

N° d'ordre :

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2
Mohammed Ben Ahmed

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Thèse:

Présenté pour l'obtention du grade
De MASTER en Géologie

Option : Magmatisme, géodynamique transfert lithosphérique.

**L'étude de géochimie isotopique des laves basaltiques de l'Oranie Nord
Occidental d'âge Mio-Plio-Quaternaire.**

Présentée Par :

BLIL Afif

Soutenu le 31/05/2016 devant la commission d'examen :

M ^r . xxxxxxxx	wwwwwww	Président
M ^r . BENDOUKHA. R	Maitre de conférences (A)	Encadreur
M ^r .xxxxxxxxxx	wwwwwwwwwww	Examineur

Oran, 2016

PLAN DE TRAVAIL:

Introduction et problématique.....01

Chapitre 01: Généralités sur la région d'étude.

I. Introduction.....02
II. Cadre géographique.....02
III. Cadre géologique.....04
 1) La zone atlasique.....05
 2) La zone tellienne.....05
 a) L'autochtone et le para-autochtone.....05
 b) L'allochtone métamorphique.....05
 c) L'allochtone non métamorphique.....06
IV. Historique des travaux.....07
V. But de travail.....11

Chapitre 02: Connaissance sur la géochimie isotopique

I. INTRODUCTION.....12
 1) Isotopes stables.....12
 2) Isotopes radioactive (instable).....12
II. TECHNIQUE ANALYTIQUE.....12
1. Qualités d'un appareillage, précision, standards.....13
 1.1 Qualités.....13
 1.2 Précision.....13
 1.2.1 Ecart-type, erreur probable.....13
 1.2.2 Standards.....14
2. Principales techniques analytiques.....14
 2.1 Spectrométries des rayonnements électromagnétiques.....15
 2.1.1 Absorption de photons lumineux.....15
 2.1.2 Emission de photons lumineux.....15
 2.1.3 Emission de photons X.....15
 2.2 Spectrométrie.....16
 2.2.1 Spectrométrie de masse.....16
 2.2.2 Analyseur Ionique.....16
 2.2.3 Spectrométrie de masse par accélérateur.....17
 2.2.4 Activation neutronique.....17
III. GEOCHRONOLOGIE.....18
1. Principe des datations radiométriques.....18
 1.1 Equation de l'âge.....18

Utilisation des couples Rb- Sr

2. Méthode Rubidium- Strontium.....	19
2.1 Distribution de Rb et Sr, radioactivité du Rb.....	19
2.2 Diagramme d'évolution isotopique.....	19
2.3 Méthode des isochrones.....	20
2.3.1 Principe.....	20
2.3.2 Domaine d'application des isochrones sur roches totales.....	21
2.3.3 Isochrones sur minéraux.....	22
2.4 Géochimie du strontium.....	23
2.4.1 Caractéristiques isotopiques du manteau.....	23
2.4.2 Evolution isotopique d'un segment de croûte.....	24
2.4.3. Métamorphisme et ouverture du système Rb-Sr.....	24
3. Conclusion (Conditions requises en géochronologie).....	27

Utilisation des couples Sm-Nd

1. Isotopes du Sm et du Nd, parenté.....	28
2. Géochimie du Sm et du Nd.....	29
3. Exemple de datations.....	30
4. ϵ_{Nd} et âges modèles.....	32

Utilisation des couples Lu-Hf

1. Isotopes du Lu et du Hf, parentés.....	37
2. Géochimie du Lu et du Hf.....	38
3. Exemple de datation.....	40

Utilisation des couples U-Th-Pb

1. Isotopes du Th, U et Pb, parenté.....	41
2. Systèmes enrichis: la courbe concordia.....	45

Utilisation des couples K-Ar

1. Isotopes du K, Ar et Ca, parentés.....	49
2. Les désintégrations du ^{40}K.....	50
3. Une variante: La méthode ^{39}Ar-^{40}Ar.....	52

Chapitre 03: Etude géochimie isotopique de la région d'étude.

I. Introduction.....	53
II. Méthode binaire Nd/Sr.....	53
1) Interprétation les tableaux d'analyse.....	53
2) Diagramme Nd/Sr.....	54
III. La datation isotopique K/Ar.....	56
1) Diagramme $^{40}Ar/K_2O$	56
2) Diagramme temporelles de K_2O , ^{40}Ar et $K_2O/^{40}Ar$	58

Conclusion Général

Conclusion.....62

Annexe I: Tableaux des analyses

A. Les rapports isotopiques de Sm/Nd et Sr/Rb.....64
B. Les rapports isotopiques de K/Ar.....66

Annexe II: La séparation des Terres Rares

A. Principe de fonctionnement de l'ICP-MS.....68
B. Séparation chimique.....70
C. Protocole chimique.....70
 1. Séparation et purification du Hafnium.....70
 2. Séparation et purification du Plomb.....74
 3. Séparation du Strontium.....74
 4. Séparation du Néodyme.....75
D. TIMS, Spectromètre de Masse à source thermo-ionique75

Annexe III: La nomenclature des laves basaltiques

1. La nomenclature des laves basaltiques.....76
2. Diagramme de Cox et al.....77
3. Diagrammes des éléments majeurs en fonction d'ID.....77

Référence bibliographie

Introduction et problématique:

Jusqu'à présent, on a admis l'hypothèse de la chimie classique qui implique que tous les atomes d'un élément chimique donné sont identiques.

En fait, il y a environ un siècle, on s'est rendu compte que cela n'était pas tout à fait vrai. Tous les atomes d'un élément sont pratiquement les mêmes, mais une partie plus ou moins infime montre des différences au niveau de la structure nucléaire.

L'étude de ces différences fournit une multitude d'informations sur une grande variété de sujets: âges des roches et des minéraux, températures de formation des roches, origines des magmas et des roches, reconstitutions des paléoclimats, études des processus biologiques...

Les techniques qui s'appuient sur la désintégration radioactive d'isotopes de certains éléments chimiques, mesure des durées des phénomènes géologiques et des objets géologiques (Roche, minéral). La radioactivité correspond à des changements naturels ou artificiels du nombre de protons et de neutrons de noyaux dits instables.

On appelle isotopes, les atomes d'un élément qui contiennent des nombres différents de neutrons. On identifie un isotope par son nombre de masse, qui représente la somme des neutrons plus protons.

Parce que la décroissance radioactive s'effectue à un taux constant au cours du temps, taux qui n'est pas affecté par la température, la pression et les transformations chimiques qui peuvent se produire au cours des temps géologiques, ce processus peut être considéré comme une horloge géologique.

Lors de la formation d'une roche magmatique, des éléments radioactifs (père/fils) sont intégrés dans les réseaux cristallins de certains minéraux. Chacun de ces éléments se présente sous plusieurs formes isotopiques.

La datation des roches est la discipline basée sur l'étude des isotopes, appelée aussi la géochimie isotopique.

Cette méthode d'étude s'est été effectuée sur les laves basaltiques d'âge Moï-Plio-Quaternaire de l'Oranie nord occidentale par les travaux de Bellon 1976, Bellon et Brousse 1977, Bellon et Guardia 1980; Bellon et al., 1984 et Louni-Hacini, 2002.

Notre travail consiste à appliquer les données de géochimie isotopiques aux roches volcaniques de l'Oranie nord occidentale.

Chapitre 01: Généralités

I. Introduction:

L'Oranie Nord-occidentale, située à la jonction du Tell algérien et du Moyen Atlas marocain a été le siège d'une importante activité volcanique néogène à quaternaire Sadran, (1958) ; Guardia (1975), Bellon (1976), Bellon et Brousse (1977), Bellon (1981), Bellon et al (1984), Mégartsi (1985), Bendoukha (1987), Abbad (1993), Tabeliouna 1997, Piqué et al (1998), Coulon et al (2002) ; Louni-Hacini (2002), Zerka (2004) et Bendoukha (2008).

Ce volcanisme montre un changement de composition : de calco-alcalin au Miocène, il devient alcalin au Plio-quaternaire. Cette évolution, qui apparaît généralisée à l'ensemble du pourtour de la Méditerranée occidentale, est attribuée :

- soit à un contexte particulier de subduction de la plaque Alboran sous la plaque Afrique et dont l'activité aurait été stoppée au Pliocène inférieur (Guardia, 1975, Bellon, 1976, Louni-Hacini et al, 1995; Al-Azzouni et al, 1999; Maury et al, 2000).
- soit à un contexte d'amincissement lithosphérique lié à la réactivation d'un vaste cisaillement parallèle à la marge nord-africaine (Hernandez et al, 1987; Piqué et al 1998).
- soit à une combinaison complexe, dans l'espace et dans le temps, des deux processus (Zerka, 2004).

II. Cadre géographique:

Les formations éruptives d'âge Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranis nord-occidentale se répartissent le long du littoral et atteignent vers l'intérieur des terres des distances d'environ 20 Km. Les témoins de cette activité sont regroupés autour de plusieurs massifs et l'on peut distinguer d'Ouest vers l'Est (**fig. 1**) :

- Le secteur de M'sirda.
- Les épanchements volcaniques du flanc sud du Djebel Fillaoucène.
- Le massif éruptif de Souhalia.
- le massif volcanique de la Basse Tafna ;
- le massif éruptif d'Ain-Temouchent.
- Le Sahel d'Oran.

Et que nous intéressons dans notre travail les formations éruptives d'âge Mio-Plio-Quaternaire:

1. Le secteur de ***M'sirda*** est situé à la frontière algéro-marocaine et s'étendant depuis Cap Kelah, à l'Est, jusqu'au Mersat Ben M'hidi à l'Ouest. Il est limité à l'Ouest par la plaine du Trifas (Maroc) et la vallée de l'Oued Kiss; à l'Est par Djebel Zendel, au Nord par la méditerranée, et au Sud par la dépression de Beb Al-Assa (in Taibi N, 2011).
2. Le ***Djebel Fillaoucène*** est situé au Sud-Ouest du massif de Souhalia constitue la terminaison orientale des Traras, présente dans son flanc Sud des épanchements volcaniques formés par un nombre restreint de centres éruptifs. En revanche, il montre par rapport aux autres massifs une structure typique au volcanisme telle que le dyke de Boutrack. Les coulées rejetées par ces volcans dessinent des plateaux basaltiques. L'épanchement des laves s'est fait en direction du Sud_Est et du Sud-Ouest.
3. Le massif de ***Souhalia*** est situé 130 km au Sud-Ouest d'Oran, présente des reliefs plus ou moins élevés en forme de cône, dôme ou de daya comme celle de Tigraou. Des falaises entaillées par l'Oued Marsa depuis la ville de Ghazaouet jusqu'à Nedroma.

Géographiquement, le massif de Ghazaouet se situe sur le littoral méditerranéen, dans les Souhalia à 90 km au nord de Tlemcen. Il est limité à l'Ouest par les massif de M'sirda, au Sud par la chaîne de Fillaoucène et à l'Est par le massif de Traras.

Ce massif est formé généralement de dômes de faibles altitudes (444 mètre pour le plus haut), les bouches d'émission aux sommets de ces dômes ; soit dans un état d'érosion plus ou moins avancé, elles surplombent de larges plateaux basaltiques qui offrent des sols très fertiles, d'ailleurs bien exploités par les agricultures.

4. Le massif éruptif de la ***Basse Tafna*** est situé à environ 90 km à l'Ouest d'Oran. Il s'étale de part et d'autre de l'embouchure de l'Oued Tafna depuis la ville de Beni Saf à l'Est jusqu'au Cap Sidi Mohamed El Ourdini à l'Ouest.
5. La région d'***Ain Temouchent*** est située à environ 70 km au Sud-Ouest d'Oran atteint les alentours de Chaâbat El-Ham, au Nord, le Douar Chentouf à l'Est, Ain Tolba et Ain Kihal au Sud et les environs de Sidi Safi à l'Ouest.
6. Le ***Sahel d'Oran*** est situé à environ 40 km à l'Ouest d'Oran, s'étend depuis le Cap Sigale, à l'Est jusqu'au Cap Figalo à l'Ouest. Il est limité au Nord par la mer Méditerranée, au Sud par la sebkha, à l'Est par le Murdjadjo et s'étend jusqu'aux environs l'Oued El Melah. Il comprend les secteurs de Tifraouine- Bouzedjar et des îles Habibas.

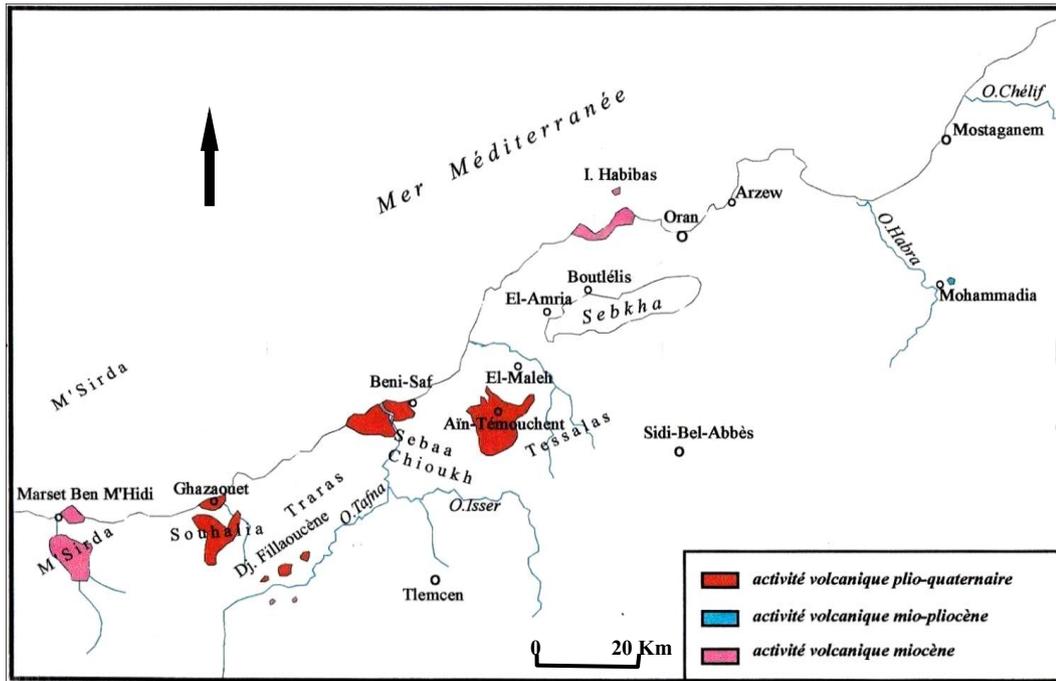


Fig. 1 : Situation des massifs volcaniques de l'Oranie Nord-occidentale (in Louni 1995).

III. Cadre géologique:

Les gisements volcaniques d'âge Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranie Nord-occidentale se placent dans le domaine externe de la chaîne alpine dans lequel Guardia (1975) a pu distinguer : zone atlasique et une autre tellienne.

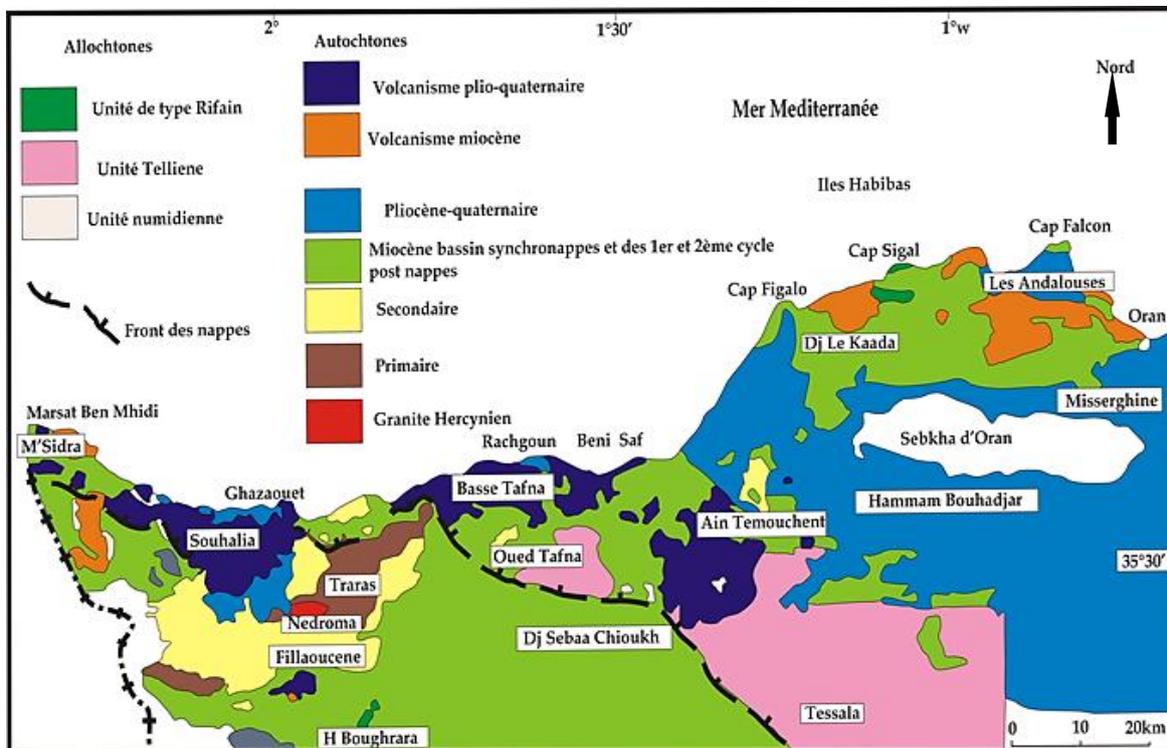


Fig. 2 : Contexte Géologique de l'Oranie nord occidentale (in Bendoukha, 2008).

1) La zone atlasique :

La zone atlasique constituée de terrains autochtones comprend la chaîne Fillaoucène et le massif des Traras. Elle est constituée de terrains paléozoïques représentant le substratum et une couverture mésozoïque (Carte géologique de Nedroma 1 :50000). Le substratum est formé de séries schisto-gréseuses et de granite (R. Abdelhalim, 1973 et P. Guardia, 1975).

La couverture mésozoïque (Juraco-Crétacé) du Djebel Fillaoucène est plissée. Les plis faillés sont déversés vers le Nord-Ouest. Ils suivent la direction atlasique.

2) La zone tellienne :

Cette zone regroupe selon (P. Guardia, 1975)

a) l'autochtone et le para-autochtone :

L'autochtone est représenté par:

- Des formations d'âge Paléozoïque à Mésozoïque qui affleurent près d'Ain-Temouchent, au Djebel Tounit et près du Douar Chentouf, ainsi qu'au Sud_Est et au Sud-Ouest des Souhalia et dans le flanc sud de Djebel Fillaoucène.
- Des sédiments miocènes du premier cycle post-nappes (argiles vert, grès et poudingues) et du deuxième cycle post-nappes (marnes et calcaires récifaux). Ces formations apparaissent localement dans les M'sirda, à l'Est et à l'Ouest des Souhalia ainsi que tout autour de la Basse Tafna et de la région d'Ain-Temouchent.
- Des formations d'âge Pliocène essentiellement aux gréseuses ou sableuses à la basse et marneuses au sommet. Elles affleurent principalement aux embouchures de l'Oued Tafna et de l'Oued Halouf.
- Le quaternaire est représenté, dans la région, localement par des dépôts lacustres, des sols rougeâtres et de la croute calcaire.

Le para-autochtone est formé essentiellement par des formations marneuses, d'âge Serravalien (Guardia, 1975; Bellon et al, 1984), et qui ont charriées au sein d'un bassin miocène synchronappes. Ce para-autochtone est assez développé également dans les régions des M'sirda, dans le flanc sud du djebel Fillaoucène, tout autour des Souhalia, dans les Sebaâ Chioukh, dans la vallée de la basse Tafna et dans la région d'Ain-Temouchent.

b)- l'allochtone métamorphique :

L'allochtone métamorphique s'étend depuis les monts d'Arzew, à l'Est d'Oran, jusqu'à la frontière Algéro-Marocaine à l'Ouest (Megartsi, 1985). Il est essentiellement constitué des unités métamorphiques de type rifain. Nous pouvons reconnaître :

- ***l'unité de Djebel Houariya*** : affleurant à l'extrémité orientale du complexe éruptif de la Basse Tafna. Elle comprend des terrains primaires (Carbonifère supérieur à Permien), constitués de schistes sombres, de flysch schisto-gréseux et de poudingues à galets de quartz recouverts de sédiments d'âge jurassique.
- ***l'unité d'El malah*** : qui apparait dans le Djebel Sidi Kacem et est formée de schistes et de calcaires d'âge jurassique moyen à supérieur.
- ***l'unité de Souhalia*** : affleure au Sud de Ghazaouet ainsi que dans les M'sirda. Elle est constituée de matériel métamorphique d'âge jurassique supérieur à Crétacé inférieur.
- ***l'unité de Tadjera*** : est visible au Sud-Ouest de Ghazaouet. Elle est très chaotique, et formée de sédiments d'âge Trias à Jurassique.

c) - l'allochtone non métamorphique :

Cet ensemble structural forme les unités telliennes et numidiennes de l'Oranie. Celles-ci sont représentées par:

- ***L'unité de Chouala***, au Sud de la basse Tafna et au Nord des Sebaâ Chioukh, composée de marnes d'âge Crétacé inférieur à Oligocène, associées à des blocs de calcaires Jurassique.
- ***L'unité Sénonienne*** affleure dans les Sebaâ Chioukh. Elle est formée de marnes et de calcaires d'âge crétacé supérieur à Eocène moyen et supérieur ;
- ***L'unité Oligocène***, datée de l'Oligo-Aquitainien et apparaissant près d'Aghlal, elle est constituée de carbonates et de grès à ciment calcaire.

Ces différentes unités allochtones ont été charriées au sein d'un bassin Miocène synchronappe dont les formations sont datées du Serravalien (Guardia et Magne, 1972 ; Guardia, 1975 ; Bellon et al., 1984).

Les dépôts du Miocène post-nappes et du Pliocène reposent sur ces ensembles structuraux. Le Miocène post-nappes comprend deux cycles: un cycle inférieur constitué par des argiles vertes, des grès et des poudingues, surmonté d'un cycle supérieur représenté par des marnes et des calcaires récifaux (Guardia, 1975).

Cependant, le Pliocène représenté par deux ensembles, l'un à la base, constitué de marnes à « *Globorotalia Margaritae* » Bolli et l'autre au sommet formé de calcaire à *Clypeasters* ou à *Pectinidés*, des grès dunaires et des sables rubéfiés à *Hélix* des Villafranchien (Guardia, 1975).

IV. Historique des travaux:

Le magmatisme de l'Algérie du nord est représenté par des massifs plus ou moins éloignés les uns des autres selon les régions. Il dessine un liseré plus ou moins continu qui se poursuit au-delà des frontières orientales et occidentales.

Les roches volcaniques d'Oranie nord-occidentale ont fait l'objet de plusieurs travaux. Les plus anciens d'entre eux, datant de la fin du XIX^{ème} siècle, ont abouti à des notes succinctes portant sur l'étude de zones très limitées.

- Les premiers travaux ont été entamés par Velain (1874). Il donne une très courte description pétrographique du matériel éruptif. et aborde la nature des roches volcaniques des îles Habibas. Entre autre, il signale une néphéline à mélilite dans l'île de Rachgoun.
- Lacroix (de 1893 à 1927), dans plusieurs de ses ouvrages, a apporté des précisions sur la minéralogie et la chimie des laves de la région. De nombreux échantillons, remis par Velain et Gentil, ont été cités dans ses publications sur « la minéralogie de la France et de ses colonies » et sur « les enclaves des roches volcaniques ».
- Gentil (1903) présente une étude sommaire de quelques laves et rattache celles du plateau de Tadmaya à un basalte à olivine. D'autre part, il indique la présence de sanidinite au Cap d'Acra et décrit des labradorites sans signaler leurs lieux. Enfin, il entame une courte description des tufs à lapilli et présente une carte simplifiée de la région. Plus tard il publie des travaux sur les basaltes à analcime d'Ain-Temouchent ainsi que le chimisme des laves Parallèlement à ces premières cartographies détaillées, Gentil (1903) présente une étude plus élaborée des massifs éruptifs de la Moyenne et Basse Tafna et du secteur d'Ain-Temouchent.
- Sadran (1958) a focalisé ses travaux sur le volcanisme récent de l'Oranie et publie une thèse comportant une cartographie schématique des différents centres d'émission et des produits émis. Il donne une chronologie relative du volcanisme et précise la nature pétrographique et chimique des différentes coulées. Entre autre, il signale également la présence d'enclaves de natures pétrographiques variées et montre que le substratum gréseux des coulées de la Basse Tafna est constitué de sable à hélix d'âge Miocène supérieur, probablement "le Messénien". Enfin, il publie des résultats d'analyses chimiques et relie la tectonique avec le volcanisme.
- Fenet (1975), par ses études structurales, adopte pour l'Oranie, un modèle selon les conceptions « nappistes » tout en précisant la stratigraphie d'un grand nombre de

secteurs et actualisant, par leurs arguments, d'intéressantes interprétations géodynamiques à l'échelle régionale.

- Guardia (1975) présente des données paléomagnétique des laves ainsi qu'une synthèse géologique et structurale de la région. Il conclue que le volcanisme de la Basse Tafna est totalement indépendant vis à vis de la tectogenèse antérieure, mais plutôt lié à une néotectonique profonde.
- Bellon et Brousse (1977), Bellon et Guardia (1980) et Bellon et al, (1984) de caractériser la position stratigraphique et l'âge de mise en place du volcanisme Oranie.
- Bellon et Guardia (1980), publient les résultats de l'étude paléomagnétique des roches éruptives alcalines de l'Oranie ainsi que leur datation au K/Ar. Ils révèlent la polarité des coulées basaltiques ainsi que l'âge correspondant à chacune d'elles.
- D'autre part, ces derniers précisent l'âge de la formation gréseuse qui constitue le substratum dans certains massifs volcaniques.
- A l'Est de la marge algérienne, il est représenté par une base de donnée qui a été au fur et à mesure améliorée en alcalin et en calco-alcalin par différents auteurs. En effet celui du Djebel Filfila et dans la région Bejaïa-Amizour, fut étudié par B. Semroud, (1980).
- Megartsi (1985) présente une synthèse géologique, pétrologique et géodynamique de tout le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranie nord-occidentale.
- L'office de la Recherche Géologique et Minière (ORGM) a développé, depuis 1985, un vaste programme de prospection des minéralisations poly-métalliques associées au volcanisme miocène d'Oranie nord occidentale notamment dans le Sahel d'Oran (région de Bouzedjar) et dans les M'Sirda.
- Bendoukha (1987), entame une étude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme de la basse Tafna. Il met en évidence trois grands épisodes volcaniques majeurs .Il précise la nature alcaline et les faciès différenciés de ce massif.
- Dans l'algérois, le magmatisme de Thenia fut étudié par O. Belanteur (1989), celui de la région de Hadjout par F. Ait Hamou (1987).
- Abbad (1993) présente une étude volcanologique de la partie septentrionale du massif éruptif de la Souhalia. Il met en évidence une série alcaline sodique pour les laves de Souhalia et un seul épisode volcanique majeur de type strombolien.
- Quant à celui du cap Bougaroun, il fut entamé par A. Ouabadi (1994), celui du massif l'Edough par Aïssa.

- Louni-Hacini et al, (1995) proposent de nouvelles datations radiométriques (^{40}K - ^{40}Ar) de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin d'Oranais et obtienne des âges plus jeunes que ceux présentés par Bellon et Guardia(1980) dans la Moyenne Tafna.
- En (1997), Tabeiouna décrit l'activité phréatomagmatique du massif d'Aïn Temouchent et détaille la pétrographie et la minéralogie des basaltes.
- Maury et al. (2000), Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002) suggèrent que la transition du volcanisme néogène de calco-alcalin à alcalin en Oranais, est post-collisionnelle et serait due à l'expression magmatique d'une rupture de la lithosphère subductée en se référant aux travaux de Carminatti et al. (1998) qui ont abouti à une image du manteau sous-Oranie jusqu'à une profondeur de 400Km.
- Zerka (2004) présente les premières approches concernant l'étude détaillée des enclaves ultrabasiques associées aux produits éruptifs d'Aïn Temouchent et de la Basse Tafna.
- Bendoukha (2008), présente une étude dynamique, pétrographique et géochimique détaillée sur le volcanisme alcalin Plio- Quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale).
- Bendoukha et al (2009) Nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme alcalin Mio-Plio-quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale).
- Medini (2010) décrit les processus pyrométasomatiques et hydrothermaux liés à l'activité volcanique calco-alcaline du complexe des M'Sirda (Oranie nord occidentale). Il conclut à des incidences gîtologiques fort intéressantes.
- Taibi Nassira (2011) a lié entre l'apport télédétection optique et la cartographie structurale dans le massif des M'sirda.
- Tarfaoui Mohammed (2014), présente la relation entre le alcalin Plio-Quaternaire volcanisme et la fracturation qui affectée l'Oranie Nord occidentale.
- Hassan Daouadji Houari (2015) représente une étude Géologique, Pétrographique et Géochimique des basaltes de Mohammedia, et leurs comparaisons avec ceux de la Basse Tafna et du Djebel Fillaoucène « Oranie Nord Occidentale ».

Nous nous devons également de signaler de nombreux mémoires d'ingénieur d'état inédit, soutenues à l'université d'Oran, et ayant traité chacun de son côté des divers aspects du volcanisme néogène de l'Oranie :

- Lagraâ et Nekhab (1990) présentent une étude pétrographique, dynamique et géochimique de la région de Souhalia.
- Hadj Abdelkader (1993) a étudié les roches ultramafique du massif volcanique du Souhalia.
- Achour et Hamma (1995) donnent une synthèse dynamique, pétrographique et géochimique des laves Plio Quaternaire de l'Oranie Nord occidentale.
- Bouziane (1995) présente l'étude dynamique, pétrographique et géochimique des laves Mio-Plio-quaternaire Boutrack (Moyenne Tafna).
- Raouya (1995) a étudié pétrographique, dynamique et géochimique des roches volcanique d'âge Plio-Quaternaire.
- Charef (1999) donne une description de la minéralisation associée aux roches éruptives du Sahel d'Oran.
- Benfriha et Mehalli (2000) présentent une étude pétrographique des laves Mio-Plio-Quaternaire de la Moyenne Tafna.
- Benziane (2004) propose une synthèse dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranie Nord occidentale.
- Hadjadj (2006) montre la relation de fracturation avec l'activité volcanique Mio-Plio-Quaternaire en Oranie Nord occidentale.
- Halloui Aïcha (2008) fait comparaison entre les basaltes Plio-Quaternaire de l'Oranie Nord occidentale.
- Rouag Salima (2008) donne une synthèse pétrographique et géochimique de l'émission magmatique de l'Oranie Nord occidentale l'algérois (Algérie Nord occidentale).
- Chebab A. et Karoui Fatima (2013) ont lié entre les apports de télédétection et l'analyse de la fracturation liée à l'activité volcanique de la région de Souhalia (Oranie Nord occidentale) ».
- Denden Siham (2013), a étudié paléomagnétisme du volcanisme alcalin de Souhalia.
- Blil A. et Rahmouni M. (2015) présentent une comparaison pétrographique, dynamique et géochimique entre le massif de Souhalia et les éruptions volcaniques dans le flanc Sud de Djebel Fillaoucène.

Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes fixés comme l'objectif principal l'élaboration d'une synthèse géochimie isotopique des émissions basaltique Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranie Nord-occidental.

V. But de travail:

Les principaux objectifs de notre travail ont été:

- De donner un aperçu global de la géochimie isotopique.
- De présenter l'utilisation des couples isotopiques servant à la datation des roches magmatiques.
- De présenter l'ensemble des datations absolues des laves éruptives de l'Oranie Nord occidentale.
- D'établir les diagrammes de géochimie isotopiques pour l'ensemble des massifs volcaniques et leur l'interprétation.
- D'interpréter les diagrammes ainsi que la distribution des éléments isotopiques
- D'en déduire la relation entre le partage des éléments radiogéniques et l'évolution de nature de magma alcalin, transitionnel et calco-alcalin.

Chapitre 02:

Géochimie Isotopique

I. Introduction:

Dans la nature, il existe certains éléments dont un ou plusieurs isotopes sont instables. Ils subissent des désintégrations radioactives.

On a deux types d'isotopes: les *isotopes radioactifs* (instables) sont des nuclides qui se désintègrent spontanément au cours du temps pour former d'autres isotopes. Durant la désintégration, les isotopes radioactifs émettent des particules *alpha* ou *beta* et toujours des rayons *gamma*. Les isotopes stables au contraire ne montrent pas de décroissance au cours des temps géologiques mais peuvent être eux-mêmes le produit de la décroissance d'isotopes radioactifs.

1) Isotopes stables:

Ces isotopes ne montrent pas de décroissance au cours du temps. Les éléments d'intérêt dans la géochimie des isotopes stables sont **H, Li, B, C, N, O, Si, S** et **Cl**. Parmi ceux-ci, les plus intéressants sont **O, H, C, N** et **S**. Tous ces éléments ont des caractéristiques communes:

1. Masse atomique faible.
2. Les différences relatives de masse atomique entre les différents isotopes sont importantes, par ex: entre 1H et 2H , il y a 100% de différence de masse.
3. Ils forment des liaisons avec un haut degré de covalence,
4. Les éléments existent sous plusieurs états d'oxydation (C, N, S), forment une large variété de composés (O), ou sont des constituants importants de fluides ou solides naturels,
5. L'abondance des isotopes rares est suffisamment importante ($>0,1\%$) pour rendre possible leur analyse (seuil de détection).

2) Isotopes radioactive (instable):

Les éléments d'intérêt en géochimie des isotopes radioactifs/radiogéniques présentent plutôt des masses atomiques élevées (Sr, Nd, Pb), ils forment essentiellement des liaisons ioniques, existent généralement sous un seul état d'oxydation, et montrent de faibles différences de masse atomique entre les isotopes (par ex: ^{235}U et ^{238}U , il y a env. 1,3% de différence de masse).

Et que nous intéressons à notre travail les isotopes instables, lorsque l'accumulation d'isotopes radiogéniques à la suite de la décroissance radioactive d'éléments parents fournit des méthodes très puissantes de datation absolue des matériaux terrestres (géochronologie ou encore la radiochronologie).

Par ailleurs, l'étude de l'abondance des isotopes radiogéniques comme ceux du strontium (Sr), du Plomb (Pb) et du Néodyme (Nd) permet d'obtenir des informations sur la différenciation des roches à la fois dans l'histoire récente de la Terre et dans ces épisodes passés (pétrogenèse).

II. *Technique analytique*

1. Qualités d'un appareillage, précision, standards:

1.1 Qualités:

Tout appareillage de mesure est caractérisé par quatre qualités fondamentales :

- Limite de détection : 2 à 4fois (suivant les auteurs) le bruit de fond de l'appareillage ;
- Sensibilité : rapport de l'accroissement de la grandeur mesurée et de l'accroissement de la concentration ;
- Fidélité ou reproductibilité (respectivement précision ou reproducibility en anglais) : aptitude à donner le même résultat à chaque mesure nouvelle ;
- Justesse (accuracy en anglais) : aptitude à donner un résultat proche de la valeur réelle.

On distingue enfin des qualités spécifiques des appareillages, comme par exemple en spectrométrie de masse le pouvoir de résolution et la sensibilité en abondance.

1.2 Précision:

La précision est estimée généralement de deux manières : en premier lieu, des procédures internes au laboratoire permettent de contrôler la reproductibilité et la justesse de l'appareillage. En deuxième lieu, des standards interlaboratoires (roches, minéraux) permettent de valider ces contrôles.

1.2.1 Ecart-type, erreur probable:

Il convient à ce niveau d'énoncer certains rappels de statistique tant la confusion est grande dans ce domaine. Soit un échantillon de distribution normale et d'écart-type σ . Il s'agit par exemple de l'analyse répétée sur un même spectromètre de masse du sel standard isotopique du strontium NBS 987.

La moyenne du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur 50 enregistrements effectués sur 6mois est par exemple 0,710245 et le σ est de 0,0000015. C'est l'intervalle à $\pm 2 \sigma$ qui exprime la reproductibilité du spectromètre de masse et donc l'erreur attendue sur un échantillon quelconque. La justesse du spectromètre de masse consiste à comparer la valeur moyenne ici de 0,710245 à celle obtenu par d'autres laboratoires. Et la différence peut excéder 0,00002.

1.2.2 Standards:

L'analyse répétée de standards interlaboratoires, chimiques et isotopiques (roches, minéraux et sels) est une nécessité. Il est donc utile de valider des résultats originaux par la publication des résultats sur ces standards (CRPG Nancy, l'USGS et la revue Géostandards Newsletters). (*Fig. 3*).

	Andésite		Granite G2	
	AGV-1 Moyenne $\pm 2\sigma$	nombre de mesures	Moyenne $\pm 2\sigma$	nombre de mesures
Si%				
AA	27,74 \pm 0,60	(19)	32,11 \pm 1,18	(21)
ICP	27,55 \pm 1,06	(7)	32	
XRF	27,78 \pm 2,26	(48)	32,28 \pm 0,80	(44)
NAA	27,77 \pm 0,22	(10)	32,40 \pm 0,30	(12)
Sr(ppm)				
AA	670 \pm 58	(21)	462 \pm 64	(23)
ICP	651 \pm 32	(5)	478 \pm 24	(5)
XRF	676 \pm 90	(168)	483 \pm 60	(64)
NAA	647 \pm 246	(26)	448 \pm 138	(24)

AA : Absorption atomique.

NAA : Activation neutronique.

XRF: Fluorescence.

X ICP : Torche à plasma, émission.

Fig. 3 : Standards interlaboratoires, chimiques et isotopiques (roches, minéraux et sels)

2. Principales techniques analytiques:

Les principales techniques spectrométriques utilisées actuellement dans les laboratoires de Géochimie dans un but d'analyse élémentaire et isotopique sont regroupées en deux ensembles : les spectrométries de rayonnements électromagnétiques et les spectrométries des particules et des rayonnements nucléaires. Les besoins sont de divers ordres :

- La mesure de concentrations
- La mesure de compositions isotopiques ...

* La mesure des concentrations :

On peut distinguer deux types d'approche, celle qui utilise une comparaison avec du matériel de référence grâce à des courbes d'étalonnage, et la dilution isotopique. Dans le 1er cas, on compare la réponse d'une sollicitation physique (rayonnement, ionisation) grâce à un détecteur approprié lors du passage d'une solution qui contient l'échantillon dissous et d'un jeu de solutions étalons.

La pratique la plus commune consiste à dissoudre l'échantillon dans une solution acide adéquate (souvent à base d'acide fluorhydrique qui seul dissout les silicates), à diluer la dissolution d'attaque pour minimiser les problèmes d'interaction entre les éléments de la solution.

Souvent cette phase d'attaque est précédée par une fusion de la poudre d'échantillon dans du méta-borate de Lithium : le point de fusion du mélange est relativement bas, l'ensemble des minéraux réfractaires (zircon, oxydes) sont dissous et le verre résultant est soluble dans un acide moins hostile, l'acide chlorhydrique.

2.1 Spectrométries des rayonnements électromagnétiques:

2.1.1 Absorption de photons lumineux:

Un atome n'est capable d'absorber que les rayonnements électromagnétiques qu'il est lui-même capable d'émettre. L'absorption de photons émis par une lampe émettant le rayonnement caractéristique de l'élément à doser est donc parfaitement sélectif. Cette méthode est lente car elle nécessite généralement une mise en solution.

2.1.2 Emission de photons lumineux:

Le retour de l'atome excité à l'état fondamental est accompagné de l'émission de son rayonnement électromagnétique propre, que l'on mesure. L'excitation peut être réalisée dans une flamme et dans des conditions de température modérée : cette spectrophotométrie est souvent couplée dans un même appareillage à la technique d'absorption. Mais l'excitation peut être réalisée dans un plasma et analyser les éléments réfractaires (TR, Th, etc...).

C'est là le principe de l'**ICP-AES** (*Inductively Coupled Plasma- Atomic Emission Spectrometry*). Elle nécessite la mise en solution.

2.1.3 Emission de photons X:

Emission et absorption de photons lumineux ne concernaient que les couches électroniques externes de l'atome. Un bombardement beaucoup plus énergétique est apte à atteindre les couches les plus internes et à assurer ainsi les transitions spectrales qui correspondent à l'émission de rayons X. Le rayonnement X est produit de deux manières :

- Par un bombardement électronique dans le cas de la Microsonde Electronique (*Electron Microprobe*) où l'échantillon se trouve sous forme de section polie. C'est un premier moyen d'analyse ponctuelle adapté aux éléments majeurs mais assez peu sensible pour les éléments en traces.
- Par un faisceau primaire de rayons X dans le cas de la Fluorescence X (X Ray Fluorescence ou XRF) ; la matière analysée est sous forme de verre ou poudre compactée par pastillage.

Cette technique est largement automatisée et permet des analyses de grande précision sur les majeurs et un très grand nombre de traces.

2.2 Spectrométrie:

2.2 .1 Spectrométrie de masse: (voir annexe II)

La spectrométrie de masse consiste à séparer les ions en fonction de leur rapport masse/charge grâce à l'association d'un champ électrique et d'un champ magnétique (créé en général par un secteur magnétique, c'est-à-dire un électroaimant) perpendiculaire au premier puis de collecter ces ions sur une cage de Faraday ou un multiplicateur d'électrons, et enfin de mesurer le courant ionique engendré.

C'est par ce procédé que l'on détermine les enrichissements en isotopes radiogéniques qui est à la base de la géochronologie et de la géochimie isotopique : mais c'est aussi la méthode d'analyse élémentaire la plus précise, et qui possède une des meilleures limites de détection ; le procédé utilisé est celui de la dilution isotopique, qui consiste à ajouter à l'élément, et en quantité parfaitement connue, un étalon interne à composition isotopique anormale.

La spectrométrie de masse peut être également à source solide et requiert une mise en solution préalable de l'échantillon et la purification de l'élément à doser par chromatographie sur colonnes à résine échangeuse d'ions ; l'élément est analysé par ionisation de surface, ou **TIMS** (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), ses isotopes étant détectés généralement simultanément à l'aide d'un dispositif de multicollecteur.

La spectrométrie de masse à source plasma (**ICP-MS** ou *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) repose sur l'ionisation des solutions à analyser par couplage inductif de la solution nébulisée dans un courant d'argon à l'intérieur d'une torche à plasma.

L'ICP-MS offre des possibilités de mesures très précises d'abondances en ultra-traces. Elle est associée à l'analyse ponctuelle par ablation laser qui permet l'analyse in situ des concentrations avec une taille de faisceau de moins de 30 μ et un niveau de détection remarquablement bas.

2.2.2 Analyseur Ionique:

L'analyseur ionique, ou Sonde Ionique (*Ion Microprobe*) permet de déterminer des abondances élémentaires in situ, c'est-à-dire sur des plages de quelques dizaines de μm^2 . Il s'agit là de **SIMS** (*Secondary Ion Mass Spectrometry*) car la matière est bombardée par un faisceau ionique. Son usage est limité à la mesure de coefficients de partage de TR entre minéraux adjacents, à la détermination des rapports isotopiques du Pb sur des galènes...

2.2.3 Spectrométrie de masse par accélérateur:

La spectrométrie de masse par accélérateur (*Accelerator Mass Spectrometry* ou *AMS*) consiste à compter directement les ions après les avoir accélérés avec des énergies de l'ordre de MeV. Cette méthode a permis de doser des isotopes cosmogéniques tels que ^{10}B , ^{26}Al , ^{36}Cl .

2.2.4 Activation neutronique:

Jusqu'à l'apparition de l'ICP-MS, l'activation neutronique était une technique largement utilisée en Géochimie en raison de l'accès à un très grand nombre d'éléments à la fois et de limites de détection particulièrement faibles. Elle est fondée sur la mesure des rayonnements spécifiques des radionucléides produits par des réactions nucléaires dans des piles atomiques.

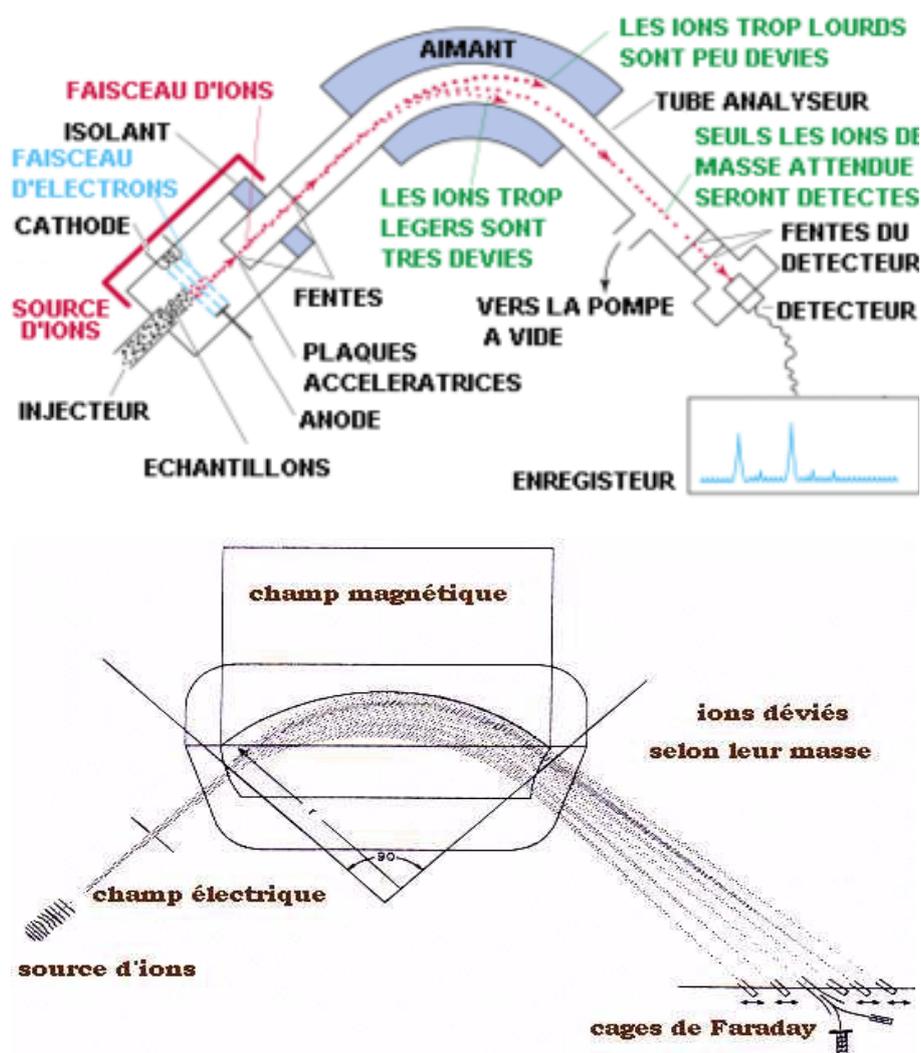


Fig.4 : Spectromètre de masse.

Une source émet des ions accélérés par une haute tension puis séparés en masse (M_1 , M_2 , ...) dans un champ magnétique. Les faisceaux d'ions sont recueillis dans des cages de Faraday, convertis en tension grâce à une résistance de haute valeur, et ces tensions proportionnelles aux abondances isotopiques analysées grâce à une batterie de voltmètres.

III. GEOCHRONOLOGIE

1. Principe des datations radiométriques:

1.1 Equation de l'âge:

L'équation de la radioactivité s'écrit:

$$(1) N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Où N_0 est le nombre d'atomes radioactifs à $t_0 = 0$. N_t de l'élément fils peut être mesuré. On a ainsi :

$$(2) N_0 = N_t + N'_t$$

Il vient :

$$(3) N'_t = N_t (e^{\lambda t} - 1)$$

$$(4) t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N'_t}{N_t} + 1 \right)$$

L'équation (4) est celle qui permet d'obtenir l'âge de la formation d'un milieu après y avoir déterminé le rapport entre le nombre d'atomes d'éléments fils ou radiogénique, et le nombre d'atomes d'éléments père. Elle n'est utilisable concrètement que lorsque les conditions suivantes sont réunies :

- 1) la constante radioactive est connue avec précision,
- 2) les éventuels atomes d'éléments fils présents initialement sont pris en compte,
- 3) le système est resté en permanence chimiquement clos vis-à-vis aussi bien de l'élément père que de l'élément fils : c'est la règle du système clos. Une grande partie des systèmes isotopiques employés couramment échappe à cette règle.

Remarque : la radioactivité est une horloge atomique absolue, car étant l'effet d'un processus nucléaire, par là même indépendant de l'environnement physico-chimique (pression, température, pH, liaisons chimiques, etc.).

Utilisation des couples Rb- Sr

2. Méthode Rubidium- Strontium:

2.1 Distribution de Rb et Sr, radioactivité du Rb:

Le rubidium (**Rb**), élément alcalin, étant un fidèle compagnon géochimique du K, le rapport K/Rb présente peu de variations naturelles ; il est compris entre 200 et 400 pour la majorité des roches. Le Sr est un alcalino-terreux et suit donc généralement le Ca bien qu'il puisse se substituer au K dans certains minéraux comme les feldspaths potassiques.

	Rb	Sr
Roches ultra-mafique	0,2	1
Basaltes alcalins	30	500
MORB	1	100
Granite	100-200	100-300

Fig. 5 : Les concentrations en Rb et en Sr dans les principaux types de roches.

Le **Rb** possède deux isotopes, le 85 et le 87 ($^{85}\text{Rb} = 72,15\%$ et $^{87}\text{Rb} = 27,85\%$). Seul le ^{87}Rb est radioactif et se transforme en ^{87}Sr par émission β . Sa période de désintégration est très grande ($\approx 50 \text{ Gansoit } \lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$).

Le Sr commun est composé de 4 isotopes : 84, 86, 87 et 88. Les isotopes 84, 86 et 88 ne sont ni radioactifs ni radiogéniques. Les rapports isotopiques $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ sont donc des constantes universelles (0,05658 et 0,1194 respectivement) héritées de la nucléosynthèse.

2.2 Diagramme d'évolution isotopique:

L'enrichissement en ^{87}Sr , apprécié par convention par le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, est proportionnel à l'âge et à la teneur en Rb, et inversement proportionnel à la teneur en Sr commun, suivant :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{actuel}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

Cette équation est de la forme $Y = b + a X$ car : $(e^{\lambda t} - 1)$ peut être assimilé à λt du fait de la très faible de λ .

Dans la **fig.6** est représentée l'évolution de la composition isotopique du Sr en fonction du temps pour trois milieux à rapports $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ contrastés. Ce dernier rapport s'obtient facilement à partir des teneurs en Rb et Sr total et de la composition isotopique de celui-ci (pour les milieux riches en Sr commun, elle est proche de $2,8925 \times \text{Rb}/\text{Sr}$).

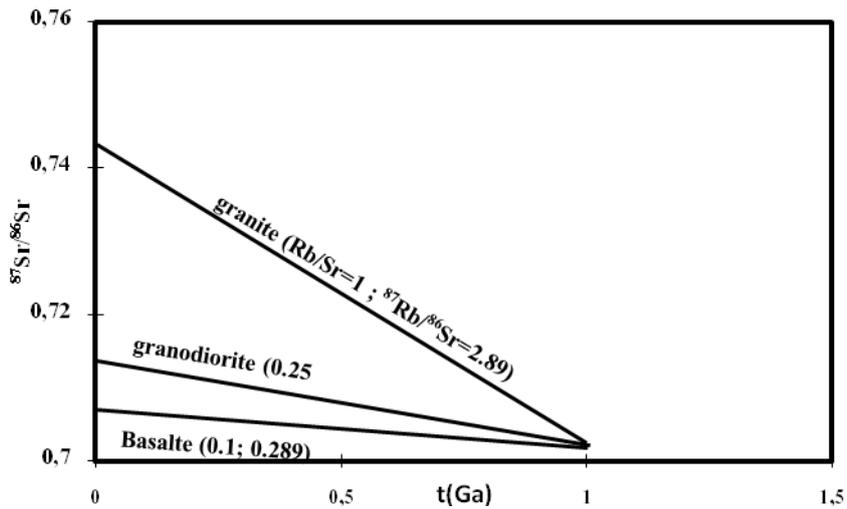


Fig. 6 : Diagramme d'évolution isotopique (où la pente est égale à $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) pour un basalte, une granodiorite, un granite, différenciés il y a 1Ga à partir d'une souche commune.

2.3 Méthode des isochrones:

2.3.1 Principe:

L'équation est de la forme $Y = b + a X$ si c'est maintenant $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ qui est la variable. Les points représentatifs de plusieurs milieux de même âge et de même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial sont alignés dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ le long d'une droite appelée isochrone.

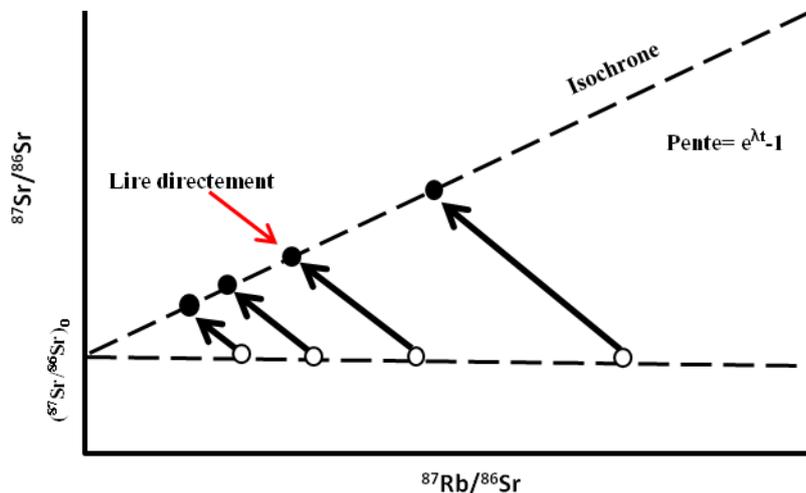


Fig. 7: Diagramme isochrone.

La pente est ici égale à $(e^{\lambda t} - 1)$ et l'ordonnée à l'origine est le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial, sur la valeur duquel il n'est pas nécessaire de faire une quelconque hypothèse.

Que représente l'âge isochrone dans le cas de roches d'origine magmatique ? Soit un liquide magmatique que le brassage par convection a homogénéisé des points de vue géochimique et isotopique. Il est représenté par un point dans le diagramme isochrone.

Le développement des processus de cristallisation fractionnée provoque un étalement des abscisses, puisque le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (c'est-à-dire Rb/Sr) est en première approximation proportionnel au rapport K/Ca. En revanche, la valeur du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ n'est pas affectée par ce processus.

Les points représentatifs dans le diagramme sont donc alignés sur une droite de pente nulle. Au cours du refroidissement, la diffusion des isotopes du Sr finit par se produire à une échelle inférieure à la taille de l'échantillon analysé. L'échantillon se conduit en système clos vis-à-vis du système Rb-Sr.

Les points représentatifs des échantillons évoluent désormais suivant une droite de pente égale à -1, puisque la disparition d'un atome de ^{87}Rb correspond l'apparition d'un atome de ^{87}Sr . Il y a isochrone lorsque la meilleure droite recoupe tous les rectangles d'incertitude de chaque échantillon. Cela signifie que les trois conditions suivantes ont été remplies :

- 1) les échantillons ont le même âge,
- 2) ils ont le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial,
- 3) ils se sont comportés en système clos vis-à-vis du Rb et Sr (commun et radiogénique) depuis leur cristallisation.

Si l'une des 3 conditions n'est pas respectée, les points représentatifs sont dispersés. On parle alors d'erreur-chrones. Un « indice de déviations pondérés » (MSWD est l'abréviation anglaise) permet de quantifier la qualité d'alignement.

2.3.2 Domaine d'application des isochrones sur roches totales:

Les roches acides et intermédiaires sont les plus adaptés à la datation par cette méthode en raison de la valeur relativement élevée et très souvent étalée au sein d'un même massif de leur rapport Rb/Sr.

L'âge intervient aussi car les difficultés d'analyse sont d'autant plus réduites que l'âge est ancien ; les roches plus récentes que la centaine de Ma ne sont donc pas abordables en général par cette méthode (les roches hyperalcalines à rapport Rb/Sr très élevé faisant exception).

De même les roches basiques, à rapport Rb/Sr faible, sont difficilement datables par cette méthode dans la gamme d'âge Phanérozoïque mais peuvent l'être dans le Précambrien.

2.3.3 Isochrones sur minéraux:

Les minéraux essentiels des roches acides peuvent être classés en deux catégories pour ce qui concerne leur rapport Rb/Sr : les micas riches en Rb et pauvres en Sr commun, donc à fort rapport Rb/Sr et les minéraux au contraire pauvres en Rb et riche en Sr commun, donc à faible rapport Rb/Sr, qui sont essentiellement les feldspaths. Seule parmi les minéraux accessoires, l'apatite, extrêmement pauvre en Rb et riche en Sr, joue un rôle vis-à-vis du couple Rb/Sr.

Lors de la cristallisation d'un magma, les minéraux héritent du rapport isotopique initial de celui-ci. Au temps t_0 , tous les minéraux sont donc alignés avec les roches totales (Fig. 8.a).

Lors d'un événement thermique, le ^{87}Sr radiogénique des micas, situé en position inter-foliaire à la place d'un atome de Rb, est mis en mouvement : en effet, aussi bien sa taille, plus petite que celle du Rb, que sa charge (2 au lieu de 1) favorise sa mobilité. Celle-ci obéit aux lois de la diffusion, et dépend donc de la température.

Le ^{87}Sr radiogénique libéré trouve naturellement sa place dans les espèces minérales adjacentes riches en Sr commun comme les feldspaths et l'apatite. Certains minéraux se comportent donc en « donneurs » et d'autres en « accepteurs » (Fig. 8.b).

La diffusion du ^{87}Sr radiogénique cesse quand tous les minéraux d'un même échantillon sont en équilibre isotopique et ont ainsi acquis le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Graphiquement, l'isochrone des minéraux bascule lors de l'évènement thermique autour du point représentatif de la roche totale de façon à acquérir une pente nulle (Fig. 8. c). Dès la fin de cet évènement, les minéraux se mettent à nouveau à « vieillir ».

En conclusion, une isochrone de roches totales correspond à la première cristallisation, c'est à dire la mise en place, et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial à celui du magma; en revanche, une isochrone de minéraux correspond à un *évènement thermique*, et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ n'a pas de signification car il dépend du rapport Rb/Sr de la roche totale correspondante (Fig.8. C et d).

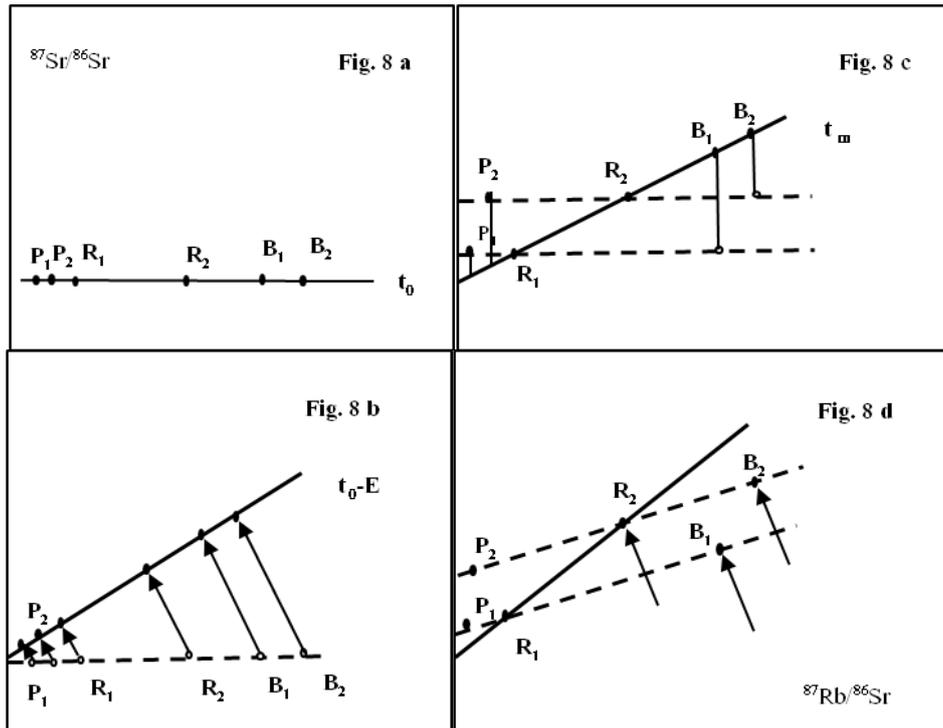


Fig.8: *comportement différentiel de 2 roches totales et leurs minéraux*

2.4 Géochimie du strontium:

L'emploi de la méthode des isochrones de roches totales a permis de constater les variabilités des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux. Les rapports isotopiques sont fonction de la composition chimique intégrée des divers environnements dans lesquels les éléments impliqués ont évolué depuis la formation de la terre.

Les informations procurées par les isotopes radiogéniques sont donc instructives de la composition et éventuellement des variations de composition des sources au cours du temps. C'est sur ce principe qu'est fondé le concept d'isotopes du strontium, traceur naturel.

Le champ d'application de la géochimie isotopique du strontium est très vaste. Il concerne l'histoire et la dynamique du manteau, l'évolution du système croûte-manteau, la croissance continentale, les relations entre les différents termes d'une même série magmatique, l'altération et la diagenèse, les tests de mélanges (magmas, sédiments, eaux).

2.4.1 Caractéristiques isotopiques du manteau:

Les caractéristiques isotopiques du manteau actuel sont obtenues grâce au volcanisme des dorsales (**MORB**) et les îles océaniques (**OIB**) car les risques de contamination sont nuls. A ce stade, il suffit de signaler que ses rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varient pour l'essentiel entre 0,702 et 0,706.

Il est maintenant possible de délimiter le champ de l'évolution isotopique initial et de la gamme de ses rapports isotopiques actuels. Dans le diagramme d'évolution isotopique (Fig. 8), la pente correspondant d'après (1) au rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, on peut donc calculer le rapport Rb/Sr du manteau.

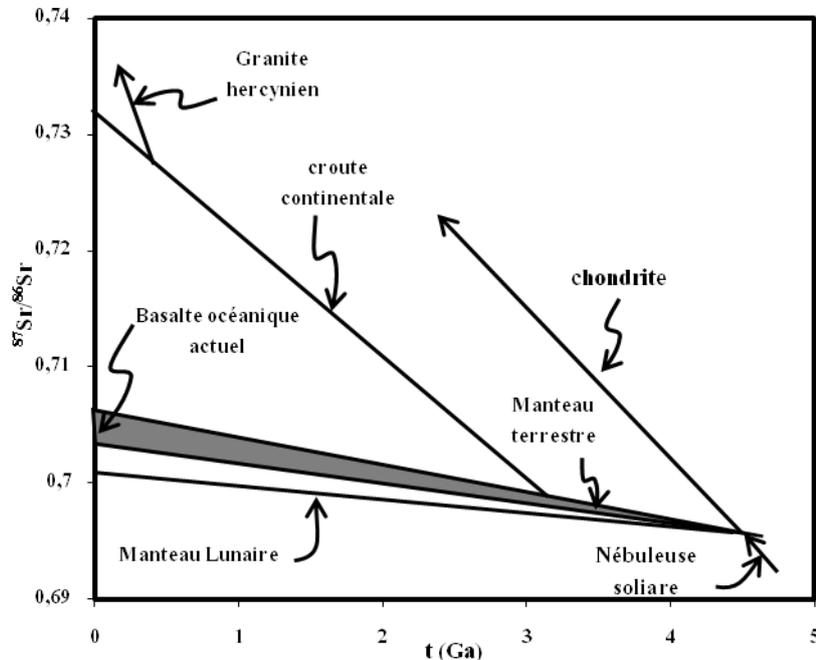


Fig.9: Domaines d'évolution isotopique des chondrites, du manteau terrestre et du manteau lunaire, d'un segment de croûte continentale âgé de 3Ga et d'un granite hercynien produit par la fusion de celui-ci.

2.4.2 Evolution isotopique d'un segment de croûte:

La croûte continentale est enrichie en éléments incompatibles, dont le Rb et le Sr, mais le Rb est encore plus incompatible que le Sr, les rapports Rb/Sr y sont sensiblement plus élevés que ceux du manteau. La croûte continentale ayant une composition moyenne granodioritique, son rapport Rb/Sr est d'environ 0,25 soit 10 fois plus que le manteau.

Ses éléments constitutifs les plus acides, tels que les granites, ont des rapports Rb/Sr encore plus élevés, pouvant être supérieurs à 10 et même à 100 dans le cas des roches hyperalcalines. En bref, l'augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du temps dans la croûte continentale est donc beaucoup plus rapide que dans le manteau.

2.4.3. Métamorphisme et ouverture du système Rb-Sr:

Pour aborder la question de l'utilisation du couple Rb-Sr dans des roches ayant subi un métamorphisme conséquent, il faudra comprendre dans quelle mesure le métamorphisme aura « réouvert le système » (qu'il ait lieu en système chimiquement fermé ou non métasomatose)

et quelle est l'échelle affectée par cette « réouverture » (un système isotopique peut être considéré comme ouvert à l'échelle d'un cristal, d'un échantillon, et clos à l'échelle d'un massif).

Cette notion de « réouverture » sera très rapidement associée à une seconde notion portant cette fois sur la nouvelle « fermeture » du système qui se mettra alors de nouveau à « vieillir »: désintégration du ^{87}Rb en ^{87}Sr et donc création de ^{87}Sr radiogénique (^{87}Sr qui provient de la désintégration du ^{87}Rb).

En effet, lors d'un épisode métamorphique la roche va se modifier d'un point de vue minéralogique, certains éléments vont de nouveau être libérés (diffusion...), et la nouvelle paragenèse s'équilibrera du point de vue isotopique.

Le degré de métamorphisme nécessaire pour affecter ces roches dépendra alors de la minéralogie qui les constitue, ce degré de métamorphisme se caractérisera espèce minérale par espèce minérale par une température de « fermeture » propre à chaque espèce (muscovite : 250°C , Biotite : 300°C , Amphibole : $400\text{-}500^\circ\text{C}$, feldspath : 500°C ...).

D'un point de vue géochronologique, un épisode métamorphique conséquent se caractérisera par une réhomogénéisation isotopique des lithologies, redistribuant les différents isotopes du strontium : les roches (ou les minéraux) présentent de nouveaux des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ identiques mais plus hauts que le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial prévalent lors de la mise en place du massif (il y a eu ajout de ^{87}Sr radiogénique durant le vieillissement naturel des roches avant l'épisode métamorphique).

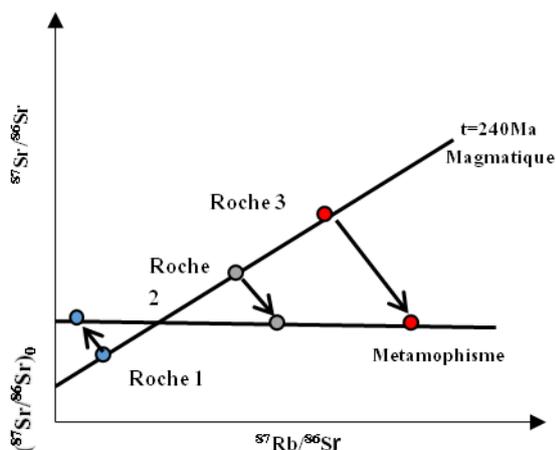


Fig. 10 : Diagramme schématisé isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une roche d'un massif magmatique mis en place à 240 Ma et subissant un métamorphisme (à $t=\text{actuel}$). Les minéraux se rééquilibrent sur une isochrone de pente nulle. Le nouveau rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial est plus haut que le rapport initial magmatique de la roche en raison de la proportion plus élevée de ^{87}Sr radiogénique dans le système.

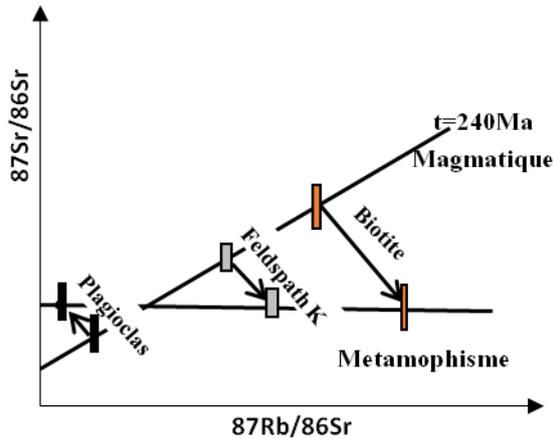


Fig.11 : Diagramme schématisique isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les échantillons analysés en roche totale d'un massif magmatique mis en place à 240 Ma et subissant un métamorphisme (à $t=\text{actuel}$). Les roches se rééquilibrent sur une isochrone de pente nulle. Le nouveau rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial est plus haut que le rapport initial magmatique en raison de la proportion plus élevée de ^{87}Sr radiogénique dans le système.

Ces nouveaux systèmes isotopiquement réhomogénéisés vieilliront naturellement, au bout d'un temps t , on observera de nouveau une pente à l'alignement des échantillons dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ dont l'âge recalculé correspondra à l'âge du métamorphisme. Le système peut également n'être que partiellement ouvert lors d'un épisode métamorphique.

Si la diffusion d'éléments n'excède pas quelques millimètres en distance (absence de fluide faisant office de « catalyseur » du déplacement) le système isotopique peut être considéré comme étant resté fermé à l'échelle d'un échantillon (dont la taille est supérieure à 10 cm) alors qu'à l'échelle millimétrique, les différences espèces minérales se seront rééquilibrées localement.

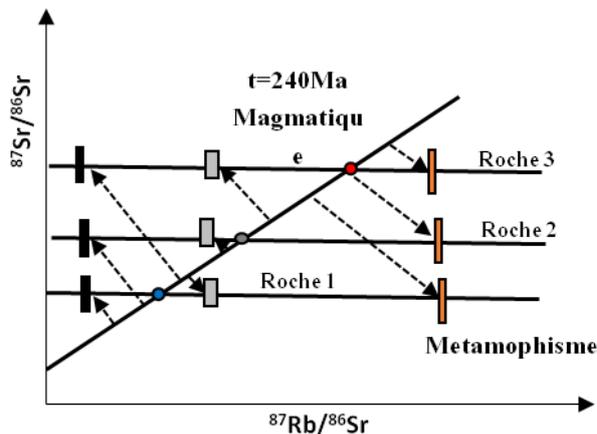


Fig.12 : Diagramme schématisique isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une série de 3 roches d'un massif magmatique mis en place à 240 Ma et subissant un métamorphisme (à $t=\text{actuel}$). Les minéraux se rééquilibrent sur une isochrone de pente nulle pivotant autour de la position de l'analyse en roche totale. Les roches totales conservent leur alignement sur l'isochrone 240 Ma.

Ces nouveaux systèmes isotopiquement réhomogénéisés à l'échelle minérale uniquement vieilliront naturellement, au bout d'un temps t , on observera de nouveau une pente à l'alignement des minéraux constitutifs de chaque échantillon dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ dont l'âge recalculé correspondra à l'âge du métamorphisme. Néanmoins.

Les roches totales n'ayant pas subi de perturbation à leur échelle lors de l'épisode métamorphique demeureront alignées sur une isochrone dont l'âge correspondra toujours à l'âge magmatique.

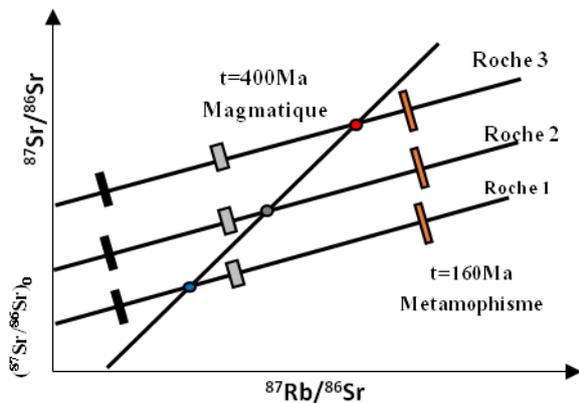


Fig.13 : Diagramme schématique isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une série de 3 roches d'un massif magmatique datant de 400 Ma et subissant un métamorphisme il y a 160Ma.

Ces propriétés d'homogénéisation isotopique à l'échelle minérale au cours d'un épisode métamorphique pourront être utilisées également pour dater des roches métamorphiques qui n'ont plus de protolithe (magmatique) identifiable. Des gneiss, des migmatites, des micaschistes ou en des granulites ou des éclogites pourront être daté par isochrone sur minéraux séparés.

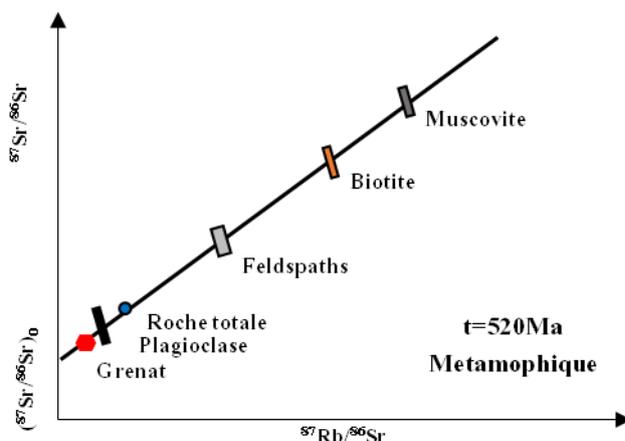


Fig. 14 : Diagramme schématique isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une paragenèse unique d'une roche métamorphique (micaschiste feldspathique à grenat) dont la genèse est associé à un épisode datant de 520 Ma.

3. Conclusion (Conditions requises en géochronologie):

- 1) N et D ont évolué par le seul résultat de la désintégration. Le système est resté chimiquement clos (pas de pertes, ni de gains d'isotopes pères ou d'isotopes fils, excepté par désintégration).
- 2) La constante de désintégration est précisément connue.
- 3) L'isochrone ne correspond pas à une droite de mélange.
- 4) Les données analytiques sont suffisamment précises.

Utilisation des couples Sm-Nd

1. Isotopes du Sm et du Nd, parenté:

Le Néodyme (**Nd**) possède de nombreux isotopes ($Z = 60$ et $126 < A < 161$; $M=144,24$). Seuls 5 sont stables dans la nature (^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd et ^{148}Nd) et 2 possèdent une demie-vie très longue (^{144}Nd et ^{150}Nd), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables.

Le ^{143}Nd provient pour partie de la désintégration a du ^{147}Sm .

isotope	Demie-vie	Abandance en%
Nd-142	<i>stable</i>	27,11
Nd-143	<i>stable</i>	12,17
Nd-144	$2,29 \times 10^{15}$ ans	23,85
Nd-145	<i>stable</i>	8,3
Nd-146	<i>stable</i>	17,22
Nd-147	10,98 jours	
Nd-148	<i>stable</i>	5,73
Nd-149	1,728 heure	
Nd-150	$6,8 \times 10^{18}$ ans	5,62
Nd-151	90 jours	

Le Samarium (**Sm**) possède de nombreux isotopes ($Z = 62$ et $130 < A < 165$; $M=150,36$). Seuls 6 sont stables dans la nature (^{144}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm et ^{154}Sm), et 1 possède une demie-vie très longue (^{147}Sm).

Les autres isotopes ont des demie-vie très courtes et ont des abondances dans la nature négligeables. Le ^{147}Sm est radiogénique et se désintègre en ^{143}Nd par radioactivité α .

isotope	Demie-vie	Abandance en%
Sm-144	<i>stable</i>	3,09
Sm-145	340 jours	
Sm-146	$10,3 \times 10^7$ ans	
Sm-147	$1,06 \times 10^{11}$ ans	14,97
Sm-148	<i>stable</i>	11,24
Sm-149	<i>stable</i>	13,83
Sm-150	<i>stable</i>	7,44
Sm-151	90 jours	
Sm-152	<i>stable</i>	26,72
Sm-153	46,7 heures	
Sm-154	<i>stable</i>	22,72
Sm-155	22,3 munités	

Dans le cas du couple ^{147}Sm - ^{143}Nd , l'équation (5) devient :

$$^{143}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd}_0 + ^{147}\text{Sm} (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{avec } \lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ an}^{-1}$$

Pour permettre la résolution de cette équation dans un système naturel, chaque terme est normalisé au nucléide stable ^{144}Nd .

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \frac{^{143}\text{Nd}_0}{^{144}\text{Nd}} + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

2. Géochimie du Sm et du Nd:

Le **Sm** et le **Nd** sont deux terres rares (ou lanthanides) intermédiaires, le néodyme s'apparente plus aux terres rares légères alors que le samarium est une terre rare intermédiaire.

Ces deux éléments ont des comportements très proches. Ils sont généralement incompatibles avec la plupart des espèces minérales. Leur fractionnement mutuel peut avoir lieu entre des espèces présentant classiquement des enrichissements en terres rares légères ($\text{Sm/Nd} < 1$; ex : plagioclase, clinopyroxène) et des espèces présentant tout aussi classiquement un enrichissement significatif en terres rares lourdes ($\text{Sm/Nd} > 1$; ex : orthopyroxène, grenat).

Néanmoins, la demi-vie très longue du ^{147}Sm est à l'origine d'une faible production de ^{143}Nd , facteur limitant pour son utilisation en géochronologie car nécessitant des précisions analytiques accrues.

D'une manière générale, les roches granitiques présentent un enrichissement significatif en terres rares légères et donc des gammes de rapports Sm/Nd faibles alors que les roches mantelliques ainsi que les roches mafiques et ultramafiques présentent respectivement un appauvrissement en terres rares légères ou des spectres plats d'où des gammes de rapports Sm/Nd importantes justifiant alors l'utilisation de cette méthode.

Au cours d'un processus de cristallisation fractionnée (donnant un complexe stratiforme des cumulats mafiques-ultramafiques par exemple), il existera des variations significatives de concentration en samarium et néodyme au sein des différents termes de la séquence lithologique litée.

Les différences de comportement entre ces deux éléments se traduiront à leur tour par des variations importantes du rapport Sm/Nd et ainsi du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Les premières lithologies issues de la cristallisation fractionnée sont plus riches en orthopyroxène (+/- grenat dans les domaines granulitiques) et donc plus riches en Sm, alors que dans les derniers liquides résiduels et les minéraux qui se formeront à partir de ces liquides, la concentration en Sm diminue et la concentration en Nd augmente tout comme les proportions de plagioclase et de clinopyroxène.

L'importance du grenat comme piège à terres rares (préférentiellement les terres rares lourdes) justifie également son utilisation fréquente dans les roches métamorphiques sur minéraux séparés (ex : isochrone biotite-roche totale-grenat).

Dans l'exemple suivant, la roche 1 de composition harzburgitique est plus riche en Sm et plus pauvre en Nd que la roche 2 pyroxénitique et que la roche 3 anorthositique. Les rapports Sm/Nd (et bien entendu $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) seront plus élevés dans les roches harzburgitiques que gabbroïques.

Tout comme pour le couple Rb-Sr, ce même raisonnement peut être tenu à l'échelle de l'échantillon et non plus à l'échelle du massif. Si l'on s'intéresse à l'échantillon de pyroxénite à plagioclase de l'exemple précédent, au cours d'un processus de cristallisation il existera des variations significatives de concentration en samarium et en néodyme au sein des différents minéraux constitutifs de cette roche.

Les différences de comportement entre le samarium et le néodyme traduiront donc par des variations significatives du rapport Sm/Nd et ainsi du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre les différentes phases. Les plagioclases sont plus riches en terres rares légères et donc plus riches en Nd, alors que dans les clinopyroxènes et surtout l'orthopyroxène sont plus pauvres en Nd et plus riches en Sm.

Rappel : Tout comme pour le strontium, et comme pour tout système géochronologique basé sur l'utilisation d'isotopes radiogéniques, l'utilisation d'un diagramme de type isochrone ne peut se faire que si le caractère co-génétique des entités (roche totale et/ou minéraux séparés) a été établi clairement.

A contrario, l'obtention d'une isochrone valable (âge contrôlé par une méthode différente) sur une série d'échantillons mal contraints peut permettre d'établir leur co-généité (même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}}$).

3. Exemple de datations:

La méthode Sm-Nd a été utilisée pour dater les gabbros du Chenaillet (Costa et Caby, 2001) à 198 millions d'année (jurassique basal).

En effet, contrairement au rubidium et au strontium (méthode Rb-Sr) qui peuvent aisément être mobiles au fond de l'océan, Sm et Nd sont immobiles dans la plupart des processus. Ils donnent ainsi la signature isotopique originelle du magma et de la source qui l'a engendré.

Lithologies	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma 5\%$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ
cumulats	0,25	0,79	0,1914	0,000957	0,513069	0,000015
ferrogabbro	19,5	64,31	0,1834	0,000917	0,513087	0,00001
doublon	19,35	63,88	0,1832	0,000916	0,51308	0,00002
ferrogabbro	2,15	4,96	0,2624	0,001312	0,513179	0,00005
doublon	2,14	4,93	0,2621	0,0013105	0,513173	0,00001
leucogabbro	0,6	1,86	0,1934	0,000967	0,513073	0,000017
gabbro	1,3	3,27	0,2402	0,001201	0,513152	0,00001
gabbro	2,46	8,76	0,1697	0,0008485	0,513084	0,000072

Fig. 15 : Données Sm-Nd en roche totale de différents gabbros du massif ophiolitique du Chenaillet (France). Les $2\sigma^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ recalculés ont été maximisé dans le présent exemple à 5% de la valeur du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calculé. Diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour les échantillons en roche totale du massif ophiolitique du Chenaillet (France).

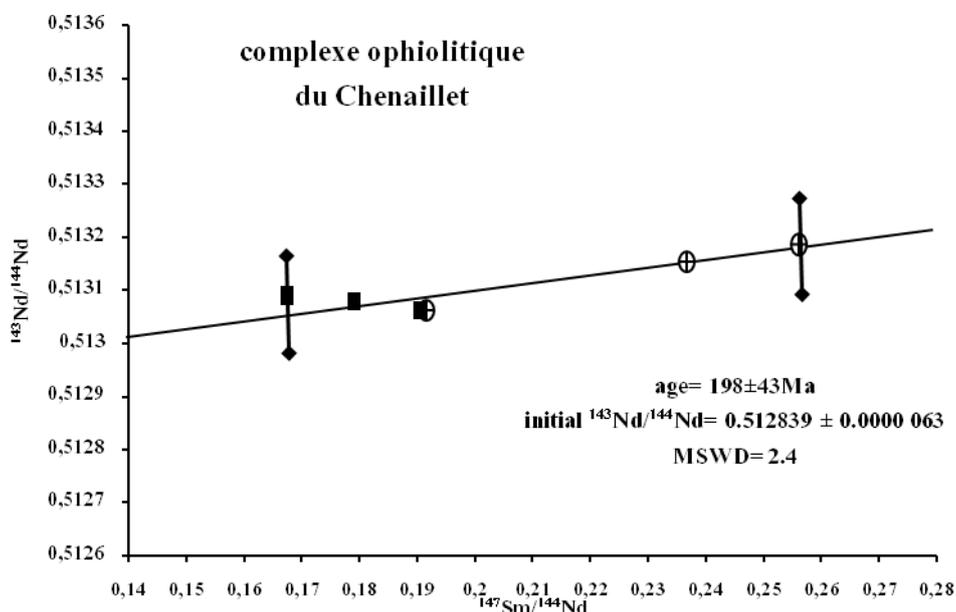


Fig. 16 : Ces données s'alignent sur une droite isochrone dont la pente donne un âge de $198 \pm 43 \text{ Ma}$ (2σ) pour un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial de $0,512839 \pm 0,000063$.

La méthode Sm-Nd est également très couramment utilisée pour dater des assemblages minéralogiques à grenat, qu'il s'agisse d'un métamorphisme régional ou de contact comme dans le cas des micaschistes à grenat de la région canadienne des « Central Coast Mountains » (Stowell et Tinkham, 2003).

Dans cet exemple, deux échantillons ont fait l'objet d'une séparation minéralogique, la roche totale, la matrice (roche totale-grenat) et le grenat ont été mesurés séparément. Les deux roches donnent des isochrones pour un âge de 89 Ma.

Lithologies	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 σ %	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ
GL02-G2						
grenat cœur	3,304	0,686	2,9179	0,0729475	0,514092	0,000019
grenat board	2,44	0,363	4,16178	0,1040445	0,514813	0,00002
roche totale	4,435	20,473	0,1313	0,0032825	0,512463	0,000015
matrice	2,956	15,915	0,11498	0,0028745	0,512443	0,00001
GL03-G4						
grenat cœur	5,15	1,035	3,017	0,075425	0,514172	0,000102
grenat board	1,594	0,23	4,2093	0,1052325	0,514828	0,000064
roche totale	2,652	10,162	0,1585	0,0039625	0,512475	0,000018
matrice	2,652	10,862	0,1483	0,0037075	0,51247	0,000016

Fig. 17: Données Sm-Nd en roche totale et minéraux séparés de deux échantillons de micaschistes à grenat issus d'un épisode de métamorphisme de contact associé à la mise en place de la chaîne orogénique de la côte centrale (Canada). Les 2σ $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ recalculés ont été maximisé dans le présent exemple à 2.5% de la valeur du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calculé.

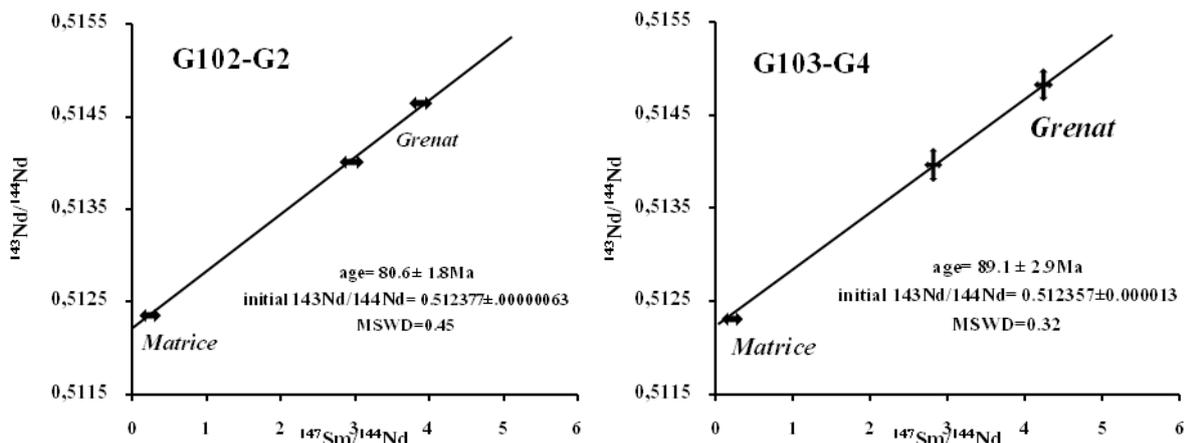


Fig. 18 : Diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour chaque échantillon en roche totale et minéraux séparés de micaschistes à grenat issus d'un épisode de métamorphisme de contact associé à la mise en place de la chaîne orogénique de la côte centrale (Canada). Ces données s'alignent sur deux droites isochrones dont la pente donne un âge commun métamorphique de 89,5 +/- 3 Ma (2σ).

4. ϵ_{Nd} et âges modèles:

Certains types de météorites (Météorites Chondritiques), sont considérés comme des exemples de matériel primordial du système solaire qui ne sont pas devenus partie intégrante d'une planète tellurique. Leurs systèmes isotopiques [$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$] sont restés isolés depuis la formation du système solaire (il y a à peu près 4,6.109 années).

En terme de raisonnement isotopique du système chondritique, nous pouvons installer un modèle quantitatif simple (équation 5) pour illustrer l'évolution des rapports isotopiques de ces roches.

Dans le cas du couple $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ on se référera à l'équation, connaissant le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actuel, il est alors possible de recalculer ce rapport pour n'importe quelle valeur de t ($0 < t < 4,6 \cdot 10^9$ ans). La valeur de λ étant très inférieure à 1 ($\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$) et l'âge de la Terre de $4,6 \cdot 10^9$ ans, la valeur de le demeure également très inférieure à 1 : l'évolution du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se fera de manière presque linéaire.

En effet, nous pouvons décomposer l'expression globale en polynômes, l'expression et devient:

$$e^{\lambda t} = 1 + \lambda t + (\lambda t)^2/2! + (\lambda t)^3/3! + (\lambda t)^4/4! + \dots$$

$$\text{Soit: } e^{\lambda t} - 1 \approx \lambda t$$

Ce qui nous permet alors de donner une approximation de l'évolution de notre système Sm/ Nd par l'expression suivante :

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \frac{^{143}\text{Nd}_0}{^{144}\text{Nd}} + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (\lambda t)$$

Ce modèle est appelé le modèle CHUR (Chondritic Uniform Reservoir d'après DePaolo et Wasserburg, 1976 : Réservoir Chondritique Uniforme), il représente l'évolution isotopique d'un système qui a conservé son caractère isolé depuis la création du système solaire.

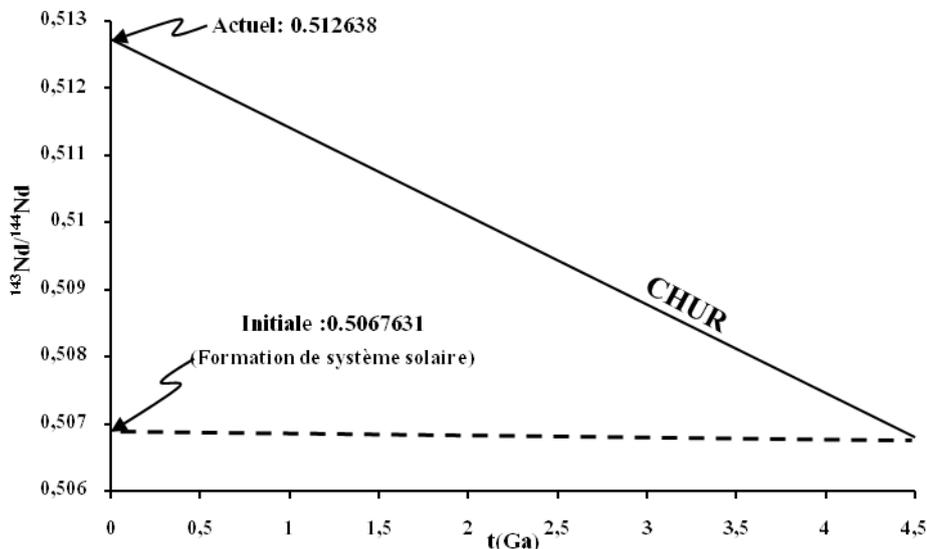


Fig. 19: Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du temps (en milliards d'années) pour le modèle CHUR, noter l'évolution linéaire du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Si l'on examine les rapports actuels $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et que ceux-ci sont différents du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la valeur du CHUR actuel, c'est que le corps source des roches

considérées s'est séparé du modèle CHUR à un temps TCHUR dans le passé pour ensuite évoluer séparément. Ceci peut être modélisé comme suit:

Echantillon de roche:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{Roche}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0^{\text{Roche}} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{Roche}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Et pour le CHUR:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0^{\text{CHUR}} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Dans l'hypothèse d'une séparation entre le modèle CHUR et la source de l'échantillon considéré (ex : séparation croûte-manteau) à un temps T-CHUR dans le passé, alors jusqu'à ce temps T-CHUR, nous avons égalité des rapports isotopiques, soit :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0^{\text{CHUR}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0^{\text{Roche}}$$

En réunissant les deux équations précédentes, nous obtenons :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{Roche}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}} = \left(\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{Roche}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}} \right) (e^{\lambda t} - 1)$$

L'âge du découplage (TCHUR) est alors donné par l'expression suivante :

$$\frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{Roche}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{Roche}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}}} + 1 \right) = T_{\text{CHUR}}$$

Avec ce modèle, nous voyons maintenant qu'un échantillon présentant un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus important ou plus petit que le CHUR indique qu'à un âge « modèle » T-CHUR dans le passé, la source de l'échantillon a été séparé du CHUR et s'est mise à évoluer indépendamment.

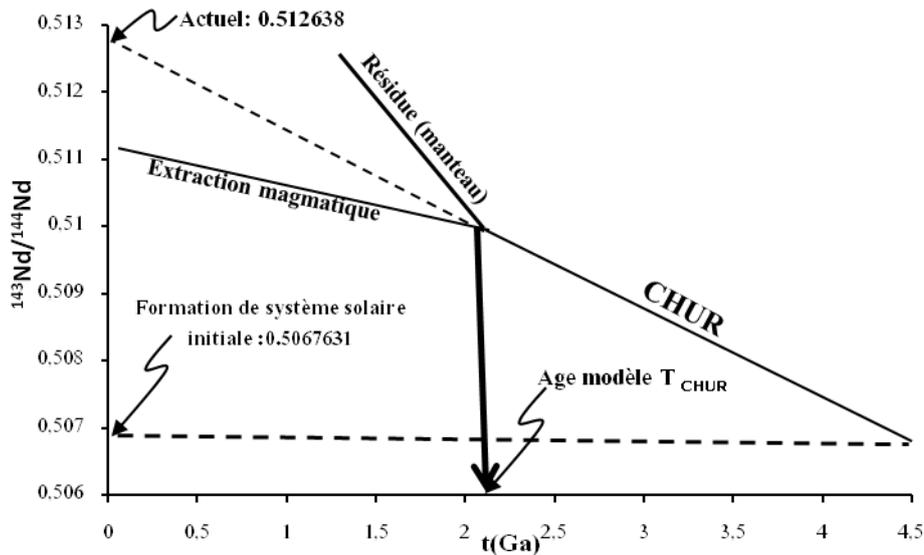


Fig. 20: Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du temps (en milliards d'années) pour le modèle CHUR, noter l'évolution linéaire du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Pour un échantillon présentant un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actuel différent de 0,512638 (CHUR), il est possible de recalculer l'âge pour lequel les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'échantillon et du CHUR sont identiques. Cet âge ($T\text{-CHUR}$) ne correspond que très rarement à une quelconque réalité géologique, il s'agit d'un âge modèle.

Typiquement, les échantillons mantelliques présentent des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus importants que le **CHUR** (enrichis en ^{143}Nd radiogénique), alors que les échantillons crustaux présentent des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus petits que le **CHUR** (appauvris en ^{143}Nd radiogénique).

Dans un modèle d'évolution planétaire simplifié, le réservoir chondritique uniforme se scinde donc dès les premiers incréments de croissance crustale en deux réservoirs : un manteau restitique ou DM *Depleted Mantle* (enrichi en ^{143}Nd radiogénique) et un domaine crustal (appauvri en ^{143}Nd radiogénique).

Classiquement, depuis l'archéen, les magmas issus d'une source mantellique ne sont donc plus issus d'un réservoir CHUR mais d'un réservoir de type DM (*MORB Midle Oceanic Ridge Basalt*).

Dans ce second modèle, il est également possible de calculer un âge théorique d'extraction de la source DM tout comme nous venons de le voir pour une source de type CHUR. Ce nouvel âge « modèle » est appelé T_{DM} , il dépend alors très fortement des différents modèles de croissance crustale, qui ne sont plus pour la plupart linéaires (extraction progressive de magma depuis un manteau de plus en plus appauvri).

Les variations du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ étant relativement modestes (^{147}Sm est un nucléide possédant une demi-vie très longue), on utilise couramment une notation ϵ (epsilon), « mesurant » l'écart entre la valeur du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roche mesurée et la valeur du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du **CHUR** au même âge. La mesure de cet écart présente l'avantage de comparer plus facilement les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

$$\epsilon Nd_{\text{actuel}}^{\text{roche}} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{actuel}}^{\text{Roche}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{actuel}}^{\text{CHUR}}} - 1 \right) \cdot 10^4 \quad \epsilon Nd_t^{\text{roche}} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_t^{\text{Roche}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_t^{\text{CHUR}}} - 1 \right) \cdot 10^4$$

Avec $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, (actuel)}} = 0,512638$. Il est bien entendu possible (et souvent nécessaire) de recalculer la valeur de cet ϵ à l'âge de formation de la roche. Il est alors nécessaire de recalculer également le rapport $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)}$ à ce temps t . L'erreur analytique sur l' $\epsilon \text{ Nd}$ est typiquement de +/- 0,5.

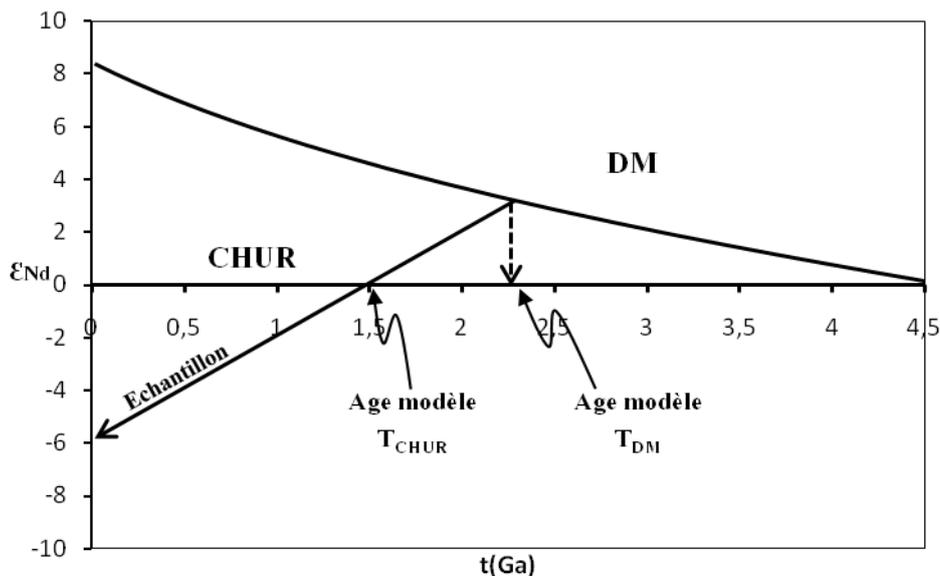


Fig. 21: Diagramme $\epsilon \text{ Nd}$ en fonction du temps (en milliards d'années) pour le modèle CHUR et le modèle DM (Depleted Mantle), noter l'évolution horizontale du CHUR (normalisé à lui-même=0), et l'évolution en polynôme du second degré du DM ($0,25t^2 - 3t + 8,5$ avec t en Ga d'après DePaolo, 1988).

Il est également possible d'utiliser cette notation pour mesurer l'écart de la composition isotopique du strontium par rapport à celle du manteau, supposé homogène, par un $\epsilon \text{ Sr}$ défini par l'expression suivante :

$$\epsilon Sr_{\text{actuel}}^{\text{roche}} = \left(\frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_t^{\text{Roche}}}{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_t^{\text{UR}}} - 1 \right) * 10^4$$

Où UR signifie *Uniform Reservoir* (Réservoir mantellique supposé uniforme). La valeur du rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR},(\text{actuel})}$ est déterminée grâce à « l'alignement mantellique » dans le diagramme $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, elle est de 0,7045.

Utilisation des couples Lu-Hf

Le système Lu-Hf est un autre système permettant le traçage isotopique et la datation d'événements géologiques, avec l'avantage que le Lu est une Terre Rare lourde, alors que le Hf est un élément du groupe IIIB (Ti, Zr, Hf) de la classification périodique.

De ce fait, de nombreux processus géochimiques découplent fortement les deux éléments, ce qui permet l'individualisation, beaucoup plus rapide que pour le système Sm-Nd, de réservoirs très radiogéniques au sein d'un même ensemble géologique.

Concrètement, le Lu entre assez facilement dans le réseau cristallin des grenats, alors que le Hf n'est un élément compatible que dans un nombre limité de minéraux accessoires, dont le zircon (ZrSiO_4) et la baddeleyite (ZrO_2). Ceci fait que les granulites acides (roches à grenats, souvent porteuses de zircons) sont *a priori* des cibles privilégiées pour la géochronologie Lu-Hf.

1. Isotopes du Lu et du Hf, parentés:

Le Lutétium (**Lu**) possède de nombreux isotopes ($Z = 71$ et $150 < A < 184$; $M = 174,967$). Seuls 1 est stable dans la nature (^{175}Lu) et 1 possèdent une demi-vie très longue (^{176}Lu), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables. Le ^{176}Lu est radiogénique et se désintègre en ^{176}Hf par radioactivité β^- .

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
Lu-172	6,7 jours	
Lu-173	1,37 ans	
Lu-174	3,31 ans	
Lu-175	<i>stable</i>	97,41
Lu-176	$3,59 \times 10^{10}$ ans	2,59
Lu-177	6,634 jours	
Lu-178	28,4 minutes	
Lu-179	4,59 heures	

Le Hafnium (**Hf**) possède également de très nombreux isotopes ($Z = 72$ et $154 < A < 188$; $M = 178,49$). Seuls 5 sont stables dans la nature (^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf et ^{180}Hf), et 1 possède une demie-vie très longue (^{174}Hf).

Les autres isotopes ont des demie-vie très courtes et ont des abondances dans la nature négligeables. Le ^{176}Hf provient pour partie de la désintégration β^- du ^{176}Lu .

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
Hf-174	2,0x10 ¹⁵ ans	0,16
Hf-175	<i>stable</i>	
Hf-176	<i>stable</i>	5,26
Hf-177	<i>stable</i>	18,6
Hf-178	<i>stable</i>	27,28
Hf-179	<i>stable</i>	13,62
Hf-180	<i>stable</i>	35,08
Hf-181	42,39jours	
Hf-182	9x10 ⁶ ans	
Hf-183	1,067 heures	

Dans le cas du couple ¹⁷⁶Lu-¹⁷⁶Hf, l'équation (5) devient :

$$^{176}\text{Hf} = ^{176}\text{Hf}_0 + ^{176}\text{Lu} (e^{\lambda t} - 1)$$

Avec: $\lambda = 1.93 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

Pour permettre la résolution de cette équation dans un système naturel, chaque terme est normalisé au nucléide stable ¹⁷⁷Hf.

$$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} = \frac{^{176}\text{Hf}_0}{^{177}\text{Hf}} + \frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} (e^{\lambda t} - 1)$$

2. Géochimie du Lu et du Hf:

Jusqu'à aujourd'hui, ce système reste relativement peu utilisé pour la géochronologie, principalement en raison des difficultés analytiques, mais également pour d'autres raisons.

Dans le cas de l'Hf, les températures exigées pour l'ionisation sont très hautes; en conséquence l'efficacité d'ionisation par ionisation thermique est basse, rendant ces analyses difficiles par cette méthode.

Le lutétium est la plus lourde des terres rares, avec une valence de +3 et un rayon ionique de 0,93Å, alors que le Hafnium est un membre des éléments du groupe IVB tout comme le zirconium et le titane.

Les trois éléments montrent quelques similitudes chimiques, ces similitudes sont très marquées dans le cas du Zr et de l'Hf. En effet, le Hafnium a un rayon ionique de 0,71Å (en coordinence 6) et de 0,83Å (en coordinence 8) et une valence de +4 (la similitude est alors particulièrement marquante entre le Hf et le Zr qui présente un rayon ionique pour Zr⁴⁺ de 0,72Å (en coordinence 6) et de 0,84 Å (en coordinence 8); le rayon de Ti⁴⁺ est beaucoup plus petit (0.61Å)).

Le rapport Lu/Hf est assez faible dans les roches terrestres car l'abondance du lutétium y est généralement inférieur à 1 ppm, celle du Hafnium pouvant atteindre la dizaine de ppm. Le système Lu-Hf est assez comparable au système Sm-Nd, car Lu et Hf sont deux

incompatibles avec la plupart des espèces minérales, mais Hf l'est plus que Lu (son incompatibilité est très semblable à celle du Sm).

Le système Lu- Hf partage plusieurs des avantages du système Sm-Nd: ce sont des éléments relativement insolubles et immobiles, ils sont de plus réfractaires et par conséquent le rapport de Lu/Hf de la terre doit être très comparable à celui des chondrites.

Il est donc tout à fait logique de définir une valeur ϵ_{Hf} de la même manière que nous avons défini une valeur de ϵ_{Nd} :

$$\epsilon_{\text{Hf}}^{\text{roche}} = \left(\frac{\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{Roche}}}{\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) * 10^4$$

Le rapport ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ chondritique actuel est 0,282772 (*Blishert-Toft et Albarède, 1997*) quand le rapport ${}^{179}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ est normalisé à 0,7325. Cependant, la similitude du rapport Lu/Hf entre la terre et les chondrites n'est pas fiable que pour le couple Sm/Nd simplement parce que le Sm et le Nd en tant que terres rares se comportent très pareillement, alors que le Hafnium qui n'est pas une terre rare et diffère dans son comportement du Lu.

De la même manière que pour le néodyme, il est possible de définir des âges modèles T-CHUR et T-DM pour le Hafnium.

Néanmoins, le système Lu-Hf présente plusieurs avantages par rapport au système Sm-Nd. Tout d'abord parce que la demi-vie de ${}^{176}\text{Lu}$ est plus courte que celle de ${}^{147}\text{Sm}$ (37 Ga contre 108 Ga) et parce que la gamme des rapports de Lu/Hf dans les roches et les minéraux est plus grand que celle du rapport Sm/Nd, les variations de ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ et ϵ_{Hf} sont plus grand que celles du rapport ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ et de l' ϵ_{Nd} .

En second lieu, en raison de la similitude de comportement chimique entre l'Hf du le Zr, l'Hf est concentré dans le zircon qui est minéral très résistant aux changements d'environnement.

3. Exemple de datation:

Tout comme la méthode Sm-Nd, la méthode Lu-Hf est utilisé pour dater des assemblages minéralogiques à grenat.

Dans l'exemple suivant (*Lapen et al., 2004*), plusieurs échantillons éclogitiques d'ultra haute pression ont fait l'objet d'une séparation minéralogique, la roche totale, le grenat, l'amphibole bleu et clinopyroxène ont été mesurés séparément.

Les différents minéraux et roches totales donnent une isochrone unique pour un âge de 46,4 Ma.

Géochimie Isotopique

Echantillon	type	Lu (ppm)	Hf (ppm)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1σ 0,5%	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ
2H-93	garnet 1	3,21	2,01	0,2276	0,001138	0,28331	0,000006
2H-93	garnet 1			0,2276	0,001138	0,283311	0,000005
2H-93	garnet 3			0,2276	0,001138	0,28331	0,000004
2H-129	whole rock 1	0,36	3,16	0,0164	0,000082	0,283115	0,000007
2H-129	whole rock 1			0,0164	0,000082	0,283117	0,000007
2H-129	whole rock 1			0,0164	0,000082	0,283113	0,000006
	clinopyroxene						
2H-238	1	0,04	2,98	0,0019	0,0000095	0,283105	0,000005
2H-103	garnet 1	3	2	0,2133	0,0010665	0,283289	0,000004
2H-103	garnet 1			0,2133	0,0010665	0,283291	0,000007
2H-103	garnet 1			0,2133	0,0010665	0,283288	0,000006
2H-130	garnet 2	0,34	3,59	0,0135	0,0000675	0,283118	0,000006
2H-130	garnet 2			0,0135	0,0000675	0,28312	0,000005
2H-130	garnet 2			0,0135	0,0000675	0,283116	0,000007
2H-249	garnet 1	2,93	2,6	0,1599	0,0007995	0,283257	0,000007
2H-249	garnet 1			0,1599	0,0007995	0,283259	0,000006
2H-249	garnet 1			0,1599	0,0007995	0,283255	0,000007
2H-250	garnet 2	2,95	2,87	0,1462	0,000731	0,28323	0,000005
2H-250	garnet 2			0,1462	0,000731	0,283222	0,000007
2H-250	garnet 2			0,1462	0,000731	0,283239	0,000008
2H-251	garnet 3	2,62	3,08	0,121	0,000605	0,283217	0,000007
2H-251	garnet 3			0,121	0,000605	0,283212	0,000006
2H-251	garnet 3			0,121	0,000605	0,283221	0,000005
2H-252	garnet 4	2,91	3,02	0,137	0,000685	0,283224	0,000007
2H-252	garnet 4			0,137	0,000685	0,283231	0,000007
2H-252	garnet 4			0,137	0,000685	0,283216	0,000007
2H-253	blue amphibole	0,08	2,84	0,0039	0,0000195	0,283108	0,000005
2H-253	blue amphibole			0,0039	0,0000195	0,283116	0,000007
2H-253	blue amphibole			0,0039	0,0000195	0,2831	0,000006
2H-254	garnet 5	3,16	2,9	0,1546	0,000773	0,283236	0,000006
2H-254	garnet 5			0,1546	0,000773	0,283235	0,000007
2H-254	garnet 5			0,1546	0,000773	0,283238	0,000005
	clinopyroxène						
2H-260	2	0,06	2,4	0,0033	0,0000165	0,283092	0,000006

Fig. 22: Données Lu-Hf en roche totale et minéraux séparés de plusieurs échantillons d'éclogites à grenat issus d'un épisode de métamorphisme régional associé à la mise en place de la chaîne orogénique alpine (Italie). Les 1σ $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ recalculés ont été minimisés dans le présent exemple à 0.5% de la valeur du rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ calculé.

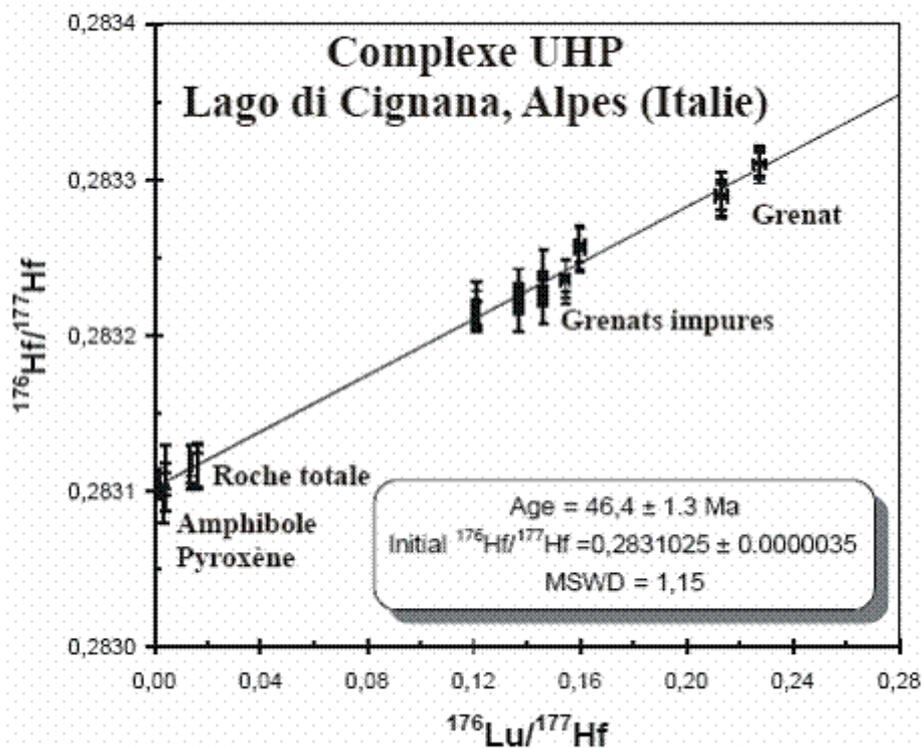


Fig. 23 : Diagramme isochrone $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ pour chaque échantillon en roche totale et minéraux séparés d'éclotites à grenat issus d'un épisode de métamorphisme régional associé à la mise en place de la chaîne orogénique alpine (Italie). Ces données s'alignent sur une droite isochrone dont la pente donne un âge commun métamorphique de $46,4 \pm 1,3$ Ma (2s).

Utilisation des couples U-Th-Pb

1. Isotopes du Th, U et Pb, parenté:

L'uranium a la propriété unique de posséder deux isotopes radioactifs à vie longue, ^{238}U et ^{235}U . Tout comme le ^{232}Th , ces deux isotopes de l'uranium sont à l'origine de familles radioactives dont le dernier isotope (stable) est un isotope du plomb différent pour chaque famille.

L'uranium (U) possède de nombreux isotopes ($Z = 92$ et $218 < A < 242$; $M = 238,02891$). Aucun n'est stable dans la nature et 3 possèdent une demi-vie très longue (^{234}U , ^{235}U et ^{238}U), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables.

L' ^{235}U par une suite complexe de désintégration α et β^- se transforme en ^{207}Pb , l' ^{238}U par une suite complexe de désintégration α et β^- se transforme en ^{206}Pb . Etant donné, les demi-vies relativement courtes (\ll Ma) des différents membres de ces séries radioactives, il devient possible de considérer un équilibre radioactif (le premier membre de la famille se désintègre pour donner le dernier) entre ces différents isotopes de l'U et du Pb.

Pour des périodes géologiques (\gg Ma), ^{234}U fait partie de la famille radioactive de ^{238}U .

Isotope	Demie-vie	Abondance en%
U-231	4,2 jours	
U-232	68,9 ans	
U-233	$1,592 \times 10^5$ ans	
U-234	$2,455 \times 10^5$ ans	0,0054
U-235	$703,8 \times 10^6$ ans	0,7204
U-236	$2,342 \times 10^7$ ans	
U-237	6,75 jours	
U-238	$4,468 \times 10^9$ ans	99,2742
U-239	23,45 minutes	
U-240	14,1 heures	

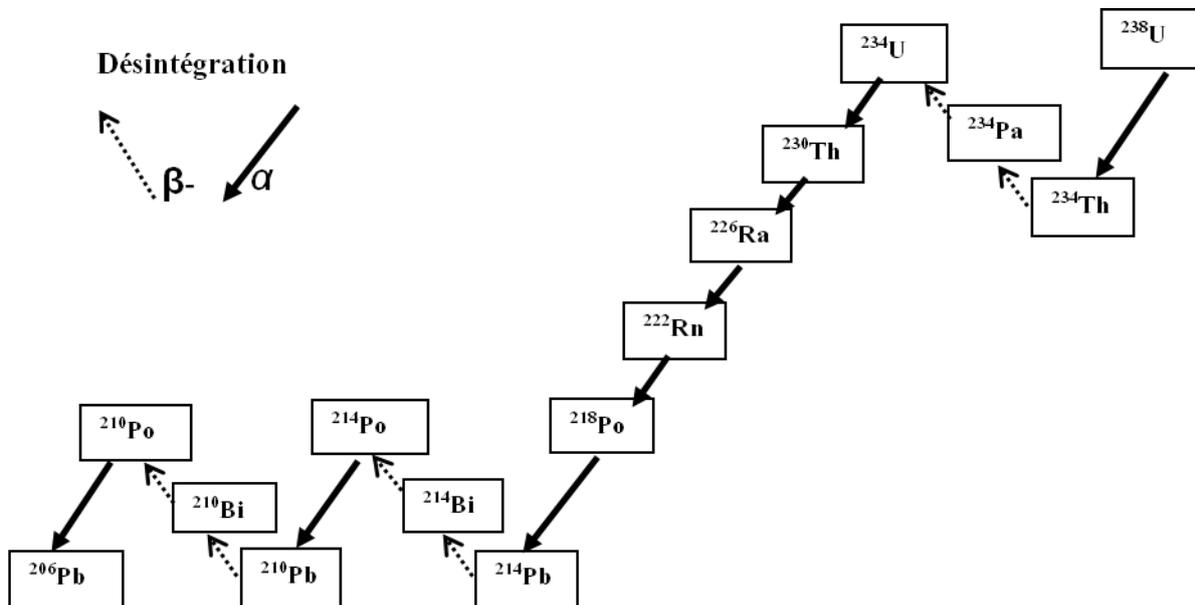


Fig. 24 : Le diagramme montre le cheminement sur la carte des noyaux de la cascade de désintégrations partant de ^{238}U et se terminant au ^{206}Pb stable, avec ses 82 protons et 124 neutrons. Les désintégrations α diminuent de 2 unités les nombres de protons et de neutrons, alors que les désintégrations bêta-moins diminuent de 1 les neutrons et augmentent de 1 les protons. Les cheminements α sont corrigés à intervalles réguliers par des désintégrations β qui permettent d'atteindre le meilleur équilibre entre protons et neutrons.

Le thorium (Th) possède de nombreux isotopes ($Z = 90$ et $209 < A < 238$; $M = 232,0381$). Aucun n'est stable dans la nature et un seul possède une demi-vie très longue (^{232}Th), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables.

Le ^{232}Th par une suite complexe de désintégration α et β - comparable à celles de ^{235}U et de ^{238}U , se transforme en ^{208}Pb . Tout comme pour l'U, étant donné, les demi-vies relativement courtes (\ll Ma) des différents membres de cette série radioactive, il devient

possible de considérer un équilibre radioactif (le premier membre de la famille se désintègre pour donner le dernier) entre le ^{232}Th et le ^{208}Pb .

Isotope	Demie-vie	Abondance en%
Th-227	18,68 jours	
Th-228	1,9116 ans	
Th-229	7340 ans	
Th-230	$7,538 \times 10^4$ ans	
Th-231	25,52 heures	
Th-232	$1,405 \times 10^{10}$ ans	100
Th-233	22,3 minutes	
Th-234	24,10 jours	
Th-235	7,1 minutes	
Th-236	37,5 minutes	

Le Plomb (**Pb**) possède de nombreux isotopes ($Z = 82$ et $180 < A < 214$; $M = 207,2$). Seuls 3 sont stables dans la nature (^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb) et 1 possède une demi-vie très longue (^{204}Pb), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables.

Le ^{205}Pb , bien que présentant une demi-vie non négligeable possède également une abondance nulle dans la nature. Le ^{206}Pb provient pour partie de la désintégration complexe du ^{238}U , Le ^{207}Pb provient pour partie de la désintégration complexe du ^{235}U et le ^{208}Pb provient pour partie de la désintégration complexe du ^{232}Th .

Isotope	Demie-vie	Abondance en %
Pb-202	$52,5 \times 10^3$ heures	
Pb-203	51,873 heures	
Pb-204	$1,4 \times 10^{17}$ ans	1,4
Pb-205	$1,53 \times 10^7$ ans	
Pb-206	<i>stable</i>	24,1
Pb-207	<i>stable</i>	22,1
Pb-208	<i>stable</i>	52,4
Pb-209	3,253 heures	
Pb-210	22,3 ans	

Les trois familles radioactives peuvent sous la forme de l'équation (5) :

$$^{206}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}_0 + ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

Avec $\lambda_{238} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = 4.47 Ga)

$$^{207}\text{Pb} = ^{207}\text{Pb}_0 + ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

Avec $\lambda_{235} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = 0.704 Ga)

$$^{208}\text{Pb} = ^{208}\text{Pb}_0 + ^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Avec $\lambda_{232} = 4,9475 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = 14,0 Ga)

Si nous divisons chacun des termes de ces équations par la concentration en atomes de ^{204}Pb , seul isotope du plomb à ne pas être radiogénique (comparable donc à ^{86}Sr), nous retrouvons les équations classiques des isochrones :

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{208}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{207}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{208}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Le rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (rapport atomique actuel de ^{238}U à ^{204}Pb) est désigné par convention par le symbole m , le rapport actuel $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est de 1/137,88. Le rapport $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ est donc de $\mu/137,88$.

Si l'on couple les deux équations $\text{U} \geq \text{Pb}$ en les divisant membre à membre, on obtient une nouvelle équation (linéaire donc de type isochrone) pour laquelle les teneurs en U et en Pb n'interviennent plus (**méthode dite plomb-plomb**) : l'âge peut être déterminé uniquement à partir des rapports isotopiques du Pb.

C'est par cette méthode Pb - Pb que fut déterminé la première fois en 1955 l'âge de la Terre par Patterson, Tilton et Inghram (« géochrone »).

$$\left(\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0} \right) = \frac{1 (e^{\lambda_{235}t} - 1)}{137,88 (e^{\lambda_{238}t} - 1)}$$

soit:

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} \right) = \frac{1 (e^{\lambda_{235}t} - 1)}{137,88 (e^{\lambda_{238}t} - 1)}$$

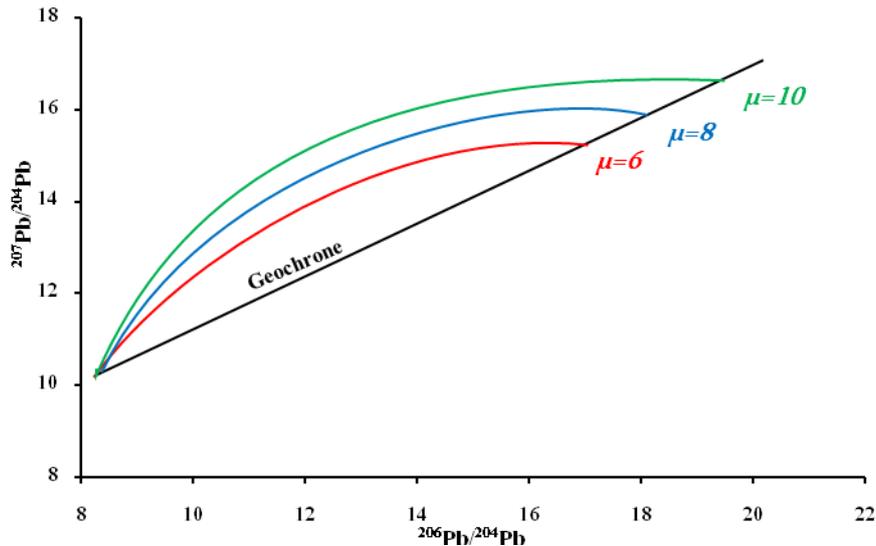


Fig. 25: Evolution des rapports d'isotope du Pb (figure de M.W. White). Les lignes courbes représentent les chemins d'évolution pour des systèmes ayant des valeurs de μ de 8, de 9, et de 10. Les hachures sur ces courbes d'évolution caractérisent les compositions en isotope de Pb pour des âges de 1, 2 et 3 Ga.

Les rapports initiaux ne peuvent pas être obtenus graphiquement, contrairement aux méthodes Rb-Sr et Sm-Nd. Le rapport μ correspond au rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, le rapport κ est égal au rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. En connaissant t , on peut trouver κ :

$$\left(\frac{\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0} \right) = K \cdot \left(\frac{(e^{\lambda_{232}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)} \right)$$

2. Systèmes enrichis: (la courbe concordia)

Pour les systèmes riches en U et pauvres en Pb primaire (Pb_0), les données U-Pb sont traitées à l'aide du diagramme concordia (diagramme $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ en fonction $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$; Wetherill, 1956).

$^{206}\text{Pb}^*$ et $^{207}\text{Pb}^*$ correspondent respectivement à ^{206}Pb radiogénique ($=^{206}\text{Pb}_{\text{total}} - ^{206}\text{Pb}_0$) et à ^{207}Pb radiogénique ($=^{207}\text{Pb}_{\text{total}} - ^{207}\text{Pb}_0$). La courbe concordia est le lieu de tous les points pour lesquels un temps t est solution des deux systèmes isotopiques (lieu des points dont les âges indiqués par les deux méthodes sont concordants) :

$$t \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \right) = t \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \right)$$

Soit, en reprenant les deux équations du chapitre précédent :

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} + 1 \right) = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} + 1 \right)$$

L'équation de la courbe concordia est donc :

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = e \left(\frac{\lambda_{238}}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} + 1 \right) \right) - 1$$

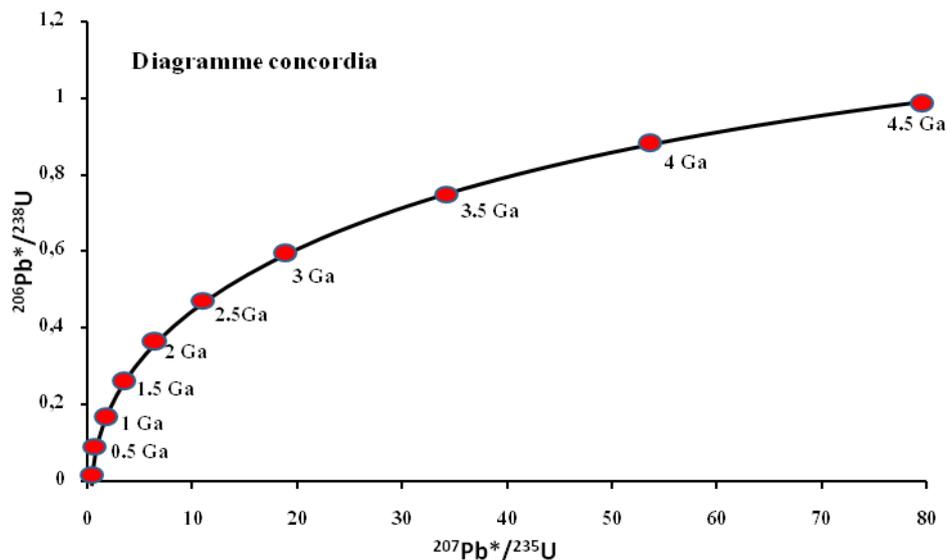


Fig. 26: Dans un diagramme concordia, la courbe concordia est une représentation de l'ensemble des âges solutions aux deux systèmes isotopiques (${}^{206}\text{Pb}$ - ${}^{238}\text{U}$ et ${}^{207}\text{Pb}$ - ${}^{235}\text{U}$). Cette courbe est ici paramétrée pour un système géologique ($0 < t < 4,5 \text{ Ga}$).

Cette méthode de datation devient très simple d'utilisation si le système géologique ne possédait que de l'uranium et peu ou pas de plomb initial (${}^{206}\text{Pb}_0$, ${}^{207}\text{Pb}_0$ et ${}^{208}\text{Pb}_0=0$) ; ${}^{207}\text{Pb}^*$ et ${}^{206}\text{Pb}^*$ sont alors directement égaux à ${}^{207}\text{Pb}$ et ${}^{206}\text{Pb}$ de l'échantillon considéré. Ce double chronomètre est appliqué en routine au Pb radiogénique et l'U contenus dans les oxydes et surtout silicates de zirconium (respectivement baddeleyite ZrO_2 et zircon ZrSiO_4).

En effet, l' U^{4+} se substitue en quantité importante au Zr^{4+} mais le Pb^{2+} , de rayon ionique et de charge très différents de ceux du Zr^{4+} , est quasiment entièrement rejeté du réseau cristallin et ne peut occuper les sites du zirconium.

Les zircons ont en outre la propriété d'être une phase accessoire relativement commune dans de nombreuses roches magmatiques et métamorphiques. Ils présentent également une stabilité très importante lors d'événements géologiques postérieurs à leur cristallisation permettant à ces minéraux de « conserver » la mémoire de leur âge.

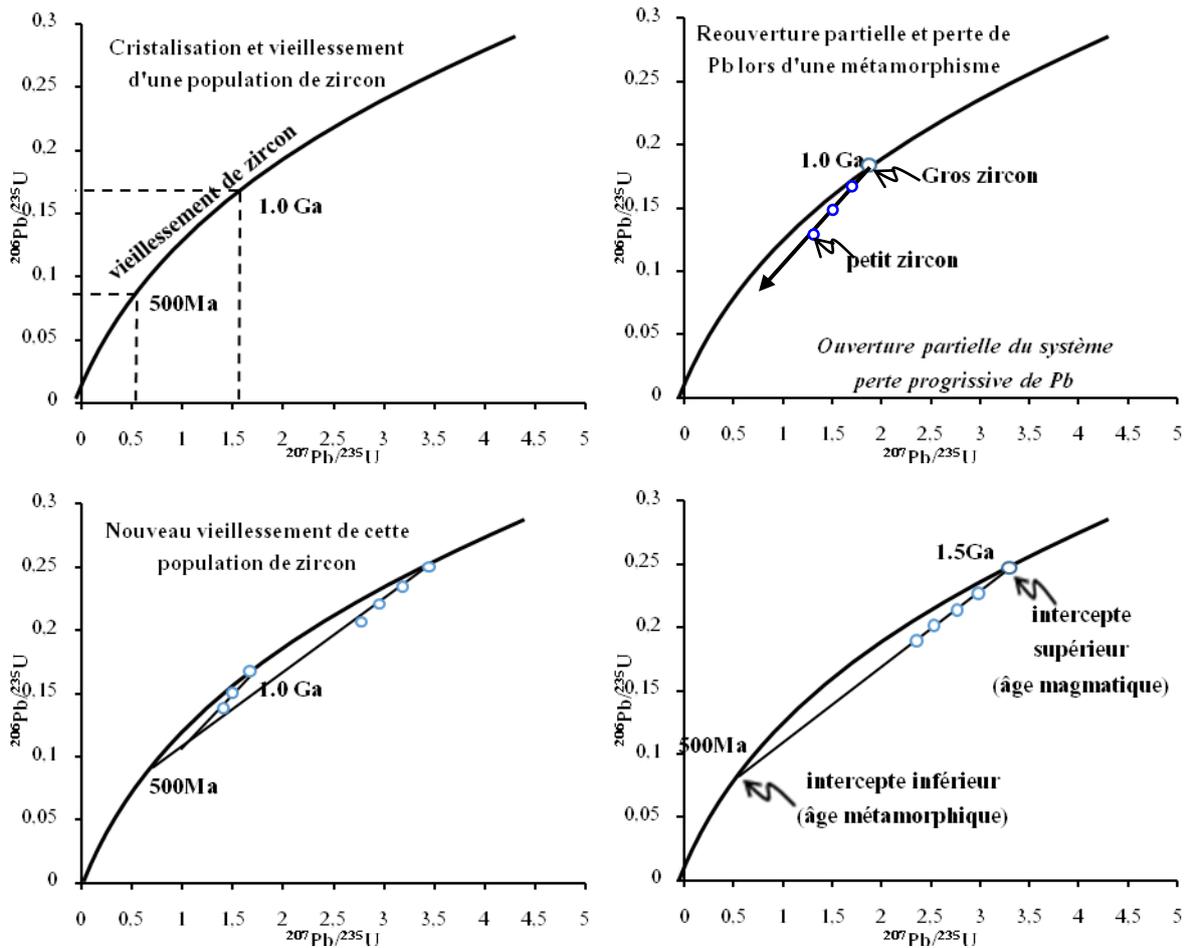


Fig. 27: Exemple 1 : A $t = 0$ (lors de sa formation), chaque zircon d'une population ne possède donc pas de plomb, ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont égaux à 0. A $t = 500 \text{ Ma}$, le minéral s'est considérablement enrichi en ^{206}Pb et ^{207}Pb , ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont alors respectivement proches de 0,64 et de 0,08. Il vieillira ainsi de manière continue, dans cette exemple jusqu'à 1 Ga, ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont alors respectivement proches de 1,69 et de 0,17.

A $t = 1\text{Ga}$, la roche et la population de zircon qui la compose subit un épisode métamorphique qui se marquera par la réouverture partielle du système et par une perte de plomb par diffusion.

Cette perte est inversement proportionnelle à la taille des cristaux de zircons. Les différentes populations de zircons (caractérisées par leur plus ou moins importante perte de plomb radiogénique) vieilliront de nouveau et s'enrichiront une seconde fois en plomb radiogénique jusqu'à $t = 1,5 \text{ Ga}$ (date d'échantillonnage par le géologue par rapport à leur formation initiale à $t=0$).

On observera donc un alignement de ces zircons sur une corde (discordia) dans le diagramme concordia : l'intercepte supérieur correspondant à l'âge de cristallisation des

zircon (âge magmatique), l'intercepte inférieur caractérisant ici l'âge de la réouverture partielle du système (âge métamorphique).

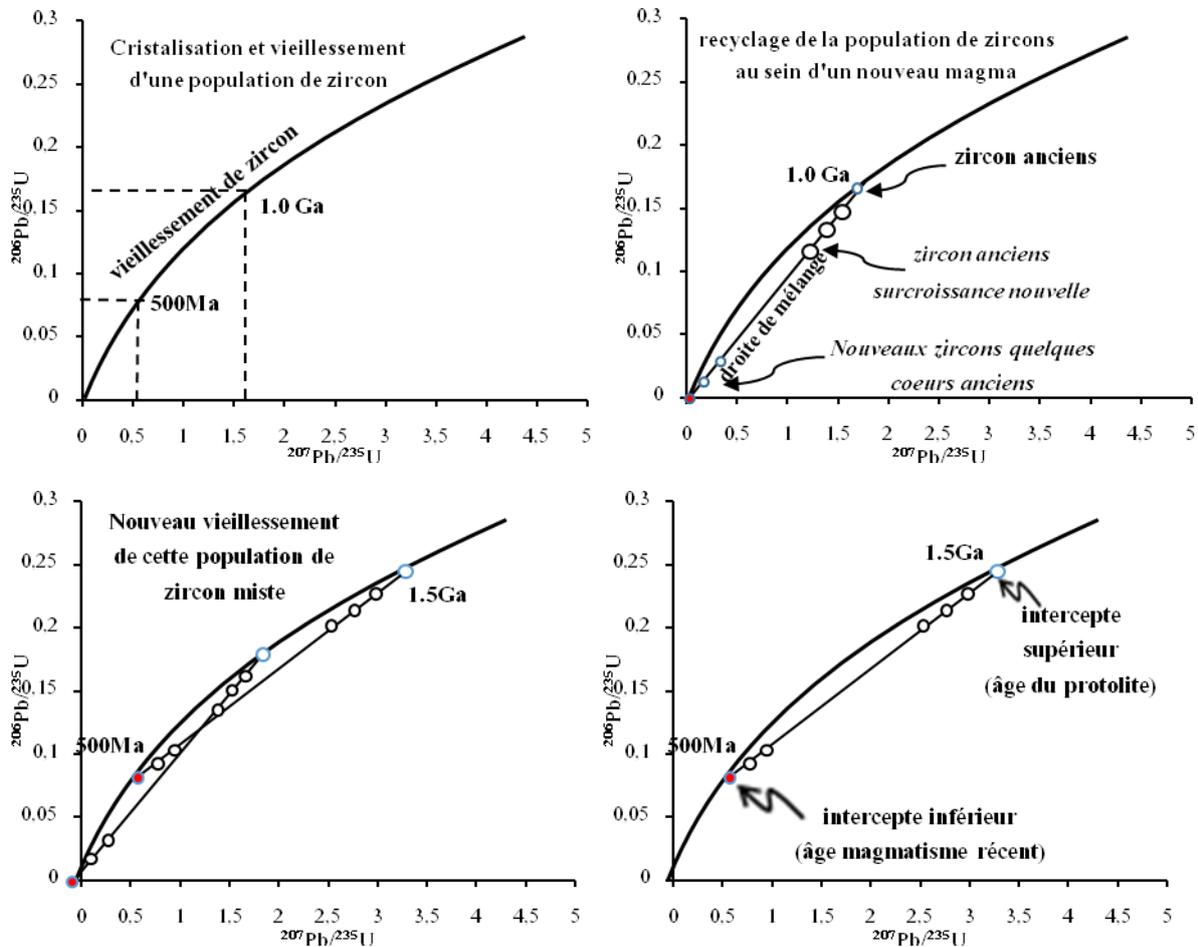


Fig. 28: Exemple 2 : Un autre cas de figure concerne cette fois un mélange d'âge entre une protolite ancien (orthodérivé) et une nouvelle roche magmatique qui en issue (par anatexie crustale : granite d'anatexie, leucosomes des migmatites) ou qui a été fortement contaminée par ce protolite (assimilation en masse de protolite crustale : certaines rhyolite) dont les zircons infusibles peuvent se retrouver dans la nouvelle roche magmatique. Ce cas de figure peut être résumé comme suit : A $t = 0$ (lors de sa formation), comme dans le cas précédent, chaque zircon d'une population ne possède donc pas de plomb, ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont égaux à 0. A $t = 500\text{ Ma}$, le minéral s'est considérablement enrichi en ^{206}Pb et ^{207}Pb , ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont alors respectivement proches de 0,64 et de 0,08.

Il vieillira ainsi de manière continue, dans cette exemple jusqu'à 1 Ga, ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont alors respectivement proches de 1,69 et de 0,17. A $t = 1\text{ Ga}$, la roche et la population de zircon qui la compose est assimilée dans un nouveau magma qui se caractérise par des néoformations de zircons et par des surcroissances sur les zircons hérités.

Cette nouvelle population de zircons (d'origine mixte) est caractérisée par une plus ou moins grande participation des populations 1 (héritée) ou 2 (néoformée), décrivant une droite

de mélange entre les deux pôles. Ces populations vieilliront de nouveau et s'enrichiront une seconde fois en plomb radiogénique jusqu'à $t = 1,5$ Ga (date d'échantillonnage par le géologue par rapport à leur formation initiale à $t=0$).

On observera alors, comme dans le cas précédent un alignement de ces zircons sur une corde de type discordia dans le diagramme concordia : l'intercepte supérieur correspondant toujours à l'âge de cristallisation des zircons de la protolite, l'intercepte inférieur caractérisant ici l'âge de la nouvelle formation magmatique.

Utilisation des couples K-Ar

1. Isotopes du K, Ar et Ca, parentés:

Le potassium (K) possède de nombreux isotopes ($Z = 19$ et $32 < A < 54$; $M = 39,0938$). Deux sont stables dans la nature (^{39}K et ^{41}K) et un seul possède une demi-vie très longue (^{40}K), les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables. Le ^{40}K , par radioactivité β^- (89,28%), se transforme en ^{40}Ar ; et par capture électronique (10,72%) (Comparable à l'équilibre de la radioactivité β^+) en ^{40}Ca .

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
K-38	7,636 minutes	
K-39	<i>stable</i>	93,2581
K-40	$1,265 \times 10^9$ ans	0,0117
K-41	<i>stable</i>	6,7302
K-42	12,360 heures	
K-43	22,3 heures	
K-44	22,13 minutes	

L'argon (Ar) possède également de nombreux isotopes ($Z = 18$ et $30 < A < 56$; $M = 39,948$). Trois sont stables dans la nature (^{36}Ar , ^{38}Ar et ^{40}Ar) aucun ne possède de une demi-vie très longue, tous les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables.

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
Ar-35	1,775 secondes	
Ar-36	<i>stable</i>	0,3365
Ar-37	35,04 jours	
Ar-38	<i>stable</i>	0,0632
Ar-39	269 ans	
Ar-40	<i>stable</i>	99,6003
Ar-41	109,61 minute	
Ar-42	32,9 ans	
Ar-43	5,37 minutes	

Le calcium (Ca) possède également de nombreux isotopes ($Z = 20$ et $34 < A < 56$; $M = 40,078$). Quatre sont stables dans la nature (^{40}Ca , ^{42}Ca , ^{43}Ca et ^{44}Ca) et deux possèdent d'une demi-vie très longue (^{46}Ca et ^{48}Ca), tous les autres isotopes ont des demi-vies très courtes et ont donc des abondances dans la nature négligeables.

Isotope	Demi-vie	Abondance en %
Ca-39	859,6 milliseconde	
Ca-40	<i>stable</i>	96,94
Ca-41	$1,02 \times 10^5$ ans	
Ca-42	<i>stable</i>	0,647
Ca-43	<i>stable</i>	0,135
Ca-44	<i>stable</i>	2,09
Ca-45	162,61	
Ca-46	$0,28 \times 10^{16}$ ans	0,004
Ca-47	4,536 jours	
Ca-48	4×10^{19} ans	0,187
Ca-49	8,718 minutes	

2. **Les disintégrations du ^{40}K :**

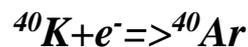
Environ 89,28% des atomes de ^{40}K suivent la transformation 1, et donc seulement 10,72% la transformation 2.

Transformation 1 :



Avec une constante de désintégration de $\lambda_{\text{Ca}} = 4,96 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = $1,4 \cdot 10^9$ ans). Mais une partie des électrons ainsi produits peuvent réagir avec le ^{40}K , pour aboutir à une seconde transformation :

Transformation 2 :



Avec une constante de désintégration de $\lambda_{\text{Ar}} = 0,58 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} = 5,8 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (demi-vie = $11,9 \cdot 10^9$ ans)



Par hypothèse :

$$^{40}\text{K}_0 = ^{40}\text{Ar}_0 = 0$$

Posons $\lambda = \lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}$, on obtient ainsi :

$$\frac{d(^{40}\text{Ca} + ^{40}\text{Ar})}{dt} = (\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}) ^{40}\text{K} = \lambda ^{40}\text{K}$$

$${}^{40}\text{Ca} + {}^{40}\text{Ar} = {}^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$d^{40}\text{Ca} = \lambda_{\text{Ca}} {}^{40}\text{K} dt \text{ et } d^{40}\text{Ar} = \lambda_{\text{Ar}} {}^{40}\text{K} dt$$

$$\frac{d^{40}\text{Ar}}{d^{40}\text{Ca}} = \frac{\lambda_{\text{Ar}}}{\lambda_{\text{Ca}}} = \text{cste} \text{ et } \frac{{}^{40}\text{Ar}}{d^{40}\text{Ca}} = \frac{\lambda_{\text{Ar}}}{\lambda_{\text{Ca}}}$$

$$\frac{{}^{40}\text{Ca} + {}^{40}\text{Ar}}{d^{40}\text{Ca}} = e^{\lambda t} - 1 = \frac{{}^{40}\text{Ar}}{d^{40}\text{Ca}} \left(\frac{\lambda_{\text{Ca}}}{\lambda_{\text{Ar}}} + 1 \right)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}} \ln \left[\left(\frac{\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}}{\lambda_{\text{Ar}}} \right) \frac{{}^{40}\text{Ar}}{d^{40}\text{Ca}} + 1 \right]$$

En simplifiant:

$$\left(\frac{\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}}{\lambda_{\text{Ar}}} \right) = \frac{\lambda}{\lambda_{\text{Ar}}} = \frac{5,54 \cdot 10^{10}}{0,58 \cdot 10^{10}} \approx 10$$

D'où:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[10 \cdot \frac{{}^{40}\text{Ar}}{d^{40}\text{Ca}} + 1 \right]$$

Si l'on suit la définition stricte de la période radioactive, temps au bout duquel la moitié de l'élément père ${}^{40}\text{K}$, a disparu, cette période vaut:

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda_{\text{Ca}} + \lambda_{\text{Ar}}} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

On constate donc que la constante l'est la somme de ces deux constantes λ_{Ca} et λ_{Ar} , et l'équation à utiliser pour le calcul est un peu moins simple que pour le couple Rb-Sr.

3. Une variante: La méthode ${}^{39}\text{Ar}$ - ${}^{40}\text{Ar}$:

Cette méthode consiste à irradier l'échantillon par des neutrons rapides. On ne mesure plus le potassium 40 mais l'isotope 39 de l'argon produit par réaction des neutrons avec l'isotope 39 du potassium.

On parle alors de méthode ${}^{39}\text{Ar}$ - ${}^{40}\text{Ar}$, qui remplace la mesure précise de deux isotopes de deux éléments différents, ${}^{40}\text{K}$ et ${}^{40}\text{Ar}$, par une mesure précise du rapport ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ de deux

isotopes d'un seul élément : l'argon. Un témoin d'âge connu irradié simultanément mesure le rendement de la réaction.

Cette méthode, combinée à l'extraction progressive de l'argon de l'échantillon irradié (par plateau de température ou *steepheating*), a plusieurs avantages dont l'identification de perte éventuelle d'argon après la formation des minéraux.

Chapitre 03:

Géochimie Isotopique

du volcanisme d'Oranie

I. Introduction:

Ce chapitre présente l'étude de géochimie isotopique des laves calco-alcalines, des basaltes alcalins, ainsi que celles des laves transitionnelles de l'Oranie nord occidentale

Plusieurs échantillons ont fait l'objet de cette étude isotopique : dans le secteur de la Moyenne Tafna, dans la Basse Tafna, et dans le secteur d'Aïn Temouchent pour les basaltes d'âge Plio-Quaternaire; Sahel d'Oran et M'sirda pour les basaltes d'âge Miocène.

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 et complété par les travaux de Louni-Hcini, 2002.

Les données analytiques des coulées basaltiques d'âge Miocène de Sahel d'Oran et M'sirda (Louni, 2002) sont reportées dans les tableaux en annexe.

Les données de géochimie isotopique (K/Ar) de l'ensemble des secteurs sont reportées dans les tableaux A-7 et A-8. Celles se rapportant à la méthode Sr_Nd sont *consignées* dans les tableaux A-1 à A-6. L'étude isotopique des magmas repose le plus souvent sur les traceurs Rb-Sr et Sm-Nd.

Les résultats obtenus dans chacune des régions volcaniques sont projetées dans diagrammes binaires.

II. Méthode binaire Nd/Sr:

1) Interprétation les tableaux d'analyse:

Les résultats de la géochimie isotopique (dans les Tableaux A-1 et A-2); des laves calco-alcalines montrent, dans le cadre de notre étude, un enrichissement en Sr radiogénique avec un rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre **0,7085** 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**.

Les roches mentionnées dans les Tableaux A-3 et A-4, ont des âges compris entre **3.62Ma** et **0.82Ma**. Excepté OR30 qui est significativement moins radiogénique, toutes les autres roches présentent cinq (5) des compositions isotopiques du Sr variant entre 0.70325 et 0.70369, (Louni, 2002).

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 ϵ Nd 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 l'ensemble, pour les tableaux A-5 et A-6 les 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 ϵ Nd (-1.8 et + 0.60).

Dans le détail, à l'exception du basalte de Sidi Ali Benzomra (ORBZ1) qui est significativement le plus radiogénique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)=0.706004 ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512671 ; ϵ Nd = +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 ϵ Nd (-0.60 et -1.83).

2) Diagramme Nd/Sr :

Ainsi dans le diagramme de la fig. 29, 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.

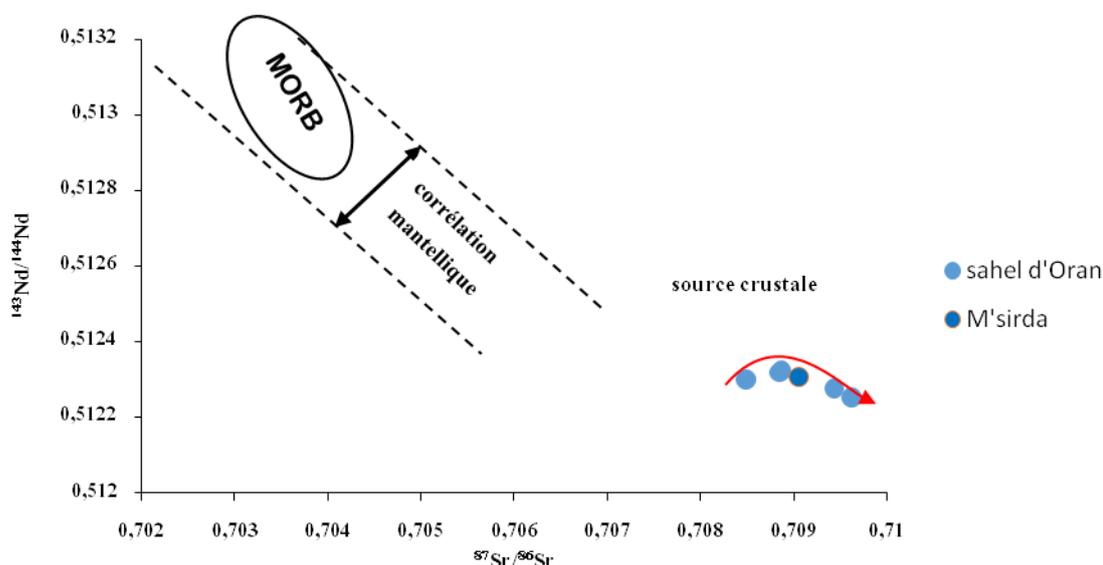


Fig. 29 : Variations isotopiques Nd-Sr dans les laves calco-alcalines. (In Louni-Hacini, 2002 Modifié par Bendoukha et Blil, 2016).

Dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 30), 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 points qui ne sont pas inclus dans le champ OIB, ce sont des laves transitionnelles d'âges Miocène.

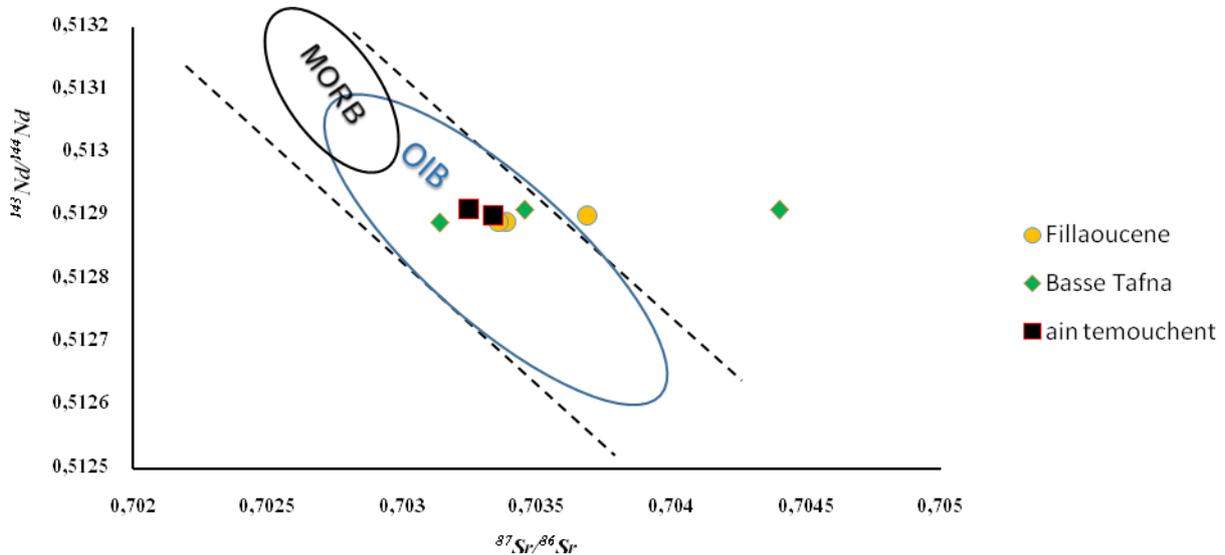


Fig. 30 : Variations isotopiques Nd/Sr dans les laves alcalines. (In Louni-Hacini, 2002)

Dans le diagramme de corrélation (fig. 31) $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 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 mantellique dont elles dérivent est enrichie. De plus, leur position intermédiaire dans ce diagramme, les rapprochent davantage des laves alcalines.

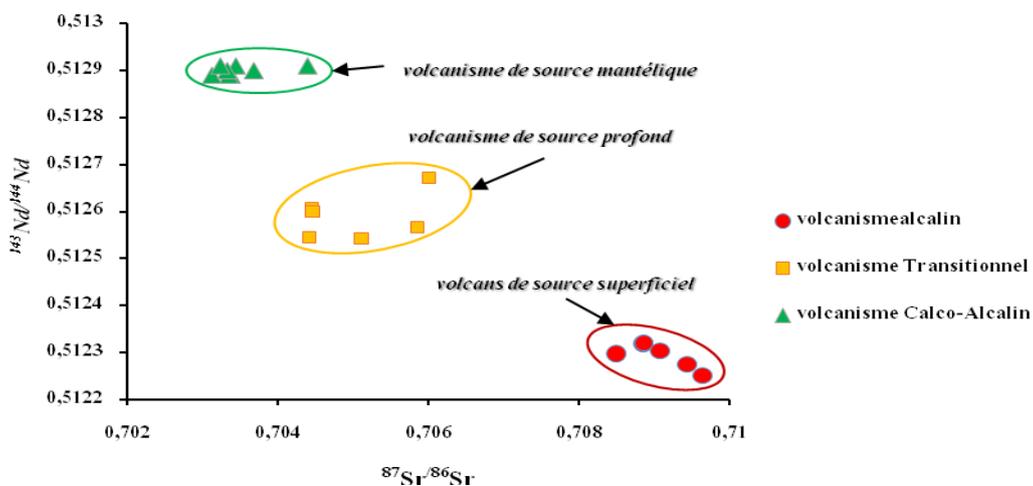


Fig. 31 : Distribution isotopique Sr/Nd dans le volcanisme de l'Oranie. (In Bendoukha, 2008; Modifié par Bendoukha et Blil, 2016)

Dans le diagramme d'évolution temporelle de l' ϵNd (fig. 32), la distribution des points analytiques présente:

- La valeur de l' ϵNd est positive dans les laves calco-alcalines, ceci indique que le magma dérive d'une source mantellique appauvrie.
- La valeur de l' ϵNd négative dans les laves alcalines implique que la source pourrait être un manteau enrichi ou une source crustale.

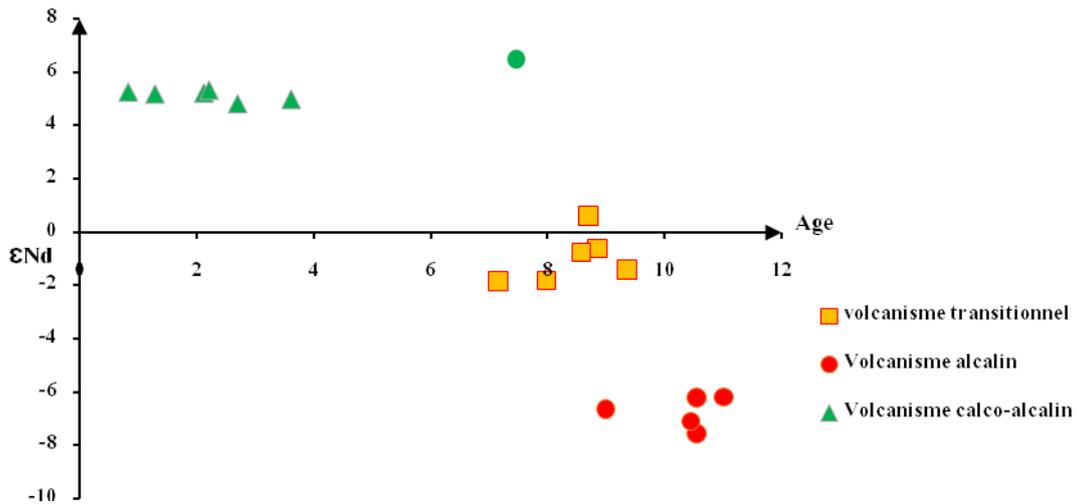


Fig. 32: Evolution temporelle de l' ϵNd des laves basaltiques étudiées. (Louni-Hacini, 2002)

III. La datation isotopique K/Ar

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 Fillaoucène et d'Ain Temouchent correspondent à des laves Plio-quadernaires (**5,16 à 1,45 Ma**).

Volcanisme	Massifs	Minimum (K₂O)	Maximum(K₂O)
alcalin	<i>Moyen Tafna</i>	0.63	4.22
	<i>Basse Tafna</i>	0.91	3.20
	<i>Ain Temouchent</i>	0.19	0.82
	<i>Souhalia</i>	0.48	1.47
	<i>M'sirda</i>	1.09	4.55
calco-alcalin	<i>Sahel d'Oran</i>	2.56	6.48
	<i>Iles de Habibas</i>	2.30	4.84

Fig.33: Comparaison des teneurs en K₂O dans les produits éruptifs de l'Oranie.

1) **Diagramme ⁴⁰Ar/K₂O:**

Dans le diagramme de ⁴⁰Ar versus K₂O (fig. 34 a, b, c), la distribution des points analytiques indique différentes pentes :

La pente de la droite est positive dans les massifs éruptifs de Souhalia, Moyenne Tafna, Sahel d'Oran et Ain Temouchent.

Les roches de Bse Tafna révèlent dans le fig. 34 à la distribution de K₂O allant de 0.9 à 3.2. Ceci pourrait s'expliquer par la différenciation des coulées basaltiques. En effet, elles atteignent le teneur de Benmoréites dans les laves les plus récentes. (Voir **annexe III**).

Dan le fig. 34 b les roches de M'sirda, celles du sahel d'Oran et des iles Habibas occupent un même champ de distribution.

Les laves de la Moyenne Tafna de Souhalia et de Basse Tafna présentent un champ de distribution similaire.

Les coulées d'Aïn Temouchent vu leur âge assez jeunes 1.7_ 0.82 Ma présentent un champ décalé se rapprochant de l'abscisse de diagramme.

La distribution de ⁴⁰Ar et K₂O dans le massif de la Basse Tafna est guidée par une courbe en cloche (fig. 34 c).l'allure de cette courbe témoigne la précipitation précoce des oxydes dans les laves les plus anciennes. Celle de des iles Habibas montre une corrélation négative (fig. 34c).

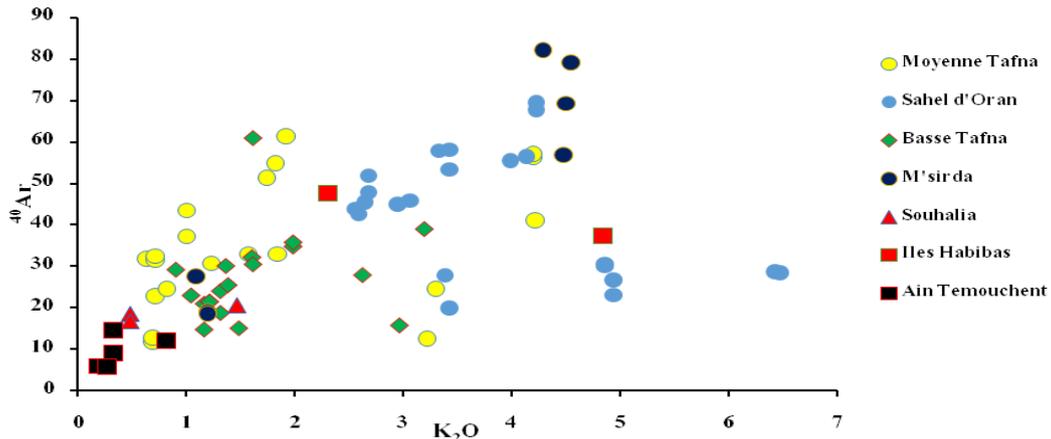


Fig. 34 a : Diagramme isotopique de ^{40}Ar en fonction de K_2O pour les laves d'âge Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranais nord occidental.

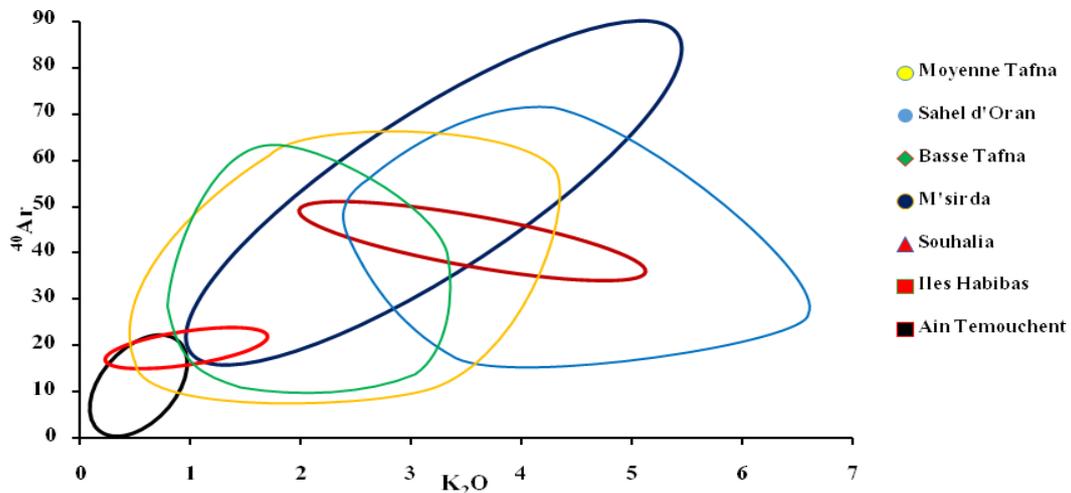


Fig. 34 b : Champs de distribution de ^{40}Ar en fonction de K_2O pour les laves d'âge Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranais nord occidental.

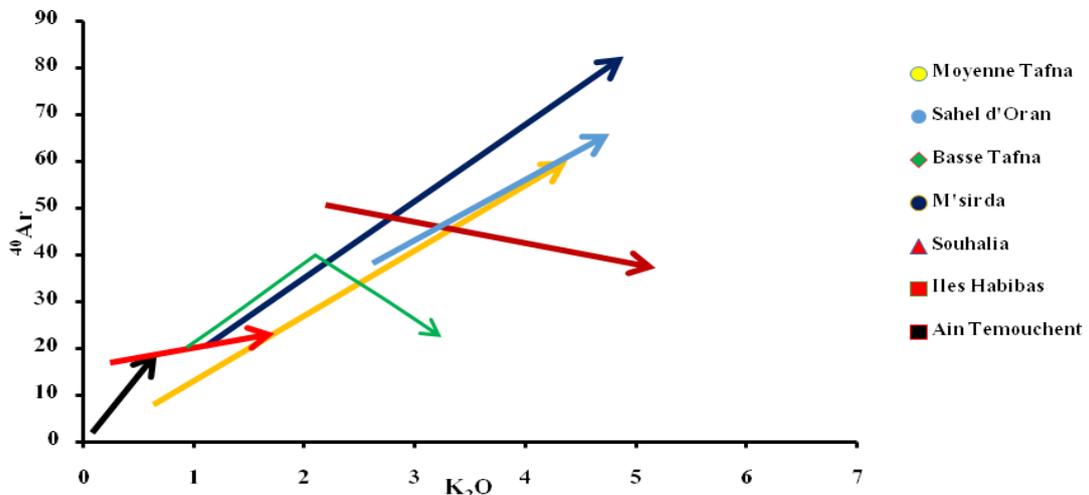


Fig. 34 c : Champs de distribution de ^{40}Ar en fonction de K_2O pour les laves d'âge Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranais nord occidental.

2) Diagrammes temporels de K_2O , ^{40}Ar et $K_2O/^{40}Ar$:

Le diagramme temporel de K_2O (fig. 35 a, b, c) présente l'évolution d'émission de K dans le magma et ce fils de désintégration Ar, nous constatons: ce graphe montre qu'il y en a trois types de corrélation:

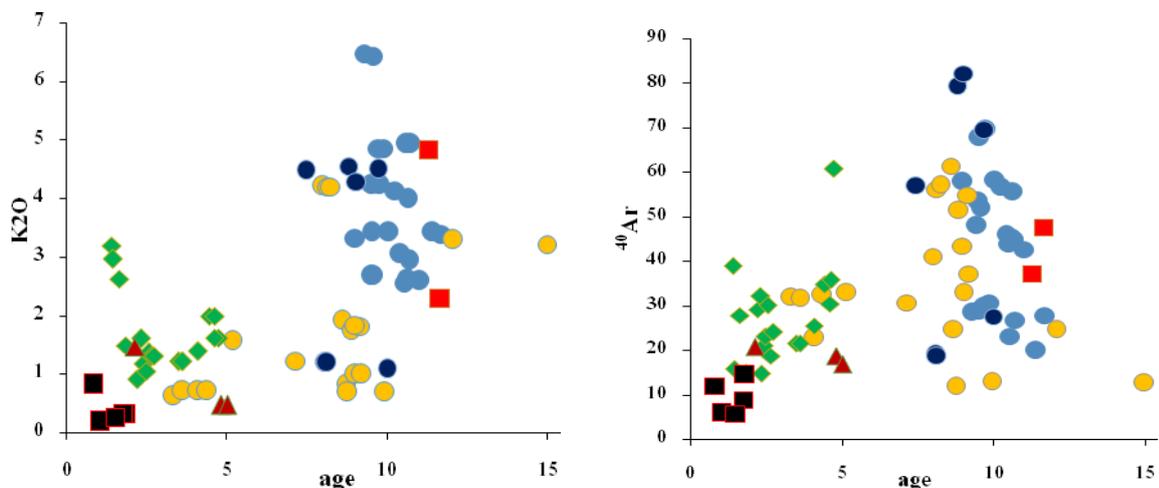
- **Une corrélation positive:** mise en évidence par les données analytiques des roches volcaniques de M'sirda, Souhalia, Ain Temouchent, Basse Tafna et les Iles de Habibas. La teneur en potassium augmente au cours de temps et ce durant l'évolution du magma basaltique.
- **Une corrélation négative** dans le massif de Moyenne Tafna. Elle est continue depuis les coulées inférieures de la rive droite jusqu'aux dernières coulées sommitales de rive gauche d'Oued Tafna. Elle est traduite par la diminution du rapport $K_2O/^{40}Ar$ pour les roches plus jeune. Les roches de rive droite d'âge 16 Ma révèlent un rapport en $K_2O/^{40}Ar$ égal 0.25 et les roches d'âge 7 Ma montrent un rapport en $K_2O/^{40}Ar$ égal 0.05.

Dans la rive gauche de la Moyenne Tafna, la corrélation est négative. Le rapport de $K_2O/^{40}Ar$ est 0.05 dans les roches d'âge 5 Ma. Il atteint 0.01 du roches d'âge 3 Ma.

- **Champ:** les points prennent un champ pour Sahel d'Oran.

Le schéma (fig. 35) montre l'existence d'une seule source mantellique profonde appauvrie pour les laves du Sahel d'Oran.

Les laves alcalines d'âge Plio quaternaire trouvent leur origine à partir d'une source enrichie et qui pourrait correspondre à un **diapir asthénosphérique intracontinental**. (Bendoukha 2008)



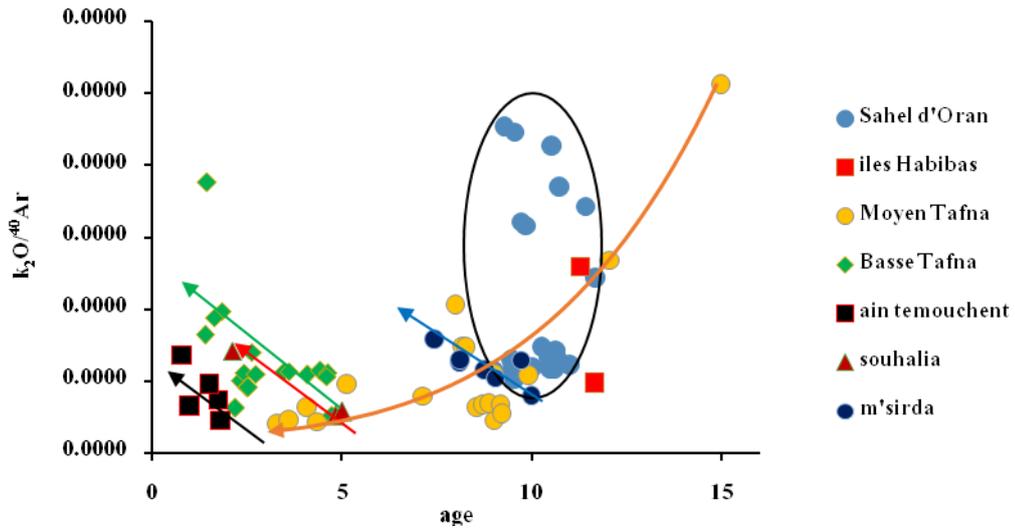


Fig. 36 : La variation temporelle de $K_2O/^{40}Ar$. (Louni-Hacini, 2002)

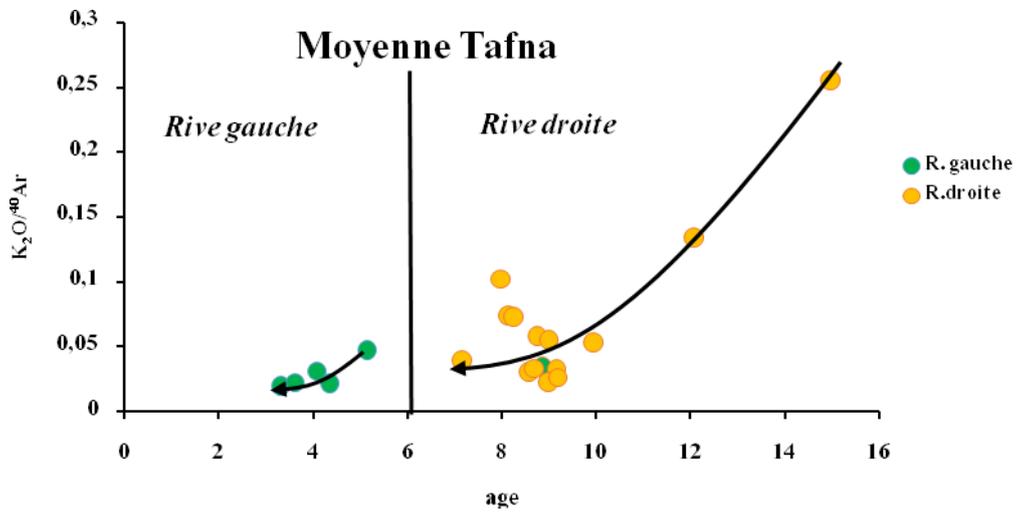


Fig. 37: Distribution de $K_2O/^{40}Ar$ des rives droite et gauche de la Moyenne Tafna. (In Louni-Hacini, 20002)

Conclusion Générale

L'Oranie nord occidentale a été le siège d'importantes manifestations volcaniques d'âge Mio-Plio-Quaternaire.

Ce volcanisme de l'Oranie nord occidental s'est développé suite à l'évolution de la méditerranée occidentale a suscité l'intérêt de plusieurs auteurs.

La nature de ce magmatisme décrite par de nombreux auteurs (Megartsi 1985, Bendoukha 1987, Abbad 1993, Tabeliouna 1997, Louni 2002), évolué depuis des roches à affinité calco-alkaline, d'âge essentiellement miocène à des roches à affinité alcaline d'âge Plio-Quaternaire. Des basaltes transitionnels contemporains ont pris la relève notamment dans le massif de la Moyenne Tafna (Megartsi 1985, Coulon et al 1995, Louni, 2002) et Basse Tafna (Bendoukha, 2008).

Cette évolution observée uniquement dans l'Oranie nord-occidentale ne s'est pas manifestée dans d'autres secteurs d'Algérie. (Bendoukha, 2008).

Le passage du volcanisme calco-alkalin puis transitionnel, au volcanisme alcalin pendant le Plio-Quaternaire révèle un changement important dans le temps de la nature des sources impliquées dans la genèse des magmas (Louni-Hacini, 2002).

La mise en place du volcanisme en Oranie est étroitement liée à l'évolution ainsi qu'à l'histoire géodynamique de la Méditerranée occidentale qui est liée à l'affrontement de deux plaques continentales : Eurasie au Nord et Afrique au Sud. Entre ces deux plaques, existe la plaque d'Alboran dont le concept a été introduit par (Andrieux en 1971).

Les travaux de (Auzende et al 1973), (Bellon 1976), (Bouillin 1977), (Cohen 1980) font intervenir une subduction Ils pensent à un plan de subduction qui a fonctionné pendant le Miocène en tenant tout simplement compte de la mise en place du volcanisme calco-alkalin dans le pourtour de la méditerranée.

Bousquet et al. (1981) relie ce volcanisme de l'Oranie à la présence de failles normales distensives orientées NNE et NNW, qui ont permis la remontée du magma vers la surface.

Donc, la région oranaise a connu deux grands épisodes d'activité volcanique. Le premier d'âge Miocène est à caractère calco-alkalin, affleure dans les secteurs du Sahel d'Oran, des îles Habibas. Le second d'âge Plio-Quaternaire à affinité alcalin se répartit d'E en W en une suite d'affleurements d'importance variable dans la Moyenne Tafna, basse Tafna, Souhalia et Aïn Temouchent.

La géochimie isotopique de l'ensemble des massifs révèle une série sodique différenciée (basaltes) pour les coulées miocènes (Basse Tafna et Moyen Tafna), (basaltes,

hawaïtes) pour les coulées du Moyenne Tafna, de Souhalia et d'Ain Temouchent. Elle atteint le terme de Mugéarite et Benmoréite dans le massif de la Basse Tafna.

Pour le sahel d'Oran, Megartsi (1985) propose une subduction pendant le Miocène, et une compression au miocène terminal pour les laves transitionnelles du Fillaoucène et la rive gauche de la Basse Tafna. Les caves Plio Quaternaire sont mises en surface à partir d'une distension.

Les laves alcalines Plio quaternaire et les coulées transitionnelles trouvent leurs origines à partir d'une même source profonde, pour les deux magmas issus d'une **zone mantellique enrichie** de type « **diapir asthénosphérique intracontinental** ». (Bendoukha, 2008). Le passage depuis la source des basaltes transitionnels vers ceux du Plio-Quaternaire est continu.

Maury (1993) propose deux modèles simplifiés de réservoirs magmatiques (**Fig. 37**) évoluant par cristallisation fractionnée ; l'un en système fermé, l'autre en système ouvert.

Le processus de la cristallisation fractionnée des laves basaltiques d'Oranie se traduit par une séparation plus ou moins importante des cristaux avec le liquide résiduel.

Sous l'influence de la viscosité et de la densité associées à un brassage répété dans la chambre magmatique, les laves observées en surface ne sont en fait qu'un mélange de minéraux cumulus et de liquide résiduel.

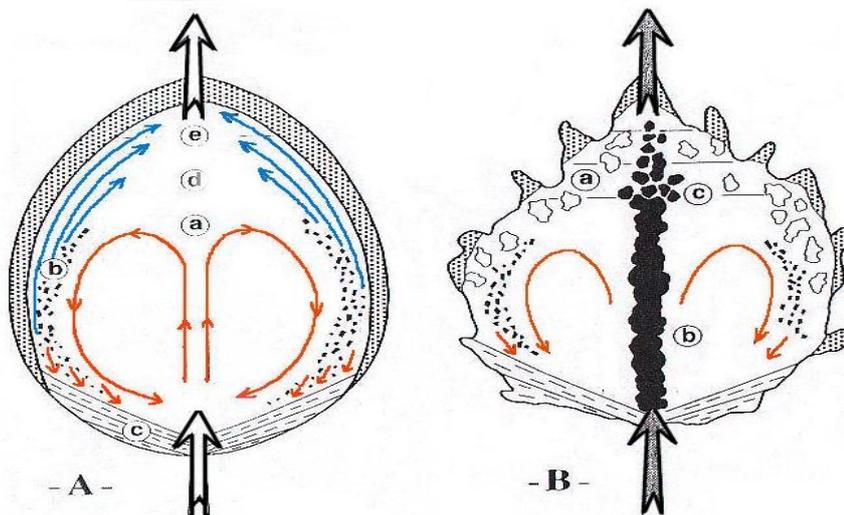


Fig. 37 : Modèles simplifiés de réservoirs magmatiques (d'après Maury, 1993).
A: schéma théorique d'un réservoir évoluant par cristallisation fractionnée en système fermé.
B: schéma d'un réservoir évoluant en système ouvert.

Reflète le schéma A de Maury qui décrit les mouvements de convection du magma dans la chambre magmatique.

ANNEXE:

I- Tableaux des analyses

II- La séparation des Terres Rares

III- La nomenclature des laves basaltiques

Tableaux des analyses

A. Les rapports isotopiques de Sm/Nd et Sr/Rb:(In Bendoukha, 2008)

Massifs	Echan	Type pétro	Age (Ma)	Nd ppm	Sm ppm	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd
Fillaoucène	OR24	Basalte	3,62	46	10,2	0,51289	4,99
	OR25	"		50		0,51289	4,92
	OR26	"		48		0,5129	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 Temouchent	OR34	Basalte	1,28	46	8,7	0,5129	5,19
	OR35	"	0,82	54	11	0,51291	5,27

Tableau A-1: Les rapports d'abondance isotopiques Sm/Nd dans les laves calco-alcalines.

Massifs	Echant	Type pétro	Age (Ma)	Rb ppm	Sr ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Fillaoucène	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 Temouchent	OR34	Basalte	1,28	10	932	0,70334
	OR35	"	0,82	42	1020	0,70325

Tableau A-2: Les rapports d'abondance isotopiques Rb/Sr dans les laves calco-alcalines.

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
Sidi Ali Benzomra	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
Hadjerat Kahla	OR18	"	8,58			0,5126	-0,74

Tableau A-3: Les rapports d'abondance isotopiques Sm/Nd dans les laves alcalines.

Géochimie Isotopique

Massifs	échant	Type pétro	Age (Ma)	Rb ppm	Sr ppm	Sr87/Sr86
BouKiou	OR13	basalte	9,37	16	800	0,705856
"	OR15	"	7,16	22	555	0,705117
SidiAliBenzomra	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

Tableau A-4: Les rapports d'abondance isotopiques Rb/Sr dans les laves alcalines.

Massifs	échant	Type pétro	Age (Ma)	Nd ppm	Sm ppm	Nd143/Nd144	ϵ_{Nd}
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

Tableau A-5: Les rapports d'abondance isotopiques Sm/Nd dans les laves transitionnelles.

Massifs	Echant	Type pétro	Age (Ma)	Rb ppm	Sr ppm	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

Tableau A-6: Les rapports d'abondance isotopiques Rb/Sr dans les laves transitionnelles.

Géochimie Isotopique

B. Les rapports isotopiques de K/Ar

	Ref. Echantill	Nature et affinité	Gisement	Provenance	Ages (Ma)	Incertitudes	Ages moyen \pm incertitude	K20 %	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cm ³ /g	% ^{40}Ar	k20/40Ar	Ref. Analyse
Sahel d'Oran												
	OR 1	And. CA	Dôme	Cap Figaro	9	$\pm 0,21$	9 $\pm 0,21$	3,33	9.69	58	0,057	B3526-3
	3558	And. CA	Dôme	Cap Figaro	9,5	$\pm 0,30$	9,77 $\pm 0,30$	3,43	10.54	53,5	0,064	O1609-I
					10,04	$\pm 0,24$	10,04 $\pm 0,24$	3,43	11.14	58,2	0,059	B3506-9
	2148	And. CA		Tifaraouine	9,46	$\pm 0,30$	9,51 $\pm 0,30$	2,68	8.19	48	0,056	O1607-I
					9,56	$\pm 0,30$	9,56 $\pm 0,30$	2,68	8.28	52	0,052	" "
	OR 41	Rhy. CA	Dôme	ChabetHarriba	9,53	$\pm 0,23$	9,55 $\pm 0,23$	4,23	13.04	67,9	0,062	B4635-8
					9,76	$\pm 0,23$	9,76 $\pm 0,23$	4,23	13.34	69,7	0,061	" "
	OR 11a	Dac. CA	Dyke	LallaKhadra	9,27	$\pm 0,29$	9,40 $\pm 0,31$	6,48	19.43	28,6	0,227	B3211-2
					9,54	$\pm 0,31$	9,54 $\pm 0,31$	6,43	19.83	28,8	0,223	" "
	OR 11b	Dac. CA	Dyke	LallaKhadra	9,72	$\pm 0,30$	9,80 $\pm 0,31$	4,86	15.28	30,2	0,161	3212-3
					9,87	$\pm 0,31$	9,87 $\pm 0,31$	4,86	15.52	30,7	0,158	" "
	OR 4	Dac. CA	Dyke	Moul El Bahr	10,26	$\pm 0,24$	10,45 $\pm 0,25$	4,14	13.73	56,6	0,073	B3160-3
					10,64	$\pm 0,25$	10,64 $\pm 0,25$	3,99	13.73	55,6	0,072	" "
	OR 8	And. CA	Coulée	Dj. Touila	10,42	$\pm 0,26$	10,55 $\pm 0,26$	3,06	10.31	46	0,067	B3174-8
					10,67	$\pm 0,26$	10,67 $\pm 0,26$	2,95	10.18	45,1	0,065	" "
	OR 39	Rhy. CA	Dôme	ChabetHarriba	10,55	$\pm 0,41$	10,65 $\pm 0,41$	4,94	16.84	23,2	0,213	B4628-1
					10,74	$\pm 0,37$	10,74 $\pm 0,37$	4,94	17.16	26,8	0,184	" "
	OR 9	And. CA	Coulée	Dj. Touila	10,52	$\pm 0,26$	10,55 $\pm 0,26$	2,56	8.7	44	0,058	B3173-7
					10,59	$\pm 0,26$	10,59 $\pm 0,26$	2,65	9.07	45,6	0,058	" "
	OR 10	And. CA	Filon	Dj. Touila	11,02	$\pm 0,30$	11,02 $\pm 0,30$	2,59	9.23	42,7	0,061	B3378-1
	OR 5	And. CA	Coulée	Tifaraouine	11,41	$\pm 0,49$	11,41 $\pm 0,49$	3,43	12.66	20	0,172	B3168-2
	OR 6	And. CA	Coulée	Tifaraouine	11,7	$\pm 0,40$	11,70 $\pm 0,40$	3,39	12.83	27,9	0,122	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	0,130	B4629-2
	ORHB17	Dac. CA	Filon		11,65	$\pm 0,28$	11,65 $\pm 0,28$	2,3	8.66	47,7	0,048	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	0,020	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	0,022	B3215-6
		Bas. Alc.	" "	" "	4,1	$\pm 0,16$	4,1 $\pm 0,16$	0,71	0.94	22,8	0,031	B3224-6
					4,37	$\pm 0,13$	4,37 $\pm 0,13$	0,71	1	32,5	0,022	" "
	2207	Bas. trans	Coulée	Fillaoucène	5,16	$\pm 0,25$	5,16 $\pm 0,25$	1,57	2.63	33	0,048	C102
	OR 15	Bas. trans	Coulée sup.	BouKiou	7,16	$\pm 0,26$	7,16 $\pm 0,26$	1,23	2.84	30,8	0,040	B3530-7
	OR 19	Bas. trans	Coulée	SidiBelkheir	7,99	$\pm 0,21$	7,99 $\pm 0,21$	4,22	10.89	41,2	0,102	B3178-3
	OR B6	" "	" "	AinBerdil	8,15	$\pm 0,19$	8,20 $\pm 0,19$	4,2	11.19	56,3	0,075	B3213-4
					8,25	$\pm 0,19$	8,25 $\pm 0,19$	4,2	11.19	57,2	0,073	" "
	OR 18	Bas.trans	Coulée	Hadjeret El Kahla	8,58	$\pm 0,21$	8,58 $\pm 0,21$	1,92	5.32	61,5	0,031	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	0,033	B3528-5
	OR 13	Bas.trans	Coulée inf.	BouKiou	8,76	$\pm 0,76$	9,37 $\pm 0,76$	0,69	1.95	11,8	0,058	B3388-6
					9,94	$\pm 0,64$	9,94 $\pm 0,64$	0,69	2.21	12,9	0,053	" "
	OR 42	Bas.trans	Coulée sup.	AinRomana	8,86	$\pm 0,23$	9,01 $\pm 0,23$	1,74	4.98	51,4	0,034	B4383-5
		" "	" "		9,17	$\pm 0,23$	9,17 $\pm 0,23$	1,82	5.37	55	0,033	B4384-6
	2539	Bas.trans		AinRomana	9	$\pm 0,30$	9,10 $\pm 0,30$	1	2.9	43,5	0,023	O1649
					9,2	$\pm 0,30$	9,2 $\pm 0,30$	1	2.97	37,3	0,027	O1642
	OR 17	Bas.trans	Neck	Hadjeret El Kahla	9,01	$\pm 0,29$	9,01 $\pm 0,29$	1,84	5.36	33	0,056	B4144-4
	2162	Rhy. Ca	Dôme	BouGhrara	12,07	$\pm 0,70$	12,07 $\pm 0,70$	3,3	12.99	24,6	0,134	O1643
	OR 21	" "	" "	" "	14,97	$\pm 0,99$	13,52 $\pm 0,99$	3,22	15.61	12,6	0,256	B3387-5

Tableau A-7: Datations isotopiques K/Ar des laves calco-alcalines, alcalines et transitionnelles de l'Oranie. (Nouvelles datations en gras). In Louni-hacini, 2002.

Géochimie Isotopique

	Ref. Echantillon	Nature et affinité roch	Gisement	Provenance	Ages (Ma)	Incertitudes	Ages moyen \pm incertitude	K2O %	40 Ar 10 cm ³ /g	40 Ar %	k20/40Ar	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	0,082	B4050-7
	1053			Cap d'Acra	1,45	$\pm 0,14$	1,45 $\pm 0,14$	2,97	1,43	15,8	0,188	2600
	1044	Bas. Alc.	Coulée	Cap d'Acra	1,85	$\pm 0,18$	1,85 $\pm 0,18$	1,49	0,92	15,1	0,099	2783
	OR 29	Bas. Alc.	Coulée sup.	Tadmaya	2,21	$\pm 0,097$	2,21 $\pm 0,1$	0,91	0,65	29,2	0,031	B3864-3
	OR 31	Bas. Alc.	Coulée inf.	" "	2,32	$\pm 0,085$	2,32 $\pm 0,09$	1,61	1,21	32,2	0,050	B3859-5
	116F4	" "	Coulée	Cap d'Acra	1,64	$\pm 0,060$	1,64 $\pm 0,06$	2,63	1,39	27,9	0,094	B4106-2
	1068	" "	" "	Est Cap d'Acra	2,34	$\pm 0,12$	2,38 $\pm 0,12$	1,17	0,89	14,8	0,055	2514
		" "	" "	" "	2,42	$\pm 0,12$	2,42 $\pm 0,12$	1,17	0,92	21	0,056	2508
	1065			Nord El Kelkoul	2,49	$\pm 0,12$	2,52 $\pm 0,13$	1,05	0,85	23	0,046	2509
	1055				2,55	$\pm 0,13$	2,55 $\pm 0,13$	1,37	1,13	30,1	0,046	2584
	OR 30	" "	Coulée	BeniSaf	2,65	$\pm 0,14$	2,70 $\pm 0,14$	1,32	1,16	18,8	0,070	B4042-7
					2,74	$\pm 0,10$	2,74 $\pm 0,10$	1,32	1,17	24,06	0,055	" "
	1095	" "	" "	Nord El Kelkoul	3,48	$\pm 0,17$	3,55 $\pm 0,17$	1,22	1,38	21,5	0,057	2512
					3,61	$\pm 0,17$	3,61 $\pm 0,17$	1,22	1,43	21,5	0,057	2513
	1048			Ouest Cap d'Acra	4,09	$\pm 0,20$	4,09 $\pm 0,20$	1,39	1,84	25,5	0,055	C101
	1057				4,44	$\pm 0,22$	4,54 $\pm 0,22$	1,99	2,88	34,8	0,057	2353
					4,63	$\pm 0,22$	4,63 $\pm 0,22$	1,99	3,04	35,8	0,056	3362
	3607	" "	Coulée	NW El Kelkoul	4,75	$\pm 0,22$	4,68 $\pm 0,22$	1,62	2,5	60,9	0,027	2354
		" "	" "	" "	4,61	$\pm 0,22$	4,61 $\pm 0,22$	1,62	2,43	30,5	0,053	2539
Ain Temouchent												
	OR 35	Bas. Alc.	Coulée	Bengana	0,82	$\pm 0,099$	0,82 $\pm 0,10$	0,82	0,21	12	0,068	B4043-8
	OR 34	Bas. Alc.	" "		1,82	$\pm 0,10$	1,28 $\pm 0,10$	0,33	0,33	14,5	0,023	B3860-6
	3510	" "	" "	Ain Temouchent	1,7	$\pm 0,20$	1,7 $\pm 0,20$					
	AT 13				1,02	$\pm 0,30$	1,42 $\pm 0,30$	0,19	0,19	5,9	0,032	O1583 I
		" "	" "	" "	1,74	$\pm 0,099$	1,74 $\pm 0,099$	0,33	0,33	8,9	0,037	
					1,5	$\pm 0,25$	1,5 $\pm 0,25$	0,27	0,27	5,7	0,047	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	0,071	B3497-9
	122	" "			4,83	$\pm 0,25$	4,83 $\pm 0,25$	0,48	0,75	18,6	0,026	2361
					5,01	$\pm 0,25$	5,01 $\pm 0,25$	0,48	0,78	16,8	0,029	2356
M'Sirda												
	OR BD1	And. Alc.	Coulée	Bieder	7,46	$\pm 0,18$	7,46 $\pm 0,18$	4,48	10,9	57	0,079	B3525-2
	3317	Bas. Alc.	Coulée	Cap Milonia	8,08	$\pm 0,4$	8,10 $\pm 0,4$	1,2	3,13	19,2	0,063	O1629
		" "	" "	" "	8,13	$\pm 0,4$	8,13 $\pm 0,4$	1,2	3,15	18,6	0,065	O1650
	3535	And. CA	Coulée	M'Sirda	8,79	$\pm 0,2$	8,91 $\pm 0,20$	4,55	12,93	79,3	0,057	O1608
					9,04	$\pm 0,20$	9,04 $\pm 0,20$	4,29	12,54	82,3	0,052	B3505-8
	3196	And. CA		Bieder	9,71	$\pm 0,30$	9,71 $\pm 0,30$	4,5	14,13	69,4	0,065	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	0,039	B4154-5

Tableau A-8: (suite) Datations isotopiques K/Ar des laves calco-alcalines, alcalines et transitionnelles de l'Oranie. In Louni-Hacini, 2002.

L'analyse des concentrations en éléments traces à l'ICP-MS nécessite la mise en solution puis la dilution des échantillons en salle blanche. L'instrument de mesure utilisé est l'ICP-MS haute résolution de Thermo Electron Corporation, modèle Finnigan Élément 2 du Pôle Spectrométrie Océan de Brest, sous la direction de Claire Bassoulet.

A. Principe de fonctionnement de l'ICP-MS

L'analyse des concentrations des éléments traces se fait par spectrométrie de masse haute résolution à plasma induit, HR ICP-MS (Fig. II A). L'échantillon, qui a été chimiquement mis en solution et dilué, est placé dans un tube à hémolyse puis dans le passeur d'échantillons du spectromètre. Il est prélevé par un cathéter et amené à la chambre de nébulisation à l'aide d'une pompe péristaltique.

A l'entrée de cette chambre (au nébuliseur), un gaz d'argon purifié transforme l'échantillon en aérosol par propulsion. Une grande partie de cet aérosol est condensée sur les parois et évacuée, et une faible partie au centre forme un brouillard très fin et homogène qui est amené jusqu'à la torche par effet de vide.

Au passage de la torche à des températures entre 6000 et 8000 °C, toute la matière est évaporée, atomisée et ionisée, et forme le plasma. Une interface à deux cônes permet le passage dans la partie spectromètre. L'important changement de pression (passage de la pression atmosphérique vers un ultravide 1.10^{-8} bar) accélère et focalise le faisceau d'ions, qui est ensuite séparé par double focalisation.

Les ions traversent un secteur magnétique qui dérive la trajectoire des ions selon leur masse, puis un secteur électrostatique qui les sépare selon leur l'énergie cinétique. Les ions sont alors identifiés selon leur rapport masse/charge dans le système de détection.

Cette technique permet une détection rapide et multi élémentaire à de très faibles niveaux de concentration avec des limites de détection pouvant atteindre 10^{-12} g.g⁻¹.

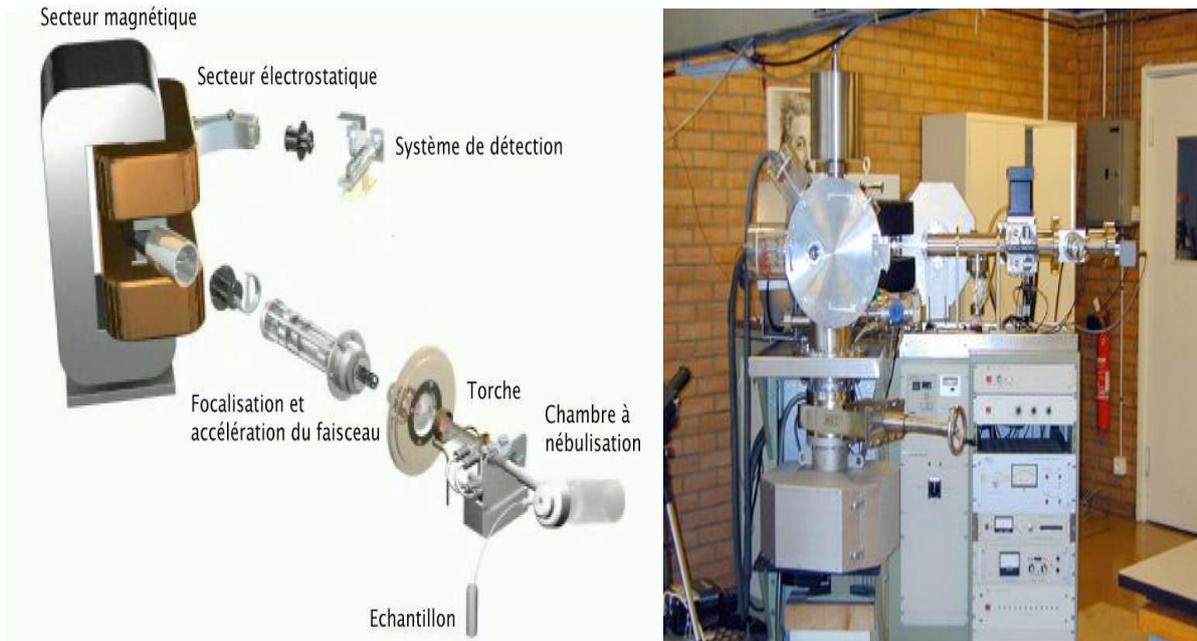


Fig. II A: Principaux composants de HR ICP-MS Finnigan Elément II, documentation de Thermo Electron Corporation.

Le principe de fonctionnement de cet instrument est une combinaison entre l'ICP-MS et le TIMS (Fig. B). L'échantillon est amené à la source du spectromètre par voie humide et est ionisé sous forme de plasma, puis accéléré et orienté par une double focalisation (secteur magnétique et secteur électrostatique), comme pour l'ICP-MS.

La détection des ions en fait par un multi collecteurs, 9 cages de faraday (dont 8 mobiles) comme le TIMS, qui permet de mesurer simultanément 9 masses différentes.

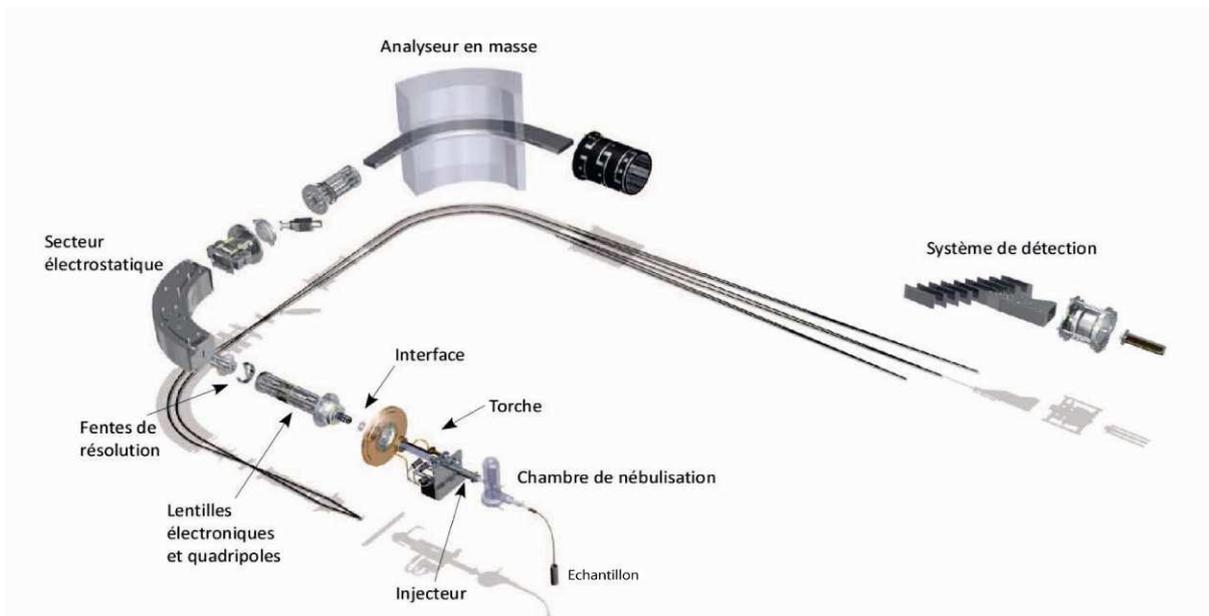


Fig. II B: Schéma des principaux composants d'un MC-ICP-MS (Modèle Neptune de Thermo Fischer Corporation). L'ombrage correspond à la trajectoire des ions. Documentation de Thermo-Fischer-Corporation.

Cet instrument d'analyse permet d'analyser des éléments à fort potentiel d'ionisation (comme l'Hf) difficile à analyser avec le TIMS, et de simplifier l'analyse des isotopes du Pb, sans appliquer la technique de double ou triple spikage.

L'incertitude des mesures est de 0,005%. Elle prend en compte le fractionnement instrumental, l'écart de mesure sur un standard et une éventuelle interférence de masse.

B. Séparation chimique:

En vue de l'analyse isotopique du Hf et du Lu par spectrométrie de masse à source plasma et multi-collection (MC-ICP-MS), il est nécessaire de procéder à une séparation chimique de ces deux éléments l'un de l'autre, ainsi que des éléments matriciels.

Puisque les spectromètres MC-ICP-MS permettent l'analyse d'éléments non parfaitement purifiés, la méthode utilisée fournira des fractions contenant Zr + Hf + Th + U en ce qui concerne l'analyse du Hf, et des fractions contenant Lu + Yb + Tm + Er (*pro parte*) en ce qui concerne l'analyse du Lu.

Pour ce dernier, la présence d'Yb permet de calculer in situ le biais en masse de l'appareil, d'où l'intérêt de ne pas "trop" purifier le Lu.

Pour le système Sm-Nd, l'analyse isotopique se faisant par spectrométrie de masse à thermo-ionisation (TIMS), les éléments doivent être parfaitement purs. La méthode utilisée devra donc fournir une fraction de Sm pur et une fraction de Nd pur.

Les premières étapes de la séparation chimique, conduisant à l'obtention de fractions contenant le Hf et le Lu analysables par MC-ICP-MS, sont schématisées sur la fig. 1. L'étape suivante, permettant la purification du Nd et du Sm, est seulement décrite dans le texte.

C. Protocole chimique

L'analyse de la composition isotopique des éléments hafnium, plomb, strontium et néodyme nécessite la séparation de ces éléments à partir de la roche totale. Cette séparation est faite en série à partir d'une unique attaque et par une succession de passages sur colonnes chromatographiques en phase liquide.

La séparation et la purification des éléments est faite dans l'ordre suivant : Hf, Pb, Sr et Nd. Un blanc chimique est préparé pour chacune des quatre chimies. Le protocole est détaillé dans les figures C. a et b.

5. Séparation et purification du Hafnium:

Le résidu sec est repris sur plaque avec de l'HF (24N) pendant 48h, formant des fluorures. Les éléments en traces de l'échantillon se répartissent alors selon leur affinité (Blichert-Toft et al., 1997) :

- soit dans le surnageant, comme l'Hf (91% du contenu de l'échantillon), le Ti, le Zr, le Ta et l'U,

- soit dans les fluorures comme le Pb (93% du contenu de l'échantillon), le Ba, l'Y, le Th, le Sr et les terres rares.

Après 2 h passé dans un bac à ultrasons pour casser les sels qui se sont formés et ainsi augmenter la surface d'échange, le mélange est centrifugé. Le surnageant sert pour purifier l'Hf et le culot sert pour séparer le Pb, le Sr puis le Nd.

Le protocole appliqué est détaillé dans Blichert-Toft et al. (1997) (Fig. C a). Après deux évaporations et reprises successives, le résidu sec est repris avec un mélange HF 0,5N + HCl 0,5N. L'échantillon est centrifugé et le surnageant est chargé sur la colonne (C1) de résine anionique AG1 X8 (100-200 mesh).

Les colonnes sont lavées de tous les éléments exceptés l'Hf, le Ti et le Zr, avec un mélange HF 0,5N + HCl 0,5N. Ces trois derniers éléments sont récupérés avec de l'HCl 6N.

On ajoute de l'acide perchlorique concentré (HClO₄) aux solutions récupérées et on fait évaporer à 180°C jusqu'à obtenir une goutte laiteuse. Le but est de séparer le Ti de l'Hf parce qu'ils ont un comportement chimique très proche et que le Ti est gênant à l'analyse (Blichert-Toft et al., 1997).

Il faut donc passer sur un deuxième jeu de colonne (C2) avec une résine cationique organique AG50W X8 (200-400 mesh). Préalablement l'ajout et l'évaporation de l'HClO₄ fait disparaître l'HF, qui consomme la résine AG50W X8.

On ajoute un mélange d'HCl 2,5N + H₂O₂ au résidu d'évaporation ce qui oxyde le Ti sous forme Ti(H₂O₂)_x et de ce fait ne se comporte plus comme l'Hf et ils vont pouvoir être séparés. L'échantillon a une couleur rouge sang (due au Ti oxydé) et est centrifugé.

Le surnageant est chargé sur les colonnes cationiques C2. Le Ti est élué en faisant migrer le front rouge sang dans la résine. L'Hf est récupéré avec un mélange HCl 2,5N + HF 0,3N, et la solution est mise à évaporer et pour être ensuite analysée par MC-ICP-MS.

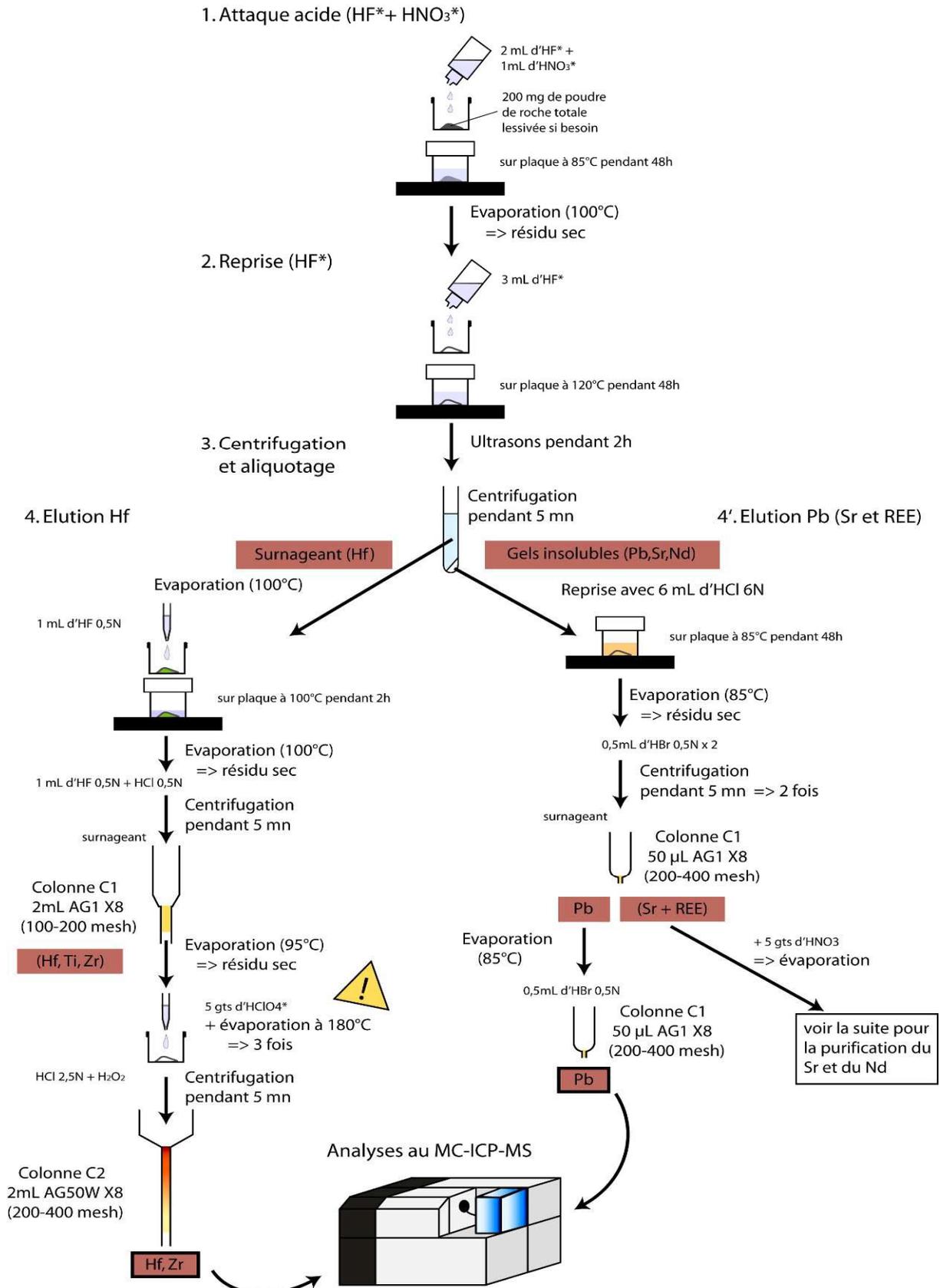


Fig. II C (a) : Protocole chimique de séparation et purification de l'Hf, du Pb, du Sr et du Nd à partir d'une même attaque d'une poudre en roche totale. Ici la purification de l'Hf et du Pb est selon Blichert-Toft et al., 1997 et 2005.

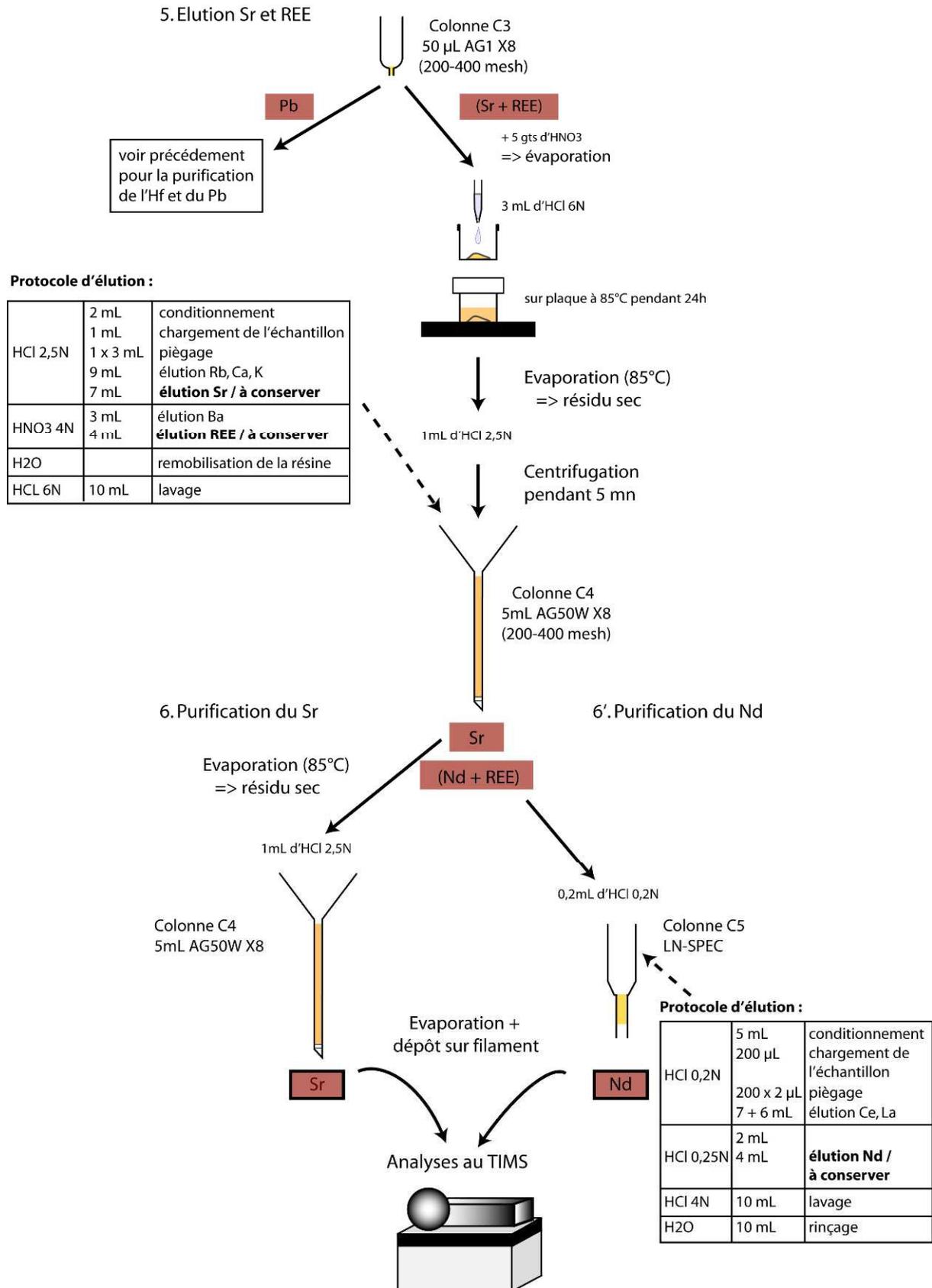


Fig. II C (b) : Protocole chimique (suite) de séparation et purification de l'Hf, du Pb, du Sr et du Nd à partir d'une même attaque d'une poudre en roche totale. Purification du Sr et du Nd, (in Smietana, 2011).

6. *Séparation et purification du Plomb:*

Le plomb, le strontium et les terres rares sont contenus dans les fluorures de la première centrifugation (Fig. C a). Le protocole suivi est décrit dans Blichert-Toft et al., (2005) (Fig. C b).

Le culot de fluorures dissous, évaporé, centrifugé (deux fois) avec de HBrO, 5N, est chargé sur des micro-colonnes en Téflon thermo-rétractables (C3) avec 50mL de résine anionique AG1 X8 (200-400 mesh).

Le principe de cette résine est le "tout ou rien", car dans l'acide bromhydrique dilué (0,5N est idéal, Strelow (1978)) le Pb est sous forme $PbBr_4^{-2}$ et a une très forte affinité avec cette résine. Le plomb en solution de HBr 0,5N est donc bien retenu dans la colonne et peut être purifié des autres éléments.

Rincée avec 0,5mL HBr 0,5N, cette fraction est conservée car elle contient le strontium et les terres rares et va servir par la suite à purifier le Sr et le Nd. Le Pb est élué avec de l'HCl 6N, que l'on fait évaporer.

Un deuxième passage sur colonnes C3 est effectué dans les mêmes conditions pour obtenir une purification complète de plomb, en particulier vis à vis du fer. Après évaporation, l'échantillon est prêt à être analysé au MC-ICP-MS.

7. *Séparation du Strontium:*

Le strontium et les terres rares sont contenus dans la première fraction récupérée des micro-colonnes C3 de la chimie plomb (Fig. C b). Cette fraction est reprise et évaporée deux fois, centrifugée, et chargée sur des colonnes de résine cationique AG50 X8 (200-400 mesh) (C4). Les éléments de masse inférieure au Sr (Rb, Ca, K) sont élués avant de récupérer le Sr en HCl 2,5N.

Le Ba est élué avec de l'HNO₃ puis on récupère la fraction qui contient les terres rares et qui sert à la purification du Nd. L'échantillon passe une deuxième fois sur les colonnes C4 pour améliorer la purification vis-à-vis du Rb.

Cette étape permet de purifier le Sr du Rb restant et dont l'isotope ⁸⁷Rb peut interférer sur le ⁸⁷Sr. Cette fraction est mise à évaporer et est prête à être déposée sur filament pour une analyse au TIMS. Avant d'être mis à évaporer, le blanc chimique lui est spiké avec 75 mg de solution enrichie en ⁸⁶Sr ([⁸⁶Sr]= 0,6023 ppm), pesée précisément.

8. Séparation du Néodyme:

Les terres rares sont isolées à l'aide de colonnes de résine AG50 X8 (C4) (Fig. C.b) en ajoutant de l' HNO_3 4N et mis à évaporer dans des béchers Savillex®. Un dernier passage sur colonne chromatographique est nécessaire pour purifier le Nd.

La méthode pour séparer le Nd des autres terres rares est appelée "chromatographie à partitionnement inversé" (Cerrai et Testa, 1963). Elle consiste à déposer de l'acide organique HDEHP (Hexyl Di-Ethyl Hydrogen Phosphate) sur des grains d'une poudre de téflon, formant ainsi un support de chromatographie sur colonnes de type LN-SPEC (Lanthanides Spécification).

Les terres rares y ont une affinité proportionnelle à leur masse : plus la masse de l'élément est importante plus il faut ajouter de l'acide pour le lessiver. Cette spécificité est particulièrement intéressante pour séparer le Nd du Sm car le Samarium possède des isotopes (^{144}Sm , ^{148}Sm , ^{150}Sm) qui peuvent interférer en masse avec ceux du Nd.

Mais comme il a une masse atomique supérieure à celle du Nd, le Sm reste fixé sur la résine lorsque l'on ajoute la quantité d'acide nécessaire pour éluer le Nd.

Le blanc est spiké avec 75 mg d'une solution artificielle enrichie en ^{148}Nd de concentration 0,02302 ppm. Tous les échantillons sont mis à évaporer dans des béchers triplot et sont prêts à être déposés sur filament pour analyse au TIMS.

D. TIMS, Spectromètre de Masse à source thermo-ionique

Le TIMS est un spectromètre de masse à source thermo-ionique solide et à multi-collecteurs. L'analyse nécessite la purification préalable des éléments à analyser (le Sr et le Nd) par un protocole de chimie (Fig. II C a et b) pour éviter les interférences de masse entre le ^{87}Rb et ^{87}Sr ou le ^{144}Sm et ^{144}Nd , qui pourraient fausser les rapports mesurés, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ respectivement.

Le Sr et le Nd sont déposés sur un filament qui sert de support à l'ionisation des éléments.

4. La nomenclature des laves basaltiques:

L'étude géochimique des basaltes de l'Oranie nord occidental a nécessité l'utilisation des données de roches totales, de Megartsi (1985), de Bendoukha (1987), d'Abbad (1993), de Tabeliouna (1997), de Coulon et al. (2002) et de Louni (2002) complétées par de nouvelles analyses que nous avons obtenues auprès Bendoukha (2008).

Toutes les données analytiques (éléments majeurs) sont consignées dans le Tableau suivant:

	Moyen Tafna					Souhalia					Basse Tafna				
SiO ₂	43,44	42,54	47,17	46,18	45,04	44,14	43,38	46,01	47,87	43,96	44,55	50,39	50,31	46,05	43,33
Al ₂ O ₃	17,52	14,89	16,75	17,57	18,78	13,81	14,05	16,52	17,11	16,61	16,35	19,5	19,71	17,34	16,41
TiO ₂	2,5	3	1,56	2,80	2,60	2,61	2,76	2,36	2,47	2,88	2,32	1,3	1,35	2,19	3,01
Fe ₂ O ₃	7,47	5,57	3,10	6,19	5,19	4,33	4,18	5,88	4,02	4,81	9,56	3,89	4,77	9,15	11,33
FeO	3,99	4,69	5,84	4,97	4,68	6,18	6,12	3,13	4,80	4,94	6,88	3,23	2,77	5,16	4,69
MnO	0,1	0,18	0,14	0,13	0,11	0,15	0,15	0,17	0,15	0,14	0,169	0,23	0,22	0,165	0,186
MgO	6,87	5,95	6,98	5,20	6,39	10,48	10,68	5,31	5,63	6,52	6,58	1,48	1,71	5,08	6,09
CaO	9,03	11,64	9,85	9,16	8,76	11,43	12,20	9,68	7,86	9,74	9,19	5,82	6,6	8,18	11,53
Na ₂ O	3,36	3,66	3,42	4,34	4,14	3,57	3,44	5,10	4,95	4,24	3,46	6,83	5,47	4,98	3,14
K ₂ O	1,38	0,67	0,85	0,76	0,92	0,64	0,63	1,32	1,03	1,12	1,47	3,23	3,21	1,37	0,52
P ₂ O ₅	0,06	0,72	0,25	0,06	0,05	0,59	0,60	0,51	0,58	0,63	0,716	0,57	0,66	1,786	0,631
H ₂ O+			3,39			1,95	1,97	3,07	2,43	3,94	44,55	50,39	50,31	46,05	43,33
H ₂ O-			0,20			0,30	0,32	0,44	0,64	0,29					
PF	2,77	4,66		1,67	2,12						4,82	1,94	2,39	4,15	3,61
Total	98,49	98,17	100,21	99,03	98,78	100,18	100,48	99,50	99,56	99,92	99,188	98,41	99,17	100,442	99,785
DI	32,56	31,37	33,82	43,85	35,85	25,85	23,25	38,28	44,59	36,62	42,18	66,44	33,47	41,25	60,52
Na ₂ O+															
K ₂ O	4,74	4,33	4,27	5,1	5,06	4,21	4,07	6,42	5,98	5,36	4,93	10,06	8,68	6,35	3,66

	Aïn Temouchent					Sahel d'Oran					M'sirda
SiO ₂	47,05	48,20	45,80	46,14	43,12	56,7	58,3	66,9	71,5	79	61,6
Al ₂ O ₃	16,40	19,70	19,36	18,26	18,45	14,9	15,5	15,8	12,4	10,95	16,65
TiO ₂	2,16	1,62	1,94	2,38	2,20	0,68	0,68	0,68	0,11	0,25	0,7
Fe ₂ O ₃	3,10	2,48	2,48	2,42	3,40	6,95	5,7	1,68	1,72	1,6	3,51
FeO	7,91	7,13	7,56	7,24	7,40						
MnO	0,16	0,18	0,19	0,17	0,16	0,12	0,09	0,02	0,04	0,03	0,08
MgO	4,27	2,47	4,09	3,28	6,74	5,8	3,85	1,15	0,1	0,23	2,1
CaO	10,15	6,96	8,60	9,06	9,35	7,4	6,7	4,9	1,18	2,25	4,56
Na ₂ O	4,14	5,00	4,42	5,49	4,40	3,17	3,25	3,38	3,38	2,52	2,7
K ₂ O	0,37	0,80	0,88	0,60	0,39	2,58	3,25	3,39	3,99	2,16	4,48
P ₂ O ₅	0,45	0,51	0,58	0,47	0,44	0,2	0,24	0,25	0,02	0,07	0,41
H ₂ O+	4,30	4,00	3,70	4,00	4,90						
H ₂ O-											
PF						1,37	2,36	1,44	5,2	0,9	2,88
Total	100,46	99,05	99,60	99,51	100,95	99,87	99,92	99,59	99,64	99,96	99,67
DI	36,42	47,90	39,40	43,00	32,43	-	-	-	-	-	
Na ₂ O+K ₂ O	4,51	5,8	5,3	6,09	4,79	5,75	6,5	6,77	7,37	4,68	7,18

Tableau III a: Distribution des éléments majeurs dans les laves de l'Oranie nord occidental. In Bendoukha, 2008 et Louni-Hacini, 2002

5. Diagramme de Cox et al. :

Dans le diagramme de Cox et al. (1979), (Fig. III b) les laves du massif éruptif d'Ain Temouchent, moyen Tafna et Souhalia occupent le domaine des Basaltes et Hawaïtes, et les laves d'âges miocène de M'sirda et Sahel d'Oran concentrent dans le passage de Dacite, Trachy-andésite et Rhyolite, par contre les éruptions de Basse Tafna étale selon Basalte, Hawaite, Mugéarite et Benmoréite.

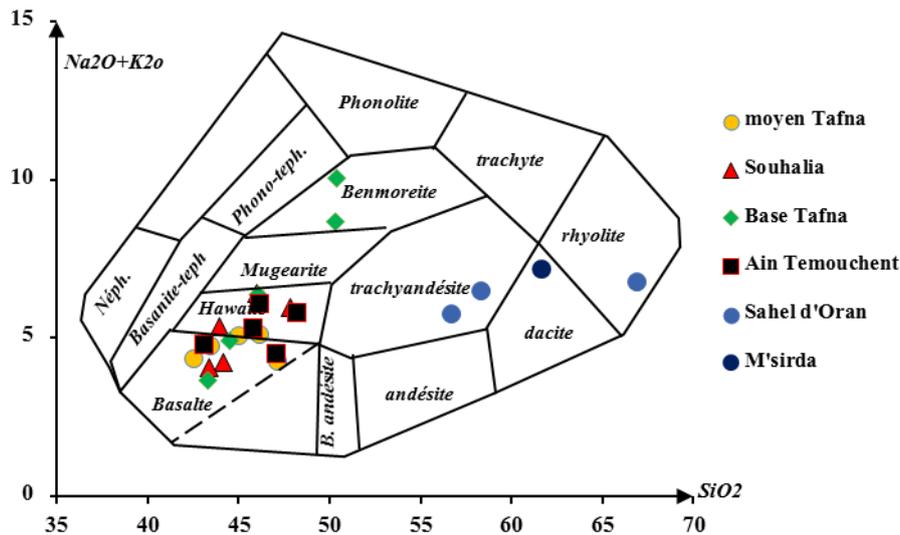


Fig. III b: Diagramme $Na_2O + K_2O / SiO_2$ (Cox et al., 1979). In Bendoukha, (2008)

6. Diagramme des éléments majeurs en fonction d'ID:

Ainsi la nomenclature des laves basaltiques qui va être utilisée est basée sur l'indice de différenciation (DI). Elle permet de donner le taux théorique de différenciation. Cet indice, est égal à la somme du quartz, des feldspathoïdes normatifs (Leucite + Néphéline) et des feldspaths alcalins (Orthose + Albite).

$$D.I = Or + Ab + Qz + Ne + Le$$

Les diagrammes des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation (ID) de l'ensemble des laves volcaniques étudiées (Fig. III c) montrent que les massifs de Souhalia, d'Ain-Temouchent et de Moyen Tafna sont des basaltes alcalins et des hawaïtes.

Mais les laves de Basse Tafna s'étalent à la longue de basalte alcalin, Hawaïtes, Mugéarite et Benmoréite. Ces laves sont plus riches en minéraux blancs que les autres massifs.

Cette changement traduit l'évolution de magma du nature alcaline vers calco-alcaline.

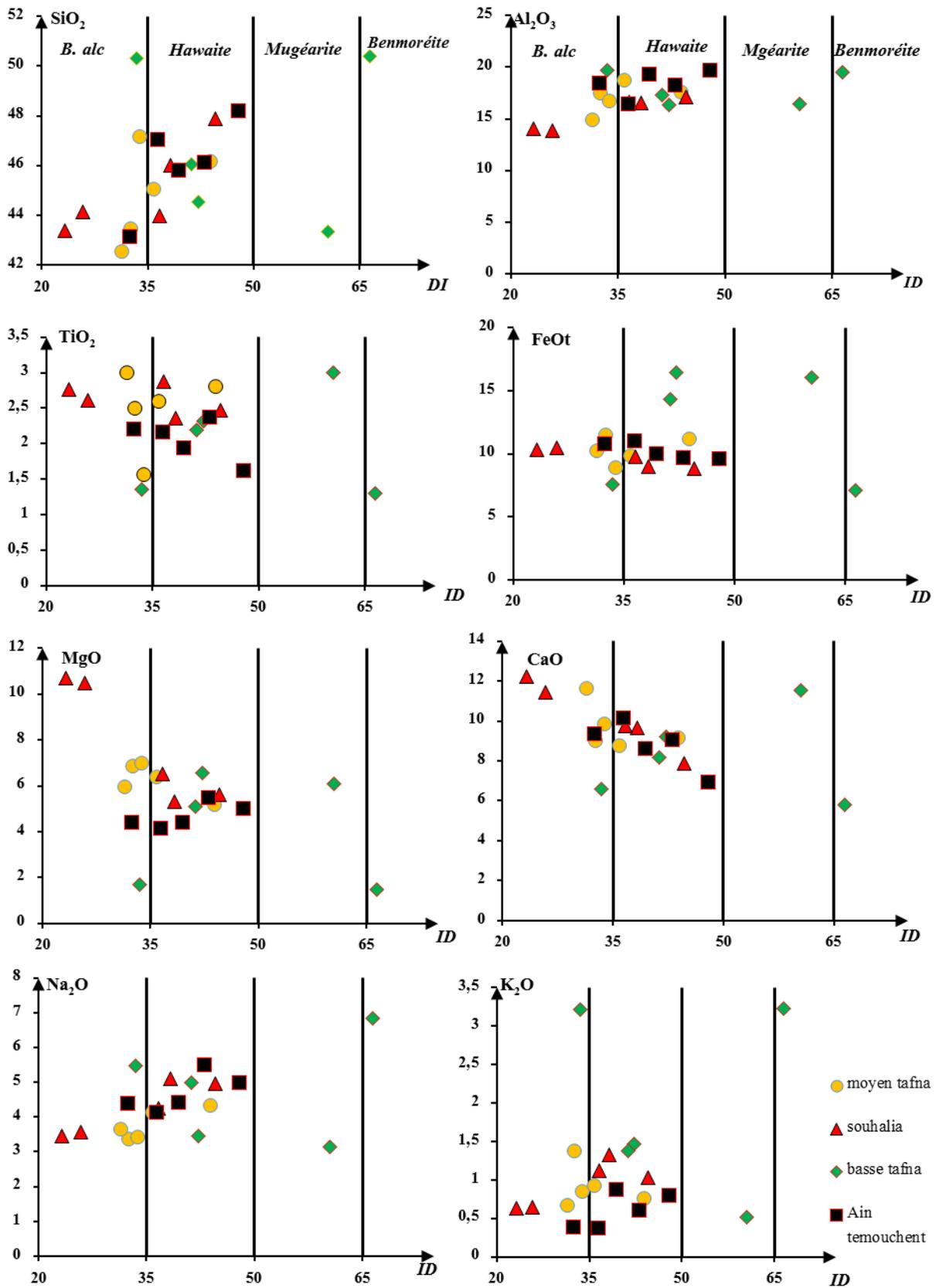


Fig. III c : La distribution des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation de l'ensemble alcaline de l'Oranie nord occidental. (Thorton et Tuttle 1960)

On note ainsi :

- Une augmentation régulière des concentrations en SiO₂ dans la série basaltique de la basse Tafna et du Fillaoucène. Dans cette dernière on assiste à l'accroissement rapide de la silice pour un intervalle réduit de variation de la silice.
- Une corrélation positive de l'aluminium et des alcalins avec le DI, liée à l'importance des plagioclases et des feldspaths alcalins.
- La diminution du MgO et CaO très légère, par rapport à l'ID se traduit par la cristallisation de l'olivine et des minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène). En revanche l'évolution positive du sodium et de l'aluminium montre la non précipitation des plagioclases.
- La cristallisation des oxydes ferro-titanés et probablement de l'apatite explique de façon satisfaisante les variations de Ti et Fe.

Liste des Figures

La liste de Figure:

Fig. 1 : Situation des massifs volcaniques de l'Oranie Nord-occidentale.....	04
Fig. 2 : Contexte Géologique de l'Oranie nord occidentale.....	04
Fig. 3 : Standards interlaboratoires, chimiques et isotopiques (roches, minéraux et sels).....	14
Fig.4 Spectromètre de masse.....	17
Fig. 5 : Les concentrations en Rb et en Sr dans les principaux types de roches.....	19
Fig. 6 : Diagramme d'évolution isotopique pour un basalte, une granodiorite, un granite.....	20
Fig. 7 : Diagramme isochrone.....	20
Fig. 8 : comportement différentiel de 2 roches totales et leurs minéraux.....	23
Fig. 9 : Domaines d'évolution isotopique des chondrites, du manteau terrestre et du manteau lunaire.....	24
Fig. 10 : Diagramme schématique isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une roche d'un massif magmatique subissant un métamorphisme.....	25
Fig. 11 : Diagramme schématique isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les échantillons analysés en roche totale d'un massif magmatique subissant un métamorphisme.....	26
Fig. 12 : Diagramme schématique isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une série de 3 roches d'un massif magmatique subissant un métamorphisme... 26	
Fig. 13 : Diagramme schématique isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une série de 3 roches d'un massif magmatique datant de 400 Ma et subissant un métamorphisme.....	27
Fig.14 : Diagramme schématique isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les minéraux constitutifs d'une paragenèse unique d'une roche métamorphique.....	27
Fig.15 : Données Sm-Nd en roche totale de différents gabbros du massif ophiolitique du Chenaillet (France).....	31
Fig. 16 : Ces données s'alignent sur une droite isochrone	31
Fig. 17 : Données Sm-Nd en roche totale et minéraux séparés de deux échantillons de micaschistes à grenat issus d'un épisode de métamorphisme (chaîne de la côte centrale, Canada).....	32
Fig.18 : Diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour chaque échantillon en roche totale et minéraux séparés(Canada).....	32
Fig.19 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du temps (en Ga) pour le modèle CHUR, noter l'évolution linéaire du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	33

Fig.20 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du temps (en milliards d'années) pour le modèle CHUR, noter l'évolution linéaire du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	35
Fig.21 : Diagramme ϵNd en fonction du temps (en milliards d'années) pour le modèle CHUR et le modèle DM.....	36
Fig.22 : Données Lu-Hf en roche totale et minéraux séparés de plusieurs échantillons d'éclogites à grenat (la chaîne orogénique alpine Italie).....	40
Fig.23: Diagramme isochrone $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ pour chaque échantillon en roche totale et minéraux (la chaîne orogénique alpine Italie).....	41
Fig.24: <i>Le diagramme montre le cheminement sur la carte des noyaux de la cascade de désintégrations partant de ^{238}U et se terminant au ^{206}Pb stable</i>	42
Fig.25 : <i>Evolution des rapports d'isotope du Pb</i>	45
Fig. 26 : <i>la courbe concordia est une représentation de l'ensemble des âges solutions aux deux systèmes isotopiques (^{206}Pb-^{238}U et ^{207}Pb-^{235}U)</i>	46
Fig. 27 : Une population de zircon et ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	47
Fig.28 : Autre cas de figure concerne cette fois un mélange d'âge entre une protolite ancienne et une nouvelle roche magmatique.....	48
Fig. 29 : Variations isotopiques Nd-Sr dans les laves calco-alkalines.....	53
Fig. 30 : Variations isotopiques Nd/Sr dans les laves alcalines.....	54
Fig. 31 : distribution isotopique Sr/Nd dans le volcanisme de l'Oranie.....	55
Fig. 32: Evolution temporelle de l' ϵNd des laves basaltiques étudiées.....	55
Fig. 33: comparaison des teneurs en K_2O dans les produits éruptifs de l'Oranie.....	56
Fig. 34 : Diagramme isotopique de ^{40}Ar en fonction de K_2O pour les laves d'âge Moi-Plio-Quaternaire de l'Oranais nord occidental.....	56
Fig. 35 : Champs de distribution de ^{40}Ar en fonction de K_2O	57
Fig. 36 : La variation temporelle de $\text{K}_2\text{O}/^{40}\text{Ar}$	58
Fig. 37: Distribution de $\text{K}_2\text{O}/^{40}\text{Ar}$ sur les deux flancs d'Oued Tafna.	58
Tableau A-1: Les rapports d'abondance isotopiques Sm/Nd dans les laves calco-alkalines..	62
Tableau A-2: Les rapports d'abondance isotopiques Rb/Sr dans les laves calco-alkalines...	62
Tableau A-3: Les rapports d'abondance isotopiques Sm/Nd dans les laves alcalines.....	62
Tableau A-4: Les rapports d'abondance isotopiques Rb/Sr dans les laves alcalines.....	63
Tableau A-5: Les rapports d'abondance isotopiques Sm/Nd dans les laves transitionnelles..	63
Tableau A-6: Les rapports d'abondance isotopiques Rb/Sr dans les laves transitionnelles...	63

Tableau A-7: Datations isotopiques K/Ar des laves calco-alcalines, alcalines et transitionnelles de l'Oranie. (Nouvelles datations en gras). In Louni-hacini, 2002.....	64
Tableau A-8:(suite) Datations isotopiques K/Ar des laves calco-alcalines, alcalines et transitionnelles de l'Oranie. In Louni-Hacini, 2002.....	65
Fig. II A: Principaux composants de HR ICP-MS Finnigan Elément II, documentation de Thermo Electron Corporation.....	68
Fig. II B: Schéma des principaux composants d'un MC-ICP-MS	68
Fig. II C-a: Protocole chimique de séparation et purification de l'Hf, Pb, Sr et Nd.....	71
Fig. II C-b : Protocole chimique (suite) de séparation et purification de TR.....	72
Tableau III a: Distribution des éléments majeurs dans les laves de l'Oranie nord occidental.	74
Fig. III b: Diagramme Na ₂ O + K ₂ O / SiO ₂ (Cox et al., 1979).....	75
Fig. III c : La distribution des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation de l'ensemble alcaline de l'Oranie nord occidental.....	76

Bibliographie

Référence bibliographique:

- **Abbad Z., (1993).** Etude volcanologique et pétrologique des laves quaternaires de la région de Ghazaouet (Oranie). *Thèse Magister, USTHB, Alger, 100 p.*
- **Auzende, J-M., Bonin, J., Olivet, J-L., (1973).** The origin of the Western Mediterranean basin, *J. Geol. Soc. London, 129, pp.607-*
- **Belhai Djelloul, (1996):** Evolution tectonique de la zone Ouest algéroise (Tenes-Chenoua) approche stratigraphique et structurale. Thèse doctorat USTHB Alger.
- **Bellon, H., Guardia, et Magné (1984) :** **Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. Géol Méditerranéenne, XI, 255-264**
- **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.*
- **Bendoukha, R., (2008)** Etude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme alcalin Plio- quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale) Thèse doctorat, USTHB, Alger.
- **Bendoukha, R. et al., (2009).** Nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme Mio-Plio-quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale). *Bulletin du Service Géologique National Vol. 20, n° 3, pp. 263 - 296.*
- **Blil, A., Rahmouni M, (2015) :** Corrélation lithostratigraphique des laves alcalines du flanc Sud du Djebel Fillaoucène et du massif éruptif de Souhalia. Mémoire d'ingénieur, univ d'Oran.
- **Bousquet.J.C., Herve.P., (1981),** « les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée occidentale », C.C. Wezel (editor), *Sedimentary basins of Mediterranean margins. P. 389-405.*

- **Cohen, C; R, (1980).**Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics* 68, 283-311.
- **FRANCIS ALBAREDE (2001).** La Géochimie. ENS Lyon. Ed. Scientifiques GB.
- **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.
- **Hassan Daouadji Houari,(2015).** « étude Géologique, Pétrographique et Géochimique des basaltes de Mohammedia, et leurs comparaisons avec ceux de la Basse Tafna et du Djebel Fillaoucène (Oranie Nord Occidentale)». These Magister, Université d'Oran.
- **LE FEVRE Briec (2002)**"Développements chimiques et instrumentaux en géochimie, en vue des analyses isotopiques Lu-Hf et Sm-Nd. Applications à la géochronologie des roches métamorphique de haut degré"Thèse Doctorat. Univ-Blaise Pascal. France.
- **Magali Smietana, (2011).** Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie _élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de la Réunion : Implications sur la construction de l'édifice volcanique. *Thèse doctorat Univ de Réunion, France.*
- **Maury, R.C., (1993).** Les séries volcaniques. *Mem. Soc Géol. France, "pleins feux sur les volcans"*, 163: 39-55.
- **Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., (1996).** Tectonique Plio-quaternaire 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.
- **PHILIPPE VIDAL (1998).** Géochimie. 2ème Cycle, CAPES. Aggregations. Ed. Dunod.
- **Piqué, A., Ait Brahim, L., El Azzouzi, M. Maury, R.C., Bellon, H., Semroud, B., and Laville, E., (1998).** Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. *C.R. Acad. Sci. Paris.* 326, 575-581.
- **Sellaf Mohamed(2009)** "Etude dynamique, pétrographique et géochimique des produits éruptifs du volcan le Fort Bélinsi". M. Ingénieur Univ-Oran.

- **Si Chaïb Sofiane (2009)** "Etude dynamique, pétrographique et géochimique des produits éruptifs des volcans de la région de Chentouf". M. Ingéniorat. Univ-Oran.
- **Taïbi Nassira (2011)**. "Apport de la télédétection optique pour la cartographie structurale dans le massif des M'sirda". Thèse Master, Univ-Tlemcen. 33p.
- **Wildi, W., (1983)**. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Geol. Dyn. Georg. Phys., Paris*, 24: 201-297.