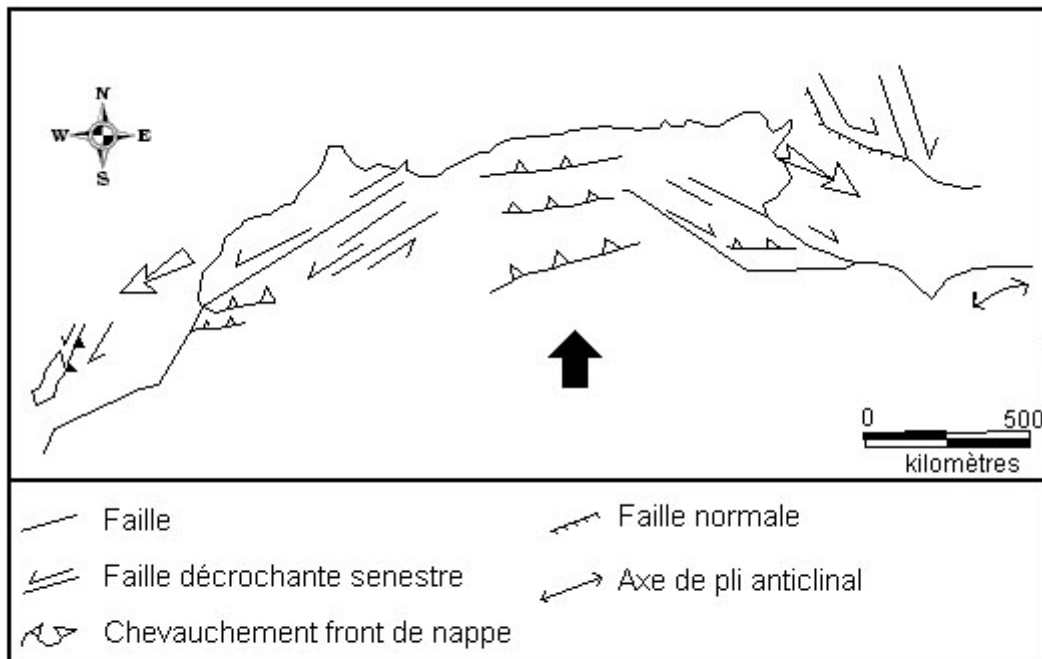
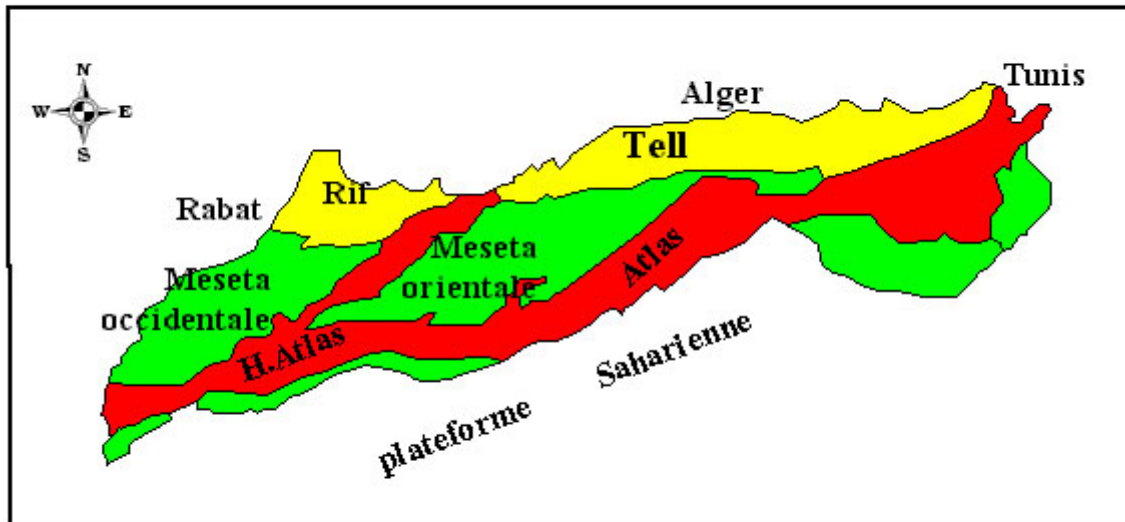


Figure VII-3 : Le poinçon maghrébin (Fiquet et al., 1998)

III – Evolution spatio-temporelle du volcanisme de l'Oranie

Evolution chronologique

L'essentiel de la chronologie du volcanisme oranais est détaillé dans le chapitre , nous reprendrons ici quelques points. D'après les données radiométriques, l'ordre chronologique est le suivant :

- le volcanisme calco-alcalin du Sahel d'Oran (andésites, dacites et rhyolites) et de M'sirda (andésites) est d'âge Serravalien-Tortonien (entre 11.70 Ma et 7.15 Ma).
- Le volcanisme transitionnel de la Moyenne Tafna (basaltes et dacites) et de M'sirda est d'âge Tortonien Messinien (entre 10 et 7 Ma).

Le volcanisme alcalin représenté par des basaltes dans la Moyenne Tafna, La Basse Tafna, Souahlia et Aïn Témouchent est d'âge Plio-quadernaire.

En conclusion, si les premières manifestations volcaniques de nature calco-alcaline semble poursuivre l'activité préexistante dans le reste de l'Algérie, le volcanisme transitionnel et alcalin sont spécifiques de L'Oranie et ne se manifestent pas dans d'autres secteurs d'Algérie. Néanmoins le volcanisme initialement calco-alcalin, évolue vers le domaine alcalin en passant par un volcanisme transitionnel, ce dernier étant dans un premier temps contemporain du volcanisme calco-alcalin.

Au droit de l'Oranie, les nombreuses reconstitutions régionales de la cinématique des plaques ne donnent, comme écart entre la plaque africaine et la plaque ibérique, que des distances assez modestes, de l'ordre de la dizaine de kilomètres (Coutelle et Duée, 1984 et Coutelle 1987). L'essentiel du mouvement se réduit à un grand coulissement. Le stade de l'ouverture, pour l'océan alpin n'étant atteint que plus à l'Est (par rapport à la position actuelle de l'Afrique) à une distance généralement comptée en centaines de kilomètres. Il est donc très difficile de localiser un espace océanique suffisant pour former, pendant la période alpine, une plaque plongeante responsable de la contamination du manteau africain. La mise en place des laves calco-alcalines du Sahel d'Oran est postérieure au glissement des nappes langhiennes sur lesquelles elles se sont épanchées. Comme aucun charriage Tortonien ne semble les avoir affectées, elles peuvent être considérées comme autochtones. Il en est de même pour le volcanisme de M'sirda et de la Moyenne Tafna dont la situation est plus simple, puisqu'il est lui hors nappes. En effet le contact chevauchant frontal se perd en mer à l'ouest de Beni-Saf et

ne redevient observable qu'au delà de l'embouchure de la Moulouya au Maroc, puisqu'il n'est pas impliqué par la tectonique gravitaire.

Le volcanisme Mio-plio Quaternaire de l'Oranie montre un changement important dans le temps de la nature des sources impliquées dans la genèse des magmas. D'après les études synthétiques de Belanteur et al., 1995 ; Louni et al., 1995 et Maury et al., 2000 ; ce magmatisme paraît dériver de deux sources : L'une localisée dans un manteau à signature orogénique, l'autre, source principale des basaltes alcalins, dans un manteau asthénosphérique de type OIB. Le passage d'une source lithosphérique à asthénosphérique semble s'effectuer progressivement au cours du temps, reflétant ainsi, un changement de régime géodynamique lié à la propagation de la déchirure lithosphérique qui affecte toute la marge Nord Africaine. L'existence de laves à caractère transitionnel entre ces deux types magmatiques calco-alcalin et alcalin a été signalé aux extrémités Est et Ouest de la chaîne tellienne, à Nefza en Tunisie (Helloul, 1989), dans le Guilliz au Maroc (El Azzouzi, 1999) et en Oranie. Cette période de transition se situe dans l'ensemble entre 10 et 7 Ma.

L'hétérogénéité des sources entre 12 et 1 Ma est parfaitement représentée dans le diagramme La/Nb en fonction de l'âge et semble s'effectuer en trois phases (figure VII.4)

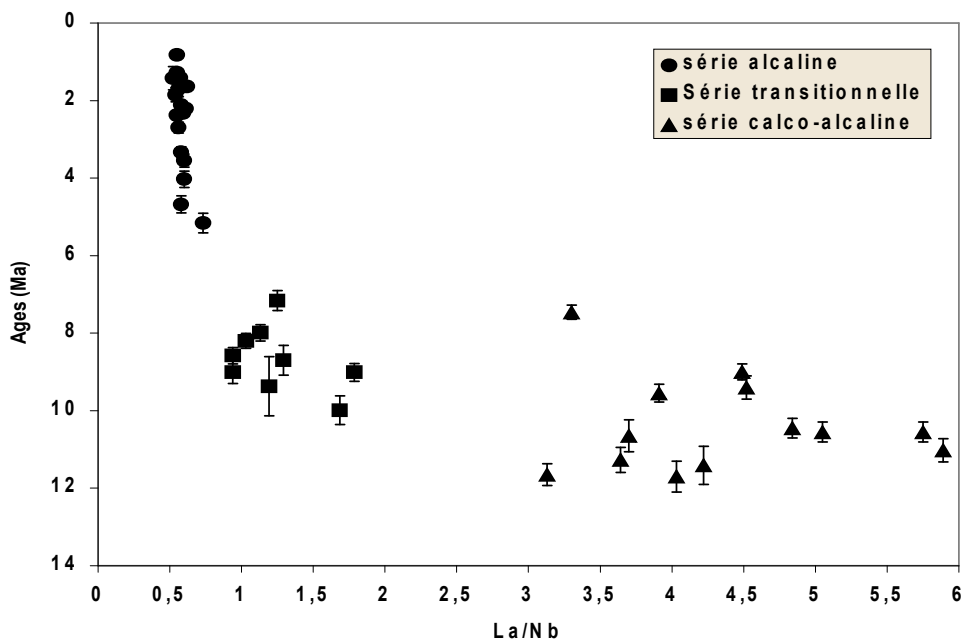


Figure VII.4 : Variations du rapport La/Nb en fonction des âges et leurs incertitudes exprimés en Ma

1^{ère} phase : 12 à 10 Ma (figure VII.5-A)

Faisant suite à la collision continentale la rupture lithosphérique débute en Algérie orientale entre 16 et 15 Ma. Le volcanisme et le plutonisme calco-alcalin mis en place à cette période semble parfaitement lié génétiquement à cet événement. Cette délamination lithosphérique migre latéralement et n'atteint l'Oranie que 3 Ma plus tard, comme l'atteste l'émission de laves calco-alcalines dans cette région.

La rupture de la plaque plongeante entraîne l'Ascension de l'asthénosphère dont le flux de chaleur est transmis à la base de la lithosphère. Celle-ci serait métasomatisée durant une longue période de subduction océanique lors de la convergence des deux plaques africaine et européenne. Ce réservoir mantellique peut être assimilé à un panache d'extension régional, dans la partie orientale de l'océan atlantique, son existence est confirmée par la tomographie sismique.

Ainsi, cette première étape est marquée par l'intervention de deux sources : un manteau lithosphérique modifié par une subduction antérieure et une croûte continentale contaminant ce manteau.

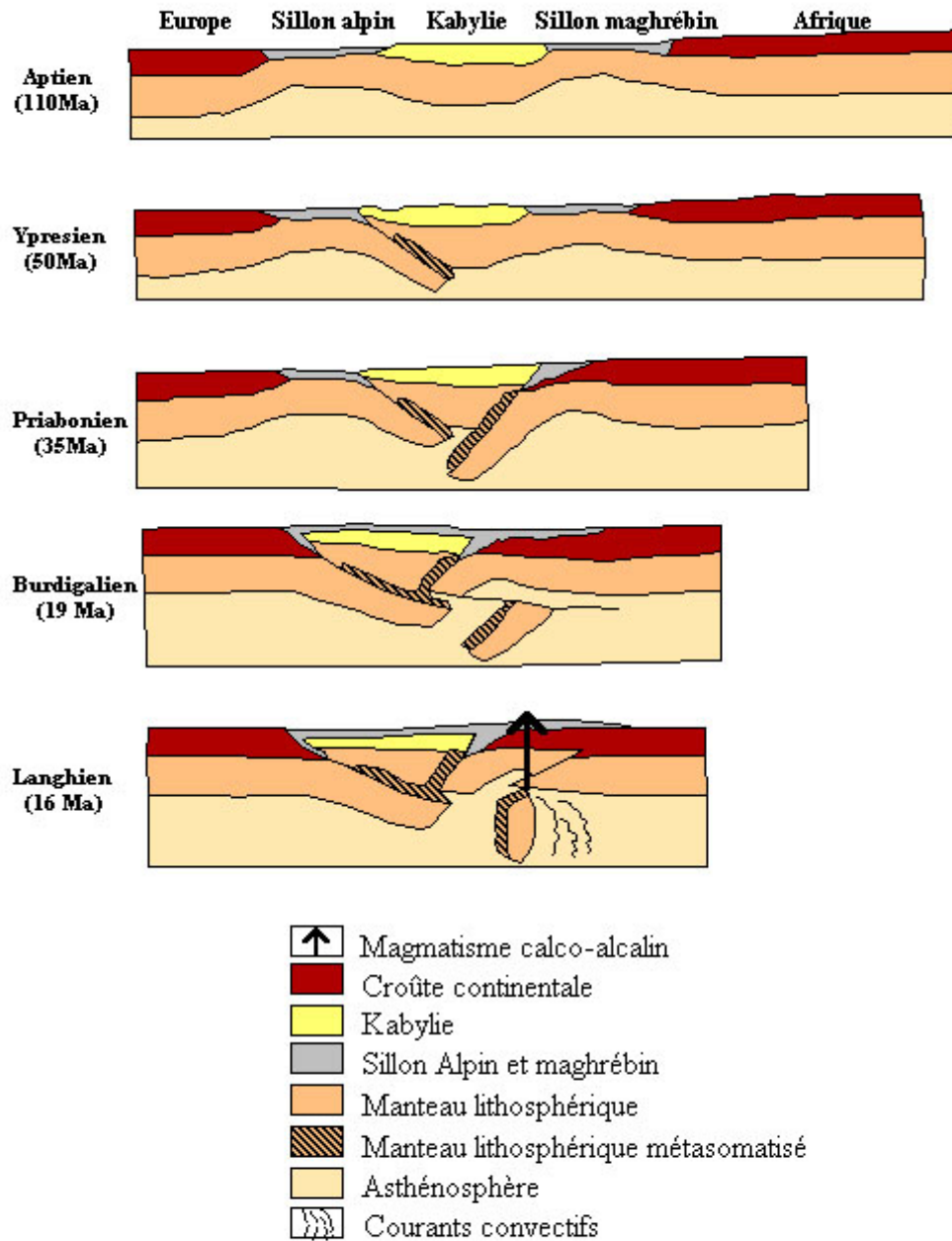


Figure VII-5- A : Scénario montrant l'évolution tectono-magmatique de la partie centrale de l'Algérie (d'après Maury et al., 2000)

2^{ème} phase : 10 à 7 Ma (figure VII.5-B)

Cette étape correspond principalement à l'émission des basaltes transitionnels entre 10 et 7 Ma dans la Moyenne Tafna, bien que les dernières laves calco-alcalines se soient mises en place autour de 9 Ma (le Sahel d'Oran).

Alors que le magmatisme cesse en Algérie orientale, l'élargissement de la déchirure lithosphérique se poursuit aux deux extrémités de la marge maghrébine avec pour conséquence la remontée de la limite lithosphère asthénosphère. Sur la base d'arguments géochimiques, nous avons montré que la fusion partielle se produisant alors dans cette zone frontière engendrait des basaltes à caractère transitionnel.

Durant cette période le manteau orogénique est encore en fusion avec une contribution restreinte du manteau asthénosphérique. Ceci se traduit par, la disparition progressive de la signature orogénique (anomalie négative en Nb et Ti) observée depuis les laves de la première étape (laves calco-alcalines), et par leur rapport La/Nb compris entre 1 et 2. Ces laves transitionnelles se distinguent également par des rapports isotopiques du Sr plus faibles (0.7044 à 0.7060) et plus élevés pour ceux du Nd (0.5125 à 0.5127)

Entre 7 et 4 Ma, la fusion du manteau lithosphérique semble se réduire (valeur La/Nb < 1) au profit de l'ascension asthénosphérique. Ainsi cette étape est une période clé durant laquelle apparaît le changement principal des sources magmatiques.

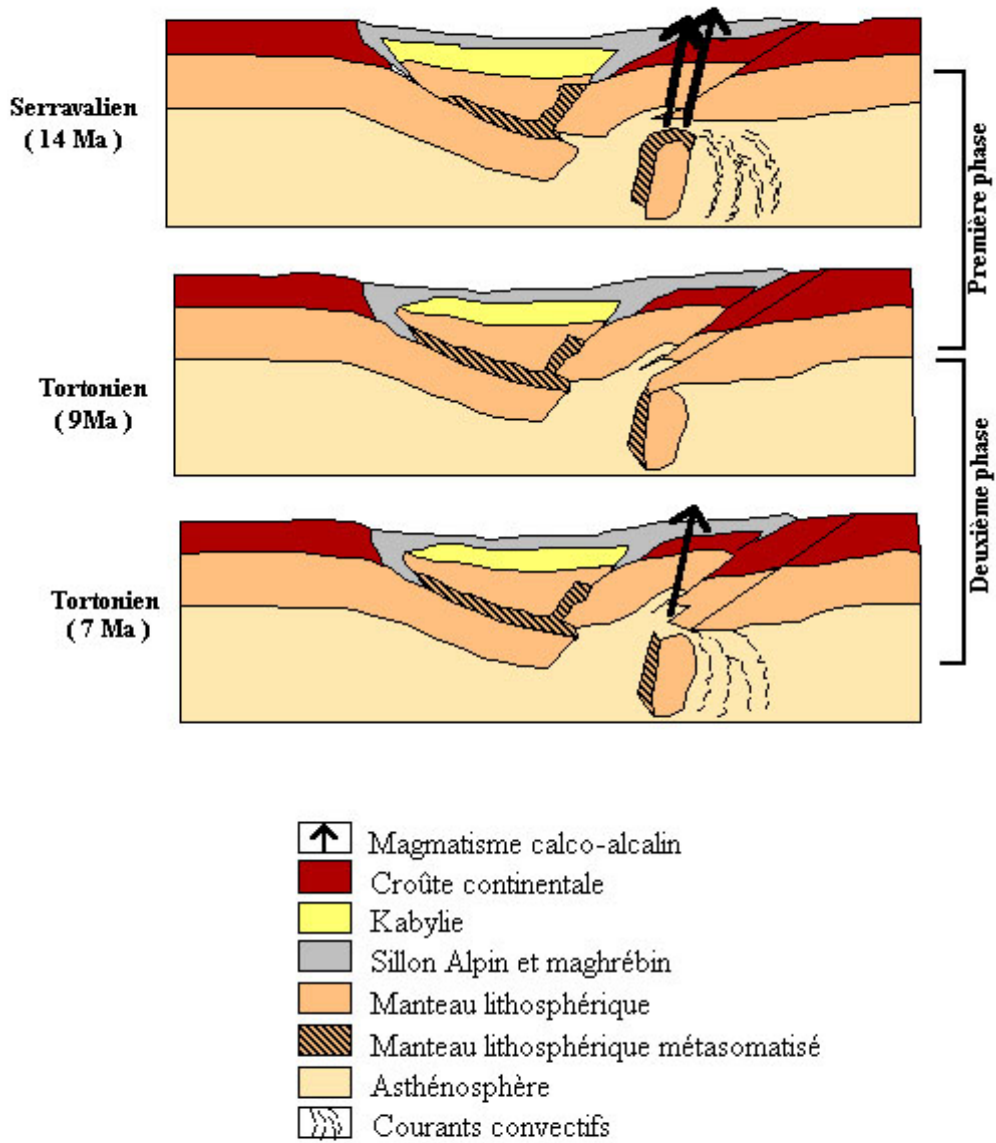


Figure VII-5-B : Scénario montrant l'évolution tectono-magmatique de la partie occidentale de l'Algérie

3^{ème} phase < 4 Ma (figure VII.5-B)

Entre 4 et 0.8 Ma, l'activité volcanique marquée par l'émission de basaltes de type OIB serait à rattacher à la progression de la montée asthénosphérique liée à l'élargissement de la déchirure lithosphérique. Par ailleurs, le volume restreint de ces basaltes alcalins impliquerait un faible taux de fusion de cette source asthénosphérique. A ce stade l'influence de la lithosphère orogénique totalement inexistante serait due à son amincissement par l'érosion thermique ou par extension tectonique.

Ainsi cette troisième phase est marquée par la contribution exclusive de l'asthénosphère de type panache. Nous noterons de plus que la position des différents sites de basaltes alcalins plio-quaternaires en Oranie et au Maroc le long des accidents transcurents NE-SW montre l'influence de la tectonique. D'après Piquet et al., (1998), le changement majeur du régime géodynamique s'est produit au Messinien entre 6,5 et 5 Ma. A partir du Messinien, la compression, antérieurement NNW-SSE, devient NS et réactive alors, les anciennes zones de cisaillement d'orientation NW SE de Tunisie (parallèle à la faille de Gafsa) et NE-SW du Maroc (parallèle à la direction de l'Anti Atlas). Ce modèle permet le découplage du Maghreb entre une portion centrale en position de poinçon et les extrusions latérales (Tunisie, Oranie et Maroc). La délamination résultant de cette extrusion permet la montée du flux de chaleur responsable de la fusion du manteau subcontinental et l'émission des magmas alcalins dans la Moyenne et basse Tafna, Souahlia et Aïn Témouchent.

Conclusions générales

Le but du travail présenté dans le manuscrit consiste en l'étude de l'évolution spatio-temporelle du volcanisme néogène oranais en insistant sur la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin.

Compte tenu de l'âge messinien et de l'affinité transitionnelle de ces laves, la région de la moyenne Tafna s'est avérée être la zone clé permettant désormais de mieux comprendre le volcanisme de l'Oranie et surtout d'en décrire l'évolution au cours du temps.

Les nouvelles mesures d'âge apportées par cette présente étude, jointes à celles déjà connues, ont permis l'ébauche d'une synthèse géochronologique à l'échelle de l'Algérie, du Maghreb et de la méditerranée occidentale. Cette dernière montre en particulier, un rajeunissement du volcanisme au Cénozoïque depuis l'est vers l'ouest. Cette évolution s'accompagne du passage progressif du volcanisme calco-alcalin à alcalin.

Cette étude a donc permis d'identifier la présence de trois (3) composants sources indiquant un changement d'affinité (calco-alcaline à alcaline) et de signature isotopique : un manteau lithosphérique caractérisé par une empreinte géochimique de subduction ; un manteau asthénosphérique enrichi de type panache. L'une de ces conclusions porte sur les laves transitionnelles qui montrent une hétérogénéité isotopique. Celle-ci s'exprime en terme de mélange entre deux composants mantelliques qui interviennent dans des proportions variables : l'un majeur proche du pôle OIB, l'autre proche du pôle EM1 dont la participation est très faible.

On se propose de reconnaître dans la signature « orogénique » des laves calco-alcalines, la participation d'une lithosphère métasomatisée, et dans la signature HIMU des laves alcalines, celle d'une composante asthénosphérique. Dans cette hypothèse, les laves transitionnelles dériveraient d'un manteau à la limite lithosphère asthénosphère.

Cette synthèse aura également permis d'observer qu'il existe manifestement, une corrélation étroite entre le déplacement de la plaque africaine telles que le restituent les données tomographiques et l'âge du volcanisme.

Enfin, en intégrant l'ensemble des données géologiques, géochimiques et géophysiques rassemblées dans cette région, un modèle géodynamique est proposé à la fin du manuscrit, et ce en relation avec le déplacement de la plaque africaine. Afin de rendre compte de la mise en place du volcanisme néogène oranais, le modèle proposé repose sur la délamination lithosphérique et la présence d'un panache qui se serait développé pendant la période miocène.

Ainsi en dépit de certaines lacunes concernant certains districts (M'sirda et Hammam Bou Ghrara), il est possible de considérer que le volcanisme de l'Oranie est géochimiquement et isotopiquement caractérisé.

Certaines données isotopiques manquantes notamment celle du Pb et de l'oxygène et quelques datations géochronologiques supplémentaires pourraient probablement mieux préciser cette évolution sans pour autant modifier les conclusions auxquelles aboutit ce travail.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abad, Z., (1993). Etude volcanologique et pétrologique des laves quaternaires de la région de Ghazaouet (Oranie). Thèse, USTHB, Alger, 100 p.

Aité, M.O and Gélard, J.P., (1997). Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande Kabylie (Algérie). Bull. Géol. France, 168, 4, 423 - 436.

Aït Hamou, F., (1987). Etude pétrologique et géochimique du volcanisme d'âge miocène de la région de Hadjout (ouest algérois). Thèse Magister USTHB Alger, 269 p.

Aoki, K., Kushiro, I., (1968). Some clinopyroxene from ultramafic inclusions in Dreiser Weither, Eifel. Contrib. Mineral. And Petrol. 18, 326-337.

Arculus, R.J., Ferguson, J., Chappell, B.W., Smith, D., Mac Culloch, M.T., Jackson, I., Hensel, H.D., Taylor, S.R., Kruston, J., et Gust, D.A., (1987). Trace element and isotopic characteristics of eclogites and other xenoliths derived from the lower continental crust of southeastern Colorado Plateau, USA. In : DC Smith (Ed), 335-386.

Auboin, J., & Durand Delga, M., (1971). Méditerranée (Aire). Ibid., 1st and 2nd ed., 1023-1030.

Auzende, J-M., Bonin, J., Olivet, J-L., (1973). The origin of the Western Mediterranean basin, J. Geol. Soc. London 129, 607-620.

Barberi, F., Bizouard, H., & Varet, J., (1971). Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkaline and transitional magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 33: 93-107.

Beccaluva, L., Brotzu, P., Macciotta, G., Morbidelli, L., Serri, & Traversa G., (1989).

Coenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area. In Boriani, A, Bonafede, M., Piccardo, G.B., Vai, G.B., (Eds), the Lithosphere in Italy. Advance in Earth Science Research, Attidei Convegni Lincei, 80, 229-24

Belanteur, O. , Bellon, H., R.C., Ouabadi, A., Coutelle, A., Semroud, B., Megartsi, M., and Fourcade, S., (1995). Le magmatisme Miocène de l'Est de l'Algérois : géologie, géochimie et géochronologie $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$. C.R. Acad. Sci. Paris, 321, 489-496.

Belanteur, O. , Louni-Hacini, A., Bellon, H., Cotten, J., Coutelle, A., Fourcade, S., Maury, R.C., Megartsi, M., Ouabadi, A., & Semroud, B., (1998). Le volcanisme littoral d'Algérie : Nouvelles données chronologiques et géochimiques. Rapp. 35^{ième} Cong. CIESM, vol. 35, t. 1, 50-51.

Belhaï, D., (1996). Evolution tectonique de la zone ouest Algéroise (Tenes –Chenoua) : approche stratigraphique et structurale. Thèse Doc. d'état, USTHB, Alger, 163 p.

Bellon, H., (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparés dans leurs cadres géochronométriques. Implications géodynamiques. Thèse d'Etat, Université Paris Orsay, 367 pp.

Bellon, H., (1981). Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: Wezel, F.C., (Ed) Sedimentary basins of Mediterranean margins, CNR Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, 341-360.

Bellon, H., Quoc, N., Chaumont, J., and Philipet, J.C., (1981). Implantation ionique d'Argon dans une cible support : application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches. C.R. Acad. Sci. Paris, 292, 977-980.

Bellon, H., Guardia, P., et Magné, J., (1984). Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. Géol. Méditerranéenne, XI, 255-264.

Bellon, H., Brousse, R., (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse, Bull. Soc. Géol. France XIX (7)469-480.

Bellon, H., Letouzey, J., (1977). Volcanism related to plate tectonics in the western and eastern Mediterranean, in: XXV Cong. Assoc. CIESM, Split, Technip (Ed), Paris, pp. 165-184.

Bendoukha, R., (1987). Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique plio-quaternaire de la basse Tafna (Oranie occidentale). Thèse Magister, USTHB, Alger, 159 p.

Benito, R., Lopez-Ruiz, J., Cebria, J.M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzu, R., and Demaiffe, D. (1999). Sr and O isotopic constraints on source and crustal contamination in the high-K cal-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, 46, 773-802.

Bernard –Griffiths, J., Fourcade, S., Dupuy, C., (1991). Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Marocco): crustal contamination process and source characteristics, *Earth Planet. Sci. Lett.* 190-199.

Bernard –Griffiths, J., Gruau, G., Cornen, G., Azambre, B., Macé, J.,(1997). Continental lithospheric contribution to alkaline magmatism: isotopic (Nd, Sr, Pb) and geochemical (REE) evidence from Serra de Monchique and Mount Ormonde complexes, *J. Petrol.* 38 115-132.

Biju-Duval, B., Letouzey, J., and Montadert, C., (1978). Structure and evolution of the Mediterranean basins, In: Hsu, K.J., Montadert, L., et al., *Init.Rep. DSDP, 42.- US.GOV.* print off., Washington D.C., 951-984.

Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.

Blow, W.H.,(1969). Late middle Eocene to recent planktonic foraminifera biostratigraphy. *Poc. First intern. Conf. Plaktonic. Mcrofossils, Geneva (1967). Bull. Leiden*, 1, 199-422.

Brey, G.T. and Kohler, T., (1990). Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II : new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 31, 1353-1378.

Bonin, B., (1995). *Pétrologie endogène.* (Dunod ed).

Bossière, G., (1980). Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomilonitisation. Etude pétrographique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie (Algérie). Thèse Doc. d'état, Univ. Nantes, 302 p.

Bouillin, J.P., (1977). Géologie alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia. Thèse Doc. Univ. P. et M. Curie.

Bouillin, J.P., (1984). « Le bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol de France*, (8), t.II, 547-558.

Briqueu, L., Bougault, H., Joron, J.L., (1984). Quantification of Nb, Ta, Ti, and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implication. *Earth Planet.Sci. Lett.*,68,297-308.

Buddington, A.F., & Lindsey, D.H., & Joron J.L., (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5 : 310-357.

Cabanis, B., and Lecolle, M.,(1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Série II*, 309, 2023-2029.

Cabanis, B., Cocherné, J-J., Vellutini, P ;J., Joron, J.I., Teuil, M., (1990). Post collisional Permian volcanism in north western Corsica : an asseement based on mineralogy and trace-element geochemistry, *J. Volcanol. Geoth. Res.* 44, 51-67.

Cameron, M., Papike, J.J., (1980). Amphibole crystal chemistry : a review ; *Fortschr.*, 57: 28-67.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., and Sabadini, R., (1998). The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins : some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci., Lett.*, 160, 651-665.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P;T., Sabadini, R., (1998). The two stage opening of the western-central Mediterranean basins : a forward modelling test to a new evolutionary model, *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 667-679.

Cohen, C;R., (1980). Plate tectonic model for the oligo-miocene evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics* 68, 283-311.

Cole, R.B., and Bazu, A., (1992). Middle, Tertiary volcanism during ridge-trench interactions in western California, *Science*, 258, 793-796.

Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., and Brousse, R., (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chem. Geol.* 119, 115-138.

Coulon, C., (1977). Le volcanisme calco-alkalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). *Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique.* Thèse d'Etat, Université Marseille, 385 pp.

Coulon, C., Maluski, H., Bollinger, C., and Wang, S., (1986). Mesozoic and cenezoic volcanic rocks from central and southern Tibet $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamic significance. *Earth Planet. Sci Lett.*, 79, 281-302.

Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Hermitte, D., The transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the neogene in Oranie (Algeria): Magmatic expression of a slab breakoff. (soumis).

Coutelle, A., (1984). Tectonique de balayage et tectonique de situation dans l'orogène berbère. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 25, 119-125.

Davis, J., and Hawkesworth, C., 1993. The petrogenesis of 30920 Ma basic and intermediate volcanics from the Mogollon – Datil Volcanic Field, New Mexico, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 165-183.

Davies, J.H., and Von Blanckenburg, F., (1995). Slab breakoff : a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129, 85-102.

De Boorder, H., Spakman, W., White, S.H., and Wortel, M.J.R., (1998). Late cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt, *Earth Planet. Sci Lett.*, 164, 569-575.

Defant, M.J., Maury, R.C., Joron, J.L., Feigenson, M.D., Leterrier, J., Bellon, H., Jacques, D., and Richard, M., (1990). The geochemistry and tectonic setting of the northern section of the Luzon arc (The Philippine and Taiwan). *Tectonophysics*, 183, 187-205.

Defant, M.J., Maury, R.C., Ripley, E.M., Feigenson, M.D., Jacques, D. (1991b). An example of island-arc petrogenesis : Geochemistry and petrology of the southern Luzon Arc, Philippine. *J. Petrol.*, 32, 455-500.

Defant, M.J., Richardson, M., De Boer, J.Z., R.H., Maury, R.C., Bellon, H., Drummond, M.S., Feigenson, M.D., and Jackson, T.E., (1991c). Dacite genesis via both slab melting and differentiation : petrogenesis of La Yeguada volcanic complex. *J. Petrol.*, 32, 1101-1142.

De Jonge, M.R., Wortel, M.J.R., and Spakman, W., (1994). Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle : Mediterranean region. *J. Geoph. Res.*, 99, 12091-12108.

Drummond, M.S. and Defant, M.J. (1990). A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, (B13), 21,503-21,521.

Durand-Delga, M., (1969). Mise au point sur la structure du Nord Est de la Berbérie. Bull. Serv. Carte Géol., Algérie, 39 :89-131.

Durand-Delga, M., Fonboté, J.M.,(1980). Le cadre structural de la méditerranée occidentale, 26th Int.Geol. Congress, Paris, Geology of the alpine chains born of the Tethys, Mém.BRGM, 115, 67-85.

El Azzouzi, M., Bernard-Griffiths. J., Bellon, H., Maury R.C., Piqué A., Fourcade S., Cotten J., Hernandez J., (1999). Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du néogène C.R., Acad. Sci Paris, 329, 95-102.

El Bakkali, S.,(1995). Volcanologie et magmatologie du système du Gourougou (Rif oriental, Maroc). Thèse de Doctorat Univ. Clermont Ferrand, 283p.

El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.L., Bellon, H., Gundogdu, N., (1998). Post-collision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco):magmatic evolution through time. Lithos, 45,523-543.

Ewart, A.,(1976). Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas some statistics and implications. Earth Planet. Sci. Lett., 31 : 417-432.

Fallot, P., (1932). Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Géol. France, (5), t., II, 533-552.

Fenet, B., (1975). Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse Nord-Maghrebines : Les monts djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse, Sci., Univ., Nice. P 301.

Feraud, G., Stephan, J.H., Lapierre, H., Delgado, E., and Popoff, M., (1995). Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales: Existence d'un événement magmatique bref généralisé SPEC. Soc. Fr. et Ass. Geol Sud Est, abstract, p38.

Forsythe, L.M., Nielsen, R.L., Fisk, M.R., (1994). High-field-strength element partitioning between pyroxene and basaltic to dacitic magmas. *Chem. Geology*, 117, 107-125.

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., (1990). Coeval calc-alkaline metaluminous and peraluminous cordierite-bearing granitoids of Miocene age in Northern Algérie : sources and geodynamic significance. Abstract IVth Int. Conf. On Granites, Clermont-Ferrand, p.146.

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F.,(1999).The origin and geodynamic significance of the alpine cordierite –bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O,H, Sr, Nd) study, *Lithos*

Frizon de Lamotte, D., Andieux, J., and Guezou J.C.,(1991). Cinématique des chevauchements néogènes dans l'arc bético-rifain, discussions sur les modèles géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 162, 611-626.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar B., Bracène R., (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 4: 740-761

Gill, J.B., (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. Springer –Verlag, Berlin Heidelberg, New york, 390 p.

Glangeaud, L., (1932). Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2^{ième} série, n°8..

Graviou, P., (1984). Pétrogenèse des magmas calco-alkalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégoroise (Massif Armoricaïn). Thèse 3^{ème} cycle Univ., Rennes, 236p.

Green, T.H., & Ringwood, A.E., (1968). Genesis of calc-alkaline igneous rocks suite. *Contrib., Miner., Petrol.*, 18, 105-162.

Green, T.H., (1973). Crystallization of calc-alkaline andesites under controlled high pressure hydrous conditions. *Contrib., Miner., Petrol.*, 34, 150-166.

Green, T.H., (1982). Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. Thorpe R.S. (Ed) *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. John Wiley & sons, 465-487.

Grove, T.L., & Bryan, W.B., (1983). Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: An experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84: 293-309.

Guardia, P., (1975). Géodynamique de la marge alpine du continent Africain d'après l'étude de l'Oranie Nord occidentale. Thèse d'état Univ. Nice, 289 p.

Gülec, N., (1991). Crustal-mantle interaction In Western Turkey : implication from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanic. *Geol. Mag.*, 128, 417-435.

Gueguen., E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean Tectonophysics, 298, 259-269.

Guidotti, C.V., (1984). Micas in metamorphic rocks. In e. Bayley (Eds), *Micas* (pp 357-456). *Min. Soc. Am.*

Haggerty, S.E (1976). Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: Rumble D. III, Ed.

Oxides minerals, Reviews in Mineralogy, Mineral. Soc. America, 3: 100 p.

Halloul, N., (1989). Géologie, pétrologie et géochimie du bimagmatisme Néogène de la Tunisie septentrionale (Nefza et Mogods). Implications pétrogénétiques et interprétation géodynamique. Thèse Univ. Clermont Ferrand, 203 p.

Hammarstrom, J.M., Zen, E-An., (1986). Aluminium in hornblend : an empirical igneous geobarometer., *Am. Mineral.*, 71, 1297-1313.

- Harker, A., (1909).** The natural history of igneous rocks. Methuen, London.
- Harris, N., Kelly, S., and Okay, A., (1994).** Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117: 241-252.
- Hegner, E., and Smith, I.E.M., (1992).** Isotopic compositions of late Cenozoic volcanics from Papua New Guinea : evidence for multi-component sources in arc rift environment. *Chem. Geol.*, 97, 233-249.
- Helz, R.T., (1973).** Phase relations of basalts in their melting range $P_{H_2O}=5$ kbar as a function of oxygen fugacity. *J. Petrol.*, 14 : 249-302.
- Hernandez, J., (1975).** Sur le caractère shoshonitique des andésites du Gourougou, Rif oriental (Maroc). *C., Acad., Sc., Paris, t., 274 ser., D* : 233-236.
- Hernandez, J., & Lévrier, C., (1976).** Pétrographie des laves liées aux bassins tertiaires de l'ouest algérois. Comparaison avec le volcanisme du Rif et de l'Oranais. 4^{ième} réunion An., Sci., Terre, Paris, P., 222.
- Hernandez, J., & Lévrier, C., (1979).** Le volcanisme calco-alcalin miocène de la région d'Alger (Algérie) : pétrologie et signification géodynamique. *Bull. Soc. Géol., France, (7)* , t.,XXI, 1: 73-86.
- Hernandez, J., & Bellon,H., (1985).** Chronologie K/Ar du Volcanisme Miocène du Rif oriental (Maroc) : implications tectoniques et magmatiques. *Rev. Géol. Dyn. Géogr., Phys., Paris, 26*, 85-94.
- Hernandez, J., (1986).** Petrologie du massif volcanique du Guilliz (Maroc oriental), Cristallisation fractionnée, mélange de magmas et transfert de fluides dans une série shoshonitique. *J., Afric., Earth, Sci., 5*, 381-389.
- Hoernle, K., Zhang, Y.S., and Graham, D., (1995).** Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374 : 34

Hole, M.J., (1990). Geochemical evolution of pliocene-Recent post-subduction alkaliic basalts from Seal Nunatacks, Antartic Peninsula. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* , 40: 149-167.

Holland, T.J.B., and Richardson, S.W., (1979). Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 143-148

Hollister, L.S., Grissom, G., Peters, E.K., Stowell, H;H, Sisson, V.B., (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblend with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Minera.*, 72: 231-239.

Johnson, M.C., Rutherford, M.J., (1989). Experimental calibration of the aluminium in hornblend geobarometer with application to the long valley caldera (california volcanic rocks) *Geology*, 17: 837-841.

Jurewicz, J.G.,& Watson, E.B., (1987). Cations in olivine part 1: calcium partitioning and calcium- magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications. *Contib. Mineral. Petrol.*, 99: 176-185.

Kelemen, P. B.,Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J., &Irving, A.J., (1990). High field strength element depletions in arc basalts due to mantle magma interaction. *Nature*, vol., 345: 521-524.

Kuno, H., (1960). Petrology of the Hakone volcano and the adjacent areas : Japan. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 61: 957-1020.

Kushiro, L., (1969). Clinopyroxene solid solutions formed by reaction between diopside and plagioclase at high pressures. *Min. Soc. Am. Spec. Paper*, 2: 179-191.

Laridi-Ouzâa, N., (1994). Le magmatisme mésosoïque et cenosoïque de la Tunisie septentrionale. Thèse d'état Univ; Tunis, 350 p.

Leake, B.E., et al., (1997). Nomenclature of amphibole : Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist* : 35, 219-246.

Lemaître, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Lebas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., and Zanettin, B., (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Black Well , Oxford.

Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 139-154.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Semroud, B., Cotten, C., and Coutelle, A., (1995). Datation $^{40}\text{K}^{40}\text{Ar}$ de transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocene Supérieur. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 321, 975-982.

Mahdjoub, Y., (1991). Cinématique des deformations et évolution P.T, ante alpine et alpine en petite Kabylie (Algérie nord orientale). Un modèle d'évolution du modèle tellien interne. Thèse Doc. d'état, USTHB, Alger, 194 p.

Mahood, G.A., and Drake, R.E., (1982). K-Ar dating young rhyolites rocks : a case study for the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 1232-1241.

Maillard, A., and Mauffret, A., (1993). Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale) . *Bull. Soc. France*, 164, 3 : 365-383.

Marcelot, G., Maury, R.C., & Lefevre, C., (1983). Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides) : evidence of early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos*, 16: 135-151.

Marignac. C., (1985). Les minéralisations filoniennes d'Ain Barbar (Algérie). Un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique alpine en Afrique du Nord. Thèse d'Etat INPL., Nancy. 1163 p.

Mauduit, F., (1978). Le magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale et ses implications géotectoniques. Intern. Cong.

Maury, R.C., (1984). Les conséquences volcaniques de la subduction. Bull.Soc. Géol. Fr., 7 : 489-500.

Maury, R.C., Defant, M., & Joron, J. L.,(1992). Metasomatism of the subarc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. Nature, 360: 661-663.

Maury, R.C.,(1993). Les séries volcaniques. Mem. Soc.Géol. France, “pleins feux sur les volcans” , 163: 39-55.

Marti, J. , Roca, E., and Aparcio, A., (1992). Cenozoic magmatism of the Valencia trough (Western Mediterranean) : relationship between structural evolution and volcanism. Tectonophysics, 203, 145-165.

McCulloch, M.T. and Gamble, J.A., (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth Planet. Sci. Lett., 102, 358-374.

Megartsi, M., (1985). Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l’Oranie nord-occidentale (Algérie). Thèse d’Etat. Université d’Alger, 296 p.

Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., (1996). Tectonique plioquaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la Mer d’Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. Bull. Soc. Géol. Fr.,167 :147-157.

Miyashiro ? A., (1974). Volcanic rock séries in island arcs and active margins. Am; Journ. Of Sci., 274 : 321-355.

Monié, P., Montgny, R., and Maluski, H., (1992). Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylie. Algérie). Données radiométriques ^{39}Ar - ^{40}Ar . Bull. Soc. Geol. Fr., 5, 571-584.

Morimoto, M., Fabriès, J., Fergusson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.; A., Zussmann, J., (1988). Nomenclature of pyroxènes. Bull. Mineral., 111, 535-550.

Nachit, H., (1986). Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Thèse de doctorat Univ. Brest 181p.

Odin, G.S., et Odin, Ch., (1990). Echelle numérique des temps géologiques : mise à jour 1990. Géochronique 35, 12-22.

Odin, G.S., (1994). Geological time scale. C.R. Acad. Sc. Paris, 318, II : 59-71.

Ouabadi, A., (1994). Pétrologie, géochimie, et origines des granitoïdes péralumineux à cordiérite (Cap Bouganroum, Beni-Touffout et Filfila). Algérie Nord Orientale. Thèse Université. Rennes. 257

Oyarzun, R., Doblas, M., Lopez-Ruiz, J and Cebra, J.M., (1997). Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena : Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. Geology, 25, 727-730.

Papike, J.J., Cameron, K.L., & Balwin, K., (1974). Amphiboles and pyroxenes : characterization of another than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Abstr. Geol. Soc. Am., 6 : 1053-1054.

Parkinson, I. J., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Johnson, K.T.M., & Ingram, G., (1992). Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonn-Mariana fore arc, leg 125. Proceeding, ODP. Sci. Results, 125: 487-506.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.

Pearce, J.A., Norry, M.J., (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.

Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., and Mitchell, J.G., (1990). Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 189-229.

Piqué, A., Aït Brahim, L., El Azzouzi, M. Maury, R.C., Bellon, H., Semroud, B., and Laville, E., (1998). Le poinçon maghrebin : contraintes structurales et géochimiques. *C.R. Acad. Sci. Paris.* 326, 575-581.

Plank, T., and Langmuir, C.H., (1998). The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, 145, 325-394.

Ringwood, A.E., (1990). Slab mantle interactions, III. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chem. Geol.*, 82, 187-207.

Rivière, M., Bouillin, J.P., Courtois, C., Gélard, J.P., and Raoult, J.F., (1977). Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'oligo-Miocène Kabyle (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 5, 1171-1177.

Rollinson, H., (1992). Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation. Ed. Longman, 352 p.

Romeur, M., (1991). Séries magmatiques arc et arrière-arc de la Sonde : nature des sources impliquées (éléments en trace et isotopes Sr-Nd-Pb). Thèse Univ., Brest, 418 p.

Rudnick, R.L., and Fountain, D.M., (1995). Nature and composition of the continental crust, a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.*, 33, 267-309.

Ryerson, F. J., & Watson, E. B., (1987). Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86: 225-239.

- Saadallah, A.,(1992).** Le socle cristallin de Grande Kabylie : sa place dans la chaîne des Maghrébides. Thèse, Doc d'état, USTHB, 260 p.
- Sakayama, M., & Nesbitt, R. W., (1986).** Geochemistry of the quaternary volcanic rocks of the Northeast Japan arc. *J Volcanol. Geotherm. Res.*, 29: 413-450.
- Schmidt, M.W., (1992).** Amphibole composition in tonalite as a fonction pressure :experimental calibration of Al-in-hornblende barometer. *Contrib., Mineral., Petrol.*, 110, 304-310.
- Sekine, T., & Wyllie, P.J., (1982).** Experimental simulation of mantle hybridization in subduction zones. *J., Geol.*, 91, 511-528.
- Semroud, B., (1981).** Evolution pétrologique du complexe magmatique Néogène de la région de Bejaïa-Amizour. Thèse Doc. d'état, USTHB, Alger, 267p.
- Semroud, B., Ouabadi, A., & Belanteur, O., (1992).** Les granitoïdes associés à la chaîne alpine en Algérie du Nord. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, Vol, 3 n° 1, 4-8.
- Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotton, J. Fourcade, S., Fabriès, J., and Gravelle, M., (1994).** Géochimie des granitoïdes miocènes de Béjaïa – Amizour (Algérie du Nord). *C.R. Acad Sci. Paris*, 319, 95-102.
- Shaw, D.M., (1970).** Trace element fractionation during anatexis. *Geochim., Cosmochim., Acta.* 34 : 237-243.
- Steiger, R.H., and Jäger, E., (1977).** Subcommittee on geochronology : convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 36, 359-362.
- Shinno, T. (1974).** Mössbauer study of olivine. The relation between Fe²⁺ site occupancy, number T_{mi} and interplanar distance d₁₃₀. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 1: 11-17.

Sun, S.S., and Mc Donough, W.F., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D., and Norry, M.J., (Eds), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc., London Spec. Pub. 42, 313-345.

Tatsumi, Y. Murasaki, M., Arsadi, E.M. and Susumu, N., (1991). Geochemistry of quaternary lavas from the Sulawesi: transfer of subduction into the mantle wedge. In: *Proceedings of the Silver Jubilee Symposium On the Dynamics of subduction and its Products*, p 144-170.

Tatsumi, Y. Murasaki, M., Nohda, S., (1992). Across-arc variation of lavas chemistry in the Izu-Bonin Arc: identification of subduction components. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 49, 179-190.

Tatsumi, Y., Nakamura, N., (1986). Composition of aqueous fluids from serpentinite in the subducted lithosphere. *Geochem. J.*, 20: 191-196.

Thieblemont, D., & Tégey, M., (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad., Sc., t.,318;série II*, 87-94.

Thomas, G.,(1985). Géodynamique d'un bassin intramontagneux, le bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire. Thèse d'état, Univ. De Pau, 594 p.

Thornton, C.P., & Tuttle, O.F., (1960). Chemistry of igneous rocks, differentiation index. *Am.J. Sci.*, 258 : 664-684.

Treuil, M.,& Joron, J.L., (1979). Géochimie des éléments hygromagmatophiles, coefficients de partage minéraux /liquide et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. *Bull. Mineral.*, 102: 402-409.

Thy, P., (1991). High and low pressure phase equilibria of a mildly alkalic lava from 1965 Surtsey eruption: Experimental results. *Lithos* , 26: 223-243.

Vidal, P., Dupuy, C., Maury, R., Richard, M., (1989). Mantle metasomatism above subduction zones: trace element and radiogenic isotope in xenoliths from Batan island (Philippines). *Geology*, 17: 1115-1118.

Weaver, B.L., (1991). Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19: 123-126.

Wells, P.R.A., (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 129-140.

Wildi, W., (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) :structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., Paris*, 24: 201-297.

Wilson, M., Downes, H., (1991). Tertiary quaternary extension- related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.*, 32: 811-849.

Wood, B.J. and Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 109-124.

Wyllie, P.J., & Sekine T., (1982). The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79 :375-380.

Zeck, H.P., (1996). Betic-Rif orogeny : subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254: 1-16.

Zerka, M., (1991). Etude des enclaves ultramafiques du volcanisme plio-quaternaire de l'Oranie occidentale. Exemple des massifs d'Aïn Témouchent et de la basse Tafna. Thèse Magister, USTHB, Alger, 175 p.

SOMMAIRE

Chapitre I : Introduction et cadre géologique

I Généralités

I-1 Cadre Géographique.....	3
I-2 Le magmatisme néogène du pourtour de la Méditerranée occidentale et son interprétation géodynamique.....	4
I-2-1 Répartition du magmatisme.....	4
I-2-2 Interprétation géodynamique.....	8

II- Cadre géologique et structural de L'Oranie

II-1 Structure alpine de l'Algérie du Nord.....	10
II-2 Cadre géologique et structural de l'Oranie	
II-2-1 Le domaine atlasique.....	12
II-2-2 La zone tellienne.....	14
II-2-3 Le miocène synchronappe.....	14
II-2-4 Le miocène post nappe premier cycle.....	15
II-2-5 Le miocène post nappe second cycle.....	15
II-2-6 Le plioquaternaire.....	15
II-2-7 Le volcanisme de L'Oranie.....	16

Chapitre II : Géochronologie

Introduction.....	17
-------------------	----

I-Résultats obtenus

I-1 L'activité miocène.....	22
I-1-1 Sahel d'Oran.....	22
I-1-2 La moyenne Tafna.....	27
I-1-3 Le massif de M'sirda.....	30
I-2 L'activité plioquaternaire	
I-2-1 La moyenne tafna.....	31
I-2-2 La basse tafna.....	31
I-2-3 Souahlia.....	32
I-2-4 Le massif d'Aïn Témouchent.....	33

II-Chronologie des événements de L’Oranie dans la Méditerranée occidentale.....	34
--	-----------

Conclusion.....	36
------------------------	-----------

Chapitre III : Pétrographie des laves néogènes de L’Oranie

I- Les laves calco-alkalines

I-1 Les andésites.....	37
-------------------------------	-----------

I-2 Les dacites.....	42
-----------------------------	-----------

I-3 Les rhyolites.....	44
-------------------------------	-----------

II- Les laves transitionnelles

II-1 Les basaltes.....	47
-------------------------------	-----------

II-2 Les dacites.....	50
------------------------------	-----------

III- Les laves alcalines.....	52
--------------------------------------	-----------

Conclusion.....	54
------------------------	-----------

Chapitre IV : Minéralogie des laves Néogènes de l’Oranie

I – Les plagioclases

I – 1 Les laves calco-alkalines.....	56
---	-----------

I – 2 Les laves transitionnelles.....	57
--	-----------

I – 3 Les laves alcalines.....	60
---------------------------------------	-----------

II – Les pyroxènes

II – 1 L’orthopyroxène.....	60
------------------------------------	-----------

II – 2 Le clinopyroxène.....	62
-------------------------------------	-----------

II – 2- 1 Cristallochimie.....	62
---------------------------------------	-----------

II – 2- 2 Composition des clinopyroxènes.....	63
--	-----------

- Les laves calco-alkalines.....	64
---	-----------

- Les laves transitionnelles.....	64
--	-----------

- Les laves alcalines.....	65
-----------------------------------	-----------

III – Les amphiboles	
III – 1 Cristallographie.....	71
III – 2 Substitutions.....	73
IV – La biotite.....	75
V – L’olivine.....	76
VI – Les oxydes ferro-titanés.....	77

Les conditions thermodynamiques

Introduction.....	80
1- Teneurs en eau.....	81
2- La pression totale.....	82
3- Détermination des conditions thermodynamiques	
3 – 1 Répartition de Ca^{2+} et de Mg^{2+} entre l’olivine et le liquide.....	82
3 – 2 Géothermomètre à deux pyroxènes.....	83
3 – 3 Géothermomètre plagioclase-amphibole.....	85
Conclusion.....	87

Chapitre V : Géochimie des laves Néogènes de l'Oranie

Introduction.....88

I – Les laves calco-alkalines

I – 1 Comportement des éléments majeurs.....	89
I – 1 – 1 Nomenclature et classification des laves	89
I – 1 – 2 Caractérisation géochimique.....	94
I – 2 Comportement des éléments en trace.....	97
I – 2 – 1 Intérêt des éléments en trace	97
I – 2 – 2 Les éléments compatibles.....	99
I – 2 – 3 Les éléments incompatibles.....	100
I – 2 – 4 Spectres multi-élémentaires.....	101
I – 2 – 5 Spectres des terres rares	103
I – 3 Géochimie isotopique.....	105
I – 4 Discussion.....	107
I – 5 Nature de la source.....	110

II – Les laves alcalines

II – 1 Comportement des éléments majeurs.....	111
II – 1 – 1 Nomenclature et classification des laves	111
II – 1 – 2 Caractérisation géochimique.....	116
II – 2 Variations des éléments en trace	
II – 2 – 1 Les éléments compatibles.....	118
II – 2 – 2 Les éléments incompatibles.....	118
II – 2 – 3 Spectres des terres rares.....	121
II – 2 – 4 Spectres multi-élémentaires.....	121
II – 3 Géochimie isotopique.....	123
II – 4 Nature de la source.....	125

III – Les laves transitionnelles

III – 1 Nomenclature et classification des laves.....	128
III – 2 Comportement des éléments majeurs.....	131
III – 3 Comportement des éléments en trace.....	135
III – 3 – 1 Spectres des terres rares.....	135
III – 3 – 2 Spectres multi-élémentaires.....	135
III – 4 Géochimie isotopique.....	137
III – 5 Nature de la source.....	138

IV- Géochimie comparative

1 – Les andésites.....	139
2 – Les basaltes.....	142

Conclusion.....	144
------------------------	------------

Chapitre VI : Pétrogénèse

I – Arguments permettant de proposer la cristallisation fractionnée comme processus d'évolution de la série.....	145
II – Arguments favorables à l'existence de processus autres que la cristallisation fractionnée.....	147
III – Cristallisation fractionnée : approche quantitative	

III – 1 Eléments majeurs : calcul du bilan de masse.....	148
III – 1 - 1 Résultats.....	149
III – 2 Test sur les terres rares	151
IV – Réflexion sur la nature des sources.....	157
IV – 1 Source des laves calco-alkalines.....	159
IV – 2 Source des laves alcalines.....	160
IV – 3 Source des laves transitionnelles.....	160
V – Sites géotectoniques.....	163

Chapitre VII : Géodynamique

I – Volcanisme orogénique et zones de subduction.....	167
II – Le magmatisme de la marge maghrébine	168
III – Evolution spatio-temporelle du volcanisme de l’Oranie.....	175
1 – Evolution chronologique.....	175
2 – Evolution géochimique.....	175
1ère phase 12 à 10 Ma.....	177
2 ^{ème} phase 10 à 7 Ma.....	179
3 ème phase < à 4 Ma	181
 Conclusions générales.....	 182
Bibliographie.....	184

Annexe

- **Données analytiques**
- **Méthodes analytiques**
- **Publications**