

N° d'ordre :

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran2

Faculté des Sciences de la Terre, et de l'Univers

Département de Géologie



Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade MASTER en Géologie

Option : Géodynamique de la lithosphère

Thème

**Etude comparative des mises en place des spatter cônes, du Neck, du Maar, des
cônes de tufs et des anneaux de tufs de l'Oranie.**

Présenté Par :

SADOK Nour el houda TAROUCH Rabia

Soutenu le : **07 / 07/2021** devant la commission d'examen :

Mr. SEDDIKI A.	Professeur	Président	Université d'Oran 2
Mr. BENDOUKHA R.	M C A	Encadreur	Université d'Oran2
Mme. ALLAMI.F.Z	M A A	Examineur	Université d'Oran2

2020 /2021

اهداء

إلى أعزما أملك سر نجاحي ونور دربي ..سندي وقوتي "أبي الغالي "

إلى قرّة العين ونبض الفؤاد "أمي أغلى الناس"

اليكما برا بكما وحباً لكما وتقديراً لبدلكما الذي لا يرد

إلى غاليتي ورفيقة الروح والدرب بودالي هنية

إلى أجمل و أحب عطاء حظيت به "إخوتي"

" ياسر" يوسف" فريال" زينب"سهيلة"

إلى سندي الصالح منة الهادي

إلى كل من وسعتهم ذاكرتي و لم تسعهم مذكرتي

اهداء

إلى من أحمل اسمه بكل افتخار ارجو من الله ان يحفظه

والدي العزيز

إلى بسمة الحياة وسر الوجود الى من كان دعاؤها سر نجاحي وبلسم جراحي إلى أعلى

الحيابيامي الحبيبة

وإلى أخي الوحيد "حسين" نور عيني رعاه الله ووفقه.

إلى الأستاذ المشرف بن دوخة رشيد الذي لم يدخر جهدا في مساعدتي.

إلى كل أصدقائي ومن كانوا برفقتي ومصاحبتي أثناء دراستي في الجامعة (هالة، نادية، نجاة،

زوليخة) وإلى كل من ساهم في تلقيني ولو بحرف في حياتي الدراسية.

طروش ربيعة

Remerciement

il est d'usage au début de tout mémoire de remercier DIEU الله le tout puissant de nous avoir donné la force et la patience pour réaliser ce rêve.

*A l'issue de ce travail, je tiens tout particulièrement à remercier Mr. BENDOUKHA R, maître de conférences à l'Université d'Oran, pour avoir dirigé avec beaucoup d'attention et de soin ce travail. Je lui suis très reconnaissant pour sa disponibilité, sa bienveillance et son soutien permanent. Je lui dois beaucoup pour le contenu du travail présenté, pour ses critiques constructives et son aide aux différentes entraves rencontrées, pour sa **gentillesse** et ses **qualités humaines**.*

mes vifs remerciements également à Mr SEDDIKI et Mm ALLAMI d'avoir accepté d'examiner ce travail et pour ces gentillesse

Et enfin nous remercions beaucoup tous qui de près ou de loin ont contribué à sa réalisation.

Résumé :

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. Les appareils volcaniques de l'ensemble des massifs dessinent soit des cônes stromboliens, soit des dômes érodés. Cependant, nous notons dans la rive droite de la Basse Tafna une structure de maar et des anneaux de tufs et des cônes de tufs dans celui d'Ain Temouchent.

L'observation des diverses formations volcaniques ainsi que la cartographie et l'étude pétrographique de l'ensemble des produits éruptifs ont permis de lever un log stratigraphique détaillé au niveau de chaque massif et de présenter un essai de corrélation entre les différentes venues volcaniques.

Les corrélations établies entre les divers produits éruptifs à l'intérieur de chaque massif éruptif ainsi que celles établies entre les laves d'un massif à un autre ont permis d'expliquer la mise en place de ces produits ainsi que le changement du dynamisme.

Les structures volcaniques sont représentées au Djebel Fillaoucène par le neck de Boutrack, dans la Basse Tafna par le maar du Fort Belinsi.

Le massif d'Ain Temouchent révèle des cônes de tufs et des anneaux de tufs dans les Souhalia seule une cuvette a pu être identifiée dans le volcan de Tigraou.

Les épisodes volcaniques des massifs éruptifs de l'Oranie sont de type strombolien ; phreatomagmatique ou effusif.

Le changement de dynamisme peut être dû aux fluctuations marines pendant le mio - plio-quaternaire.

Mots clés : structures volcaniques , maar, cône de tuf, neck, anneau de tuf, phreatomagmatisme, strombolien, effusif

Astra:

North-West "Oranie" located at the junction of the Algerian Tell and the Moroccan Middle Atlas, was the site of significant Neogene to Quaternary volcanic activity

The volcanic devices of all the massifs form either Strombolian cones or eroded domes. However, we note in the right bank of the Lower Tafna a structure of maar and rings of tuffs and tuff cones in that of Ain Temouchent.

The observation of the various volcanic formations as well as the cartography and the petrographic study of all the eruptive products made it possible to draw a detailed stratigraphic log at the level of each massif and to present a correlation test between the various volcanic occurrences.

The correlations established between the various eruptive products inside each eruptive massif as well as those established between the lavas from one massif to another have made it possible to explain the establishment of these products as well as the change in dynamism.

The volcanic structures are represented in Jebel Fillaoucène by the neck of Boutrack, in Lower Tafna by the maar of Fort Belinsi.

The Ain Temouchent massif reveals tuff cones and tuff rings in the Souhalia, only a basin has been identified in the Tigraou volcano.

The volcanic episodes of the eruptive massifs of Orania are of the Strombolian type; phreatomagmatic or effusive.

The change in dynamism may be due to fluctuations in the sea during the plio-quaternary month.

Key words: volcanic structures, maar, tuff cone, neck, tuff ring, phreatomagmatism, strombolian, effusive

Sommaire:

CHAPITRE I : Généralités.....	14
I .Introduction.....	14
II. Cadre géographique.....	17
III. Cadre géologique et structurale.....	20
1.Cadre géologique.....	20
2.Cadre Structurale.....	20
IV. Historique des recherches.....	23
V. But de travail.....	28
CHAPITRE II: Volcanologie.....	29
Introduction.....	29
I.Les épanchements volcaniques du Flanc sud du Djebel Fillaoucène.....	29
1.Le volcan de Aïn el Maaden(704m).....	32
2.Le volcan de M'rabet Rabah(726m).....	32
3.Le volcan de Aïn Fetah(551m).....	32
Conclusion.....	33
II.Le massif Souhlia	33
A.Les volcans de la rive droite de l'oued el Marsa	33
A.1.le volcan d'El Arroussa (468m).....	33
A.2.le volcan de Zourana(492m).....	34
A.3.le volcan d'El Bahri (614m).....	34
A.4.le volcan de feddam sallah(334m).....	34
A.5.le volcan de Ain Djenane (277m).....	34

A.6.le volcan de Dar Ali Ben Ayed (314m).....	35
A.7.le volcan d'El Hadba	35
A.8.le volcan de Douar El hadjra(433m).....	36
A.9.le volcan de sidi Amar (146).....	36
B.Les centres d'émission de la rive gauche de oued Marsa	36
B.1.le volcan de Ras El kela.....	37
B.2.le volcan de Boukdama(373m).....	37
B.3.le volcan de Dar Ali Ben salah (233m).....	37
B.4.le volcan de Ben Alloul	38
B.5.le volcan de Rokba(221m).....	38
B.6.le volcan de Bouhabiba.....	38
Conclusion.....	38
III.le massif volcanique de la basse tafna	39
A.les volcans de la rive gauche de la tafna	40
A.1.le volcan d'El gloub(155m).....	41
A.2.le volcan de Ras Amara (264m).....	41
A.3.le volcan de bouakil.....	41
A.4.le volcan de sidi Aissa (403m).....	42
A.5.le volan de sidi Rahmoun (347m).....	42
A.6.le volcan de Douar ksabi (282m).....	42
A.7.le volcan de tafardoun (152m).....	43
A.8.le volcan de Douar Bouhamar(146m).....	43

A.9.le volcan de sidi laredj (191m).....	43
A.10.le volcan de Boukeltoum.....	43
B.Les volcans de la rive droite de la tafna	44
B.1.le volcan de kerkour El Aryas(222m).....	44
B.2.le volcan de gaabet El ghouzlane (232m).....	44
B.3.le volcan de Bled lamdadeha (261m).....	44
B.4.le volcan de sidi Abdallah(265m).....	45
B.5.le volcan d'El Bradj(172m).....	45
B.6. le volcan de biramdane(100m).....	45
B.7.le volcan de Khoudam(100m).....	45
B.8.le volan du cap d'acra(100m).....	46
B.9.le volcan le fort belinsi	46
Conclusion.....	46
IV. Le massif volcanique D'Aïn témochent	47
A.1.le volcan de Hamar s'nidig (446m).....	50
A.2.le volcan de Hamar El Matmar (453m).....	50
A.3.le volcan de Hamar Tizi (504m).....	50
A.4.le volcan de Djebel dokma	50
A.5.le volcan de Douar chafaâ.....	51
A.6.le volcan Nécissa (168m).....	51
A.7.le volcan de Benghana.....	51
A.8.le volcan Medjehri.....	52
A.9.le volcan de Hammar Bracha.....	52

A.10.le volcan de Karmous ensara(364 et 386).....	52
B.Les volcans de la partie occidentale du massif d'Aïn Témouchent	52
B.1.le volcan de Koudiat Berbous(301m).....	52
B.2.le volcan deKoudiat Meharik(408m).....	53
B.3.le volcan de Argoub El ham(355m).....	53
B.4.le centre éruptif de Hammar Makla	53
B.5.le volcan de Djebel guerriane (584m).....	53
B.6.le volcan de sidi Ben Adda	54
B.7.volcan de chami.....	54
B.8.le volcan de Dzioua	54
Conclusion.....	54
CHAPITRE III: Les Structures volcaniques.....	56
Introduction.....	56
1.Géochronologie	56
I.le Flanc sud du Djebel Fillaoucène	57
1.le Neck de Boutrack.....	58
2.le volcan de Aïn el Maaden(704m).....	59
II.Le massif de Souhalia.....	61
1.Le volcan de tigmaou	61
III.Le Massif de la Basse Tafna	62
1.le volcan le fort Bélinsi	62
1.1.Le flanc nord du fort bélinsi	65
1.2.Le flanc sud du fort bélinsi	66

1.3.le flanc ouest du centre éruptif du fort Bélinsi	68
2.Analyse Se'quentille	70
IV.Etude microscopique des tufs.....	74
V.Mécanisme de formation des tufs à lapillis accréionnaires,Spatter-cône et pisolithiques	74
1.les lapillis accréionnaires, les pisolithes.....	75
2. spatter-cones.....	75
3.Le gouttes de cendres pisolithiques.....	75
4. L'épisode supérieur de type strombolien.....	75
VI.Le massif d'Ain Temouchent.....	77
1.Le volcan de Benghana.....	77
2-Le volcan de Sidi Ben Adda (258 m).....	78
3.Le volcan de Dzioua (372 m).....	79
4.Le volcan Chami.....	80
Conclusion.....	80
CHAPITRE IV:Le Dynamisme.....	82
Intoduction.....	82
Rappel sur la notion de strombolien et phréatomagmatisme.....	82
Le type Strombolien	82
Le type phréatomagmatique	83
I.Classifictation des produits pyroclastiques.....	84
II.Dynamisme du flanc sud du Djebel fillaoucène.....	87
1.Premier Episode volcanique.....	88
2.Deuxième épisode volcanique.....	88
III.Dynamisme du massif volcanique de la Basse Tafna.....	89
Introduction.....	89

1.L'épisode effusif du Miocène.....	89
2.L'épisode inférieur du tupe strombolien.....	90
3.L'épisode phréatomagmatique	91
IV.Interprétation Dynamique et mécanisme de mise en place des produits pyroclastiques.....	92
4.L'épisode supérieur de type strombolien	97
V.Dynamisme du volcanisme d'Ain témochent	100
1.Le premier épisode phréatomagmatique	100
2.L'épisode strombolien inferieur	100
3.Le seconde épisode phreatomagmatique.....	101
4.L'épisode strombolien supérieur.....	104
Conclusion générale.....	106
ANNEXES.....	111
Références Bibliographiques.....	115

La liste des figures :

Fig 01: Répartition et âges du volcanisme néogène nord-occidentale (In Coulon et al 2002, complétée)

Fig 02: Situation Géographique de la Basse Tafna (In Bendoukha, 2008)

Fig 03: Contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (in Bendoukha, 2008).

Fig 04: Situation Géographique des volcans du Djebel Fillaoucène (in Bendoukha 2008)

Fig 05 : Répartition géographique des centres d'émission de la basse Tafna

Fig 06 : situation géographique des volcans du massif d'Ain Tmouchent

Fig 07 : Coupe longitudinale du neck et volcan de boutrack (Mégrétisé 1985)

Fig 08 : coupe théorique dans le volcan d'Ain El-Maâden en (AYA-B 2015)

Fig 09 : cartographie des produits éruptifs du volcan Fort Bélinsi

Fig 10 : coupe du Flanc nord du volcan du Fort Bélinsi

Fig 11 : coupe du flanc sud du volcan du Fort Bélinsi

Fig 12 : Coupe du Flanc ouest du volcan du Fort Bélinsi

Fig 13 : Analyse séquentielle de la formation volcano-sédimentaire du volcan le Fort bélinsi

Fig 14 : tufs à lapillis accrétiés du Fort bélinsi

Fig 15 : coupe reliant le Djebel Lakhmage (Flanc sud du Fort bélinsi) au volcan du cap d'Acra

Fig 16 : Coulée basaltique supérieure à (Pyroxène, Olivine, sanidine) de Dayet Benghana

Fig 17: Déroulement des éruptions phréatomagmatique dans la basse Tafna

Fig 18: Position stratigraphique des produits éruptifs du Fort Bélinsi et leur corrélation (d'après Bellon et Guardia, 1980).

La liste des tableaux:

Tab 01: Tableau récapitulatif des coulées émises du djbel Fillaoucene

Tab 02 : Tableau récapitulatif des centres d'émission et des coulées émises de massif Souhalia .

Tab 03: Tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif de la Basse Tafna

Tab 04: Classification des roches composées de fragments volcaniques (D'après Fischer, 1964.)

Tab 05: classification granulométrie d'après Milesi (1976)

Tab 06: Classification des produits pyroclastiques et la nature des dépôts (d'après Schmidt, 1981).

I. Introduction:

Les massifs volcaniques d'Oranie font partie de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale et sont caractérisés par une intense activité volcanique depuis le Miocène jusqu'au Plio-Quaternaire.

Ils constituent une ceinture volcanique de 20 Km de largeur, renfermant plusieurs appareils volcaniques (60 environ) et se répandant sur une superficie de 1000 Km², (Bendoukha, 2008).

L'Oranie nord-occidentale, située à la jonction du Tell algérien et du Moyen Atlas marocain a été le siège d'activité volcanique néogène à quaternaire (Sadran, 1958 ; Guardia, 1975) (**Fig01**).

Elle est bordée au Nord par la Méditerranée, et est caractérisée par un liseré des massifs éruptifs qui se succèdent d'Ouest en Est par:

- Le massif éruptif des M'Sirda, situé aux confins de la frontière algéro-marocaine.
- La Moyenne Tafna, représentée par les venues volcaniques du flanc Sud du Djebel Fillaoucène, de Hadjra El Kahla et d'Ain Romana.
- Le massif de la Basse Tafna situé à une centaine de kilomètres à l'Ouest d'Oran.
- La région d'Ain Témouchent, à environ 70Km au Sud Ouest d'Oran.
- Dans le Sahel à environ une trentaine de kilomètres à l'Ouest de la ville d'Oran. Ce massif comprend le secteur de Tifarouine-Bouzedjar et les Iles Habibas.
- Dans la région de Mohamadia, à 80 km au Sud-Est d'Oran.

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.

Notre étude a pour objectif de revoir les différentes structures volcaniques réalisées par (Bendoukha 1987, Bendoukha 2008, Tabetiouna 1997 et Megartsi 1985) et mettre

en évidence les venues volcaniques en se référant à leur chronologie de leur mise en place.

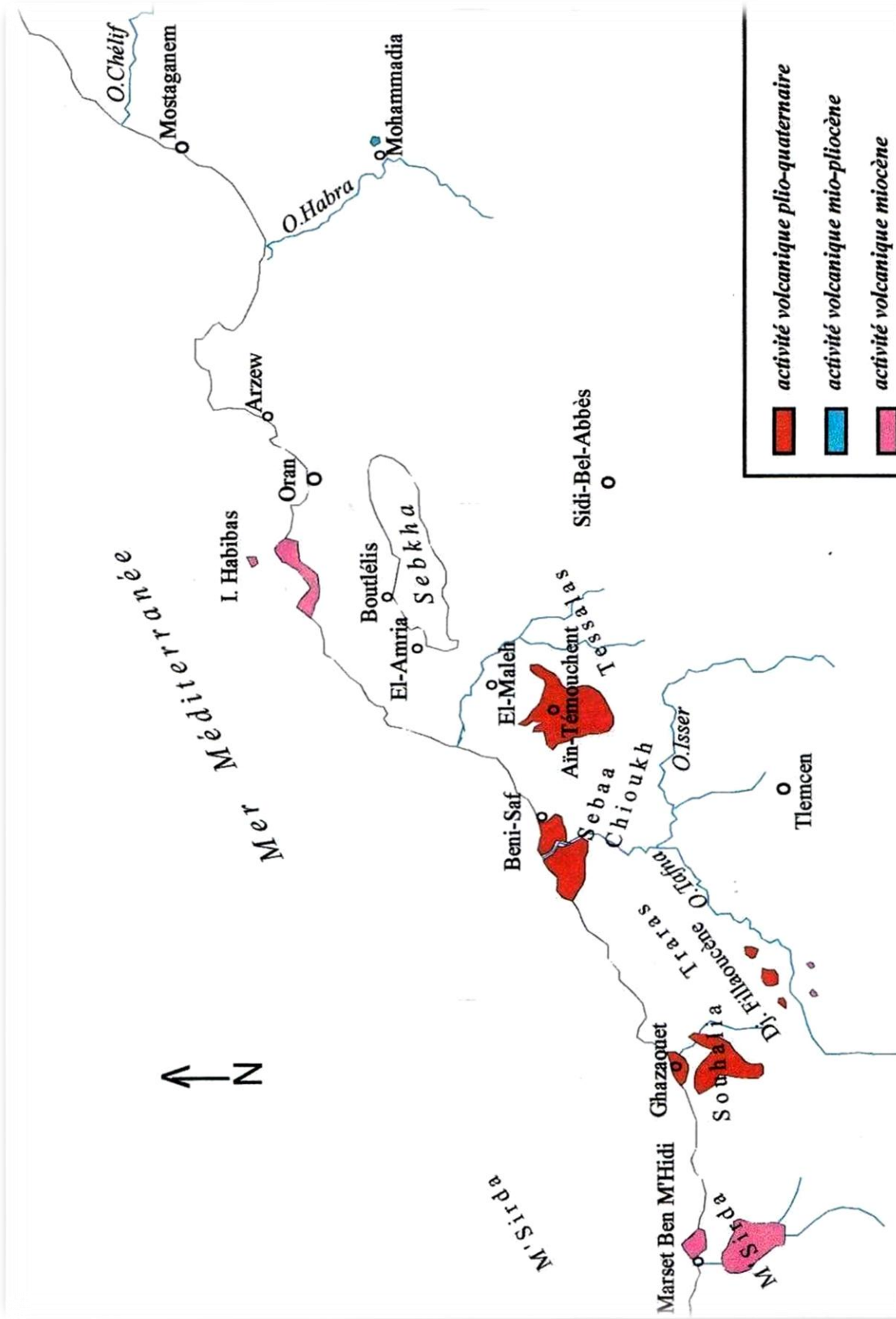


Fig.1 : Répartition et âges du volcanisme néogène nord-occidentale (In Coulon et al 2002,

II. Cadre Géographique:

Les formations éruptives d'âge Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranie nord-occidentale se répartissent le long du littoral entre la frontière algéro-marocaine et le méridien d'Aïn Témouchent (**Fig 2**). Elles s'étendent, vers l'intérieur des terres, sur une largeur de 20 km environ. Le magmatisme alcalin, sur lequel notre étude est basée.

Les massifs qui nous distinguons d'Ouest en Est :

- les épanchements volcaniques du flanc du Djebel Fillaoucène.
- le massif éruptif de Souhalia.
- le massif volcanique de la Basse Tafna.
- le massif éruptif d'Aïn Témouchent.

Les massifs de la Basse Tafna et d'Aïn Témouchent, situés respectivement à environ 70 et 80 km au sud-ouest d'Oran occupent des dépressions aménagées au Nord des Monts des Traras et des Sebâa Chioukh et se caractérisent par des reliefs d'altitude modérée (points culminants : 507 m à Aïn Témouchent et 641 m dans la Basse Tafna).

Quelques plateaux basaltiques apparaissent dans la topographie comme ceux de Tadmaya et de Souk Et-Nine (rive gauche de Basse Tafna) et celui du volcan de Benghana (Aïn Temouchent).

Le massif de Souhalia, situé plus à l'Ouest de celui de la Basse Tafna, présente des reliefs plus ou moins élevés en forme de cône, de dôme ou de daya, comme celle de Tigraou, bien visibles dans le paysage. La rive droite de ce massif montre un plateau basaltique.

Des falaises entaillées par l'Oued Marsa laisse apparaître une succession de cinq coulées.

Le Djebel Fillaoucène, 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.

Les appareils volcaniques de l'ensemble des massifs dessinent soit des cônes stromboliens, soit des dômes érodés.

Cependant, nous notons dans la rive droite de la Basse Tafna une structure de maar et des anneaux de tufs et des cônes de tufs dans celui d'Ain Temouchent.

Les produits éruptifs caractérisent un volcanisme alcalin, alimenté par un grand nombre de centres d'émission ayant rejetés une quantité importante de basalte et de produits pyroclastiques.

Les laves recouvrent tout sauf dans la Basse Tafna et Souhalia, où des sédiments très récents d'âge Quaternaire peuvent être intercalés.

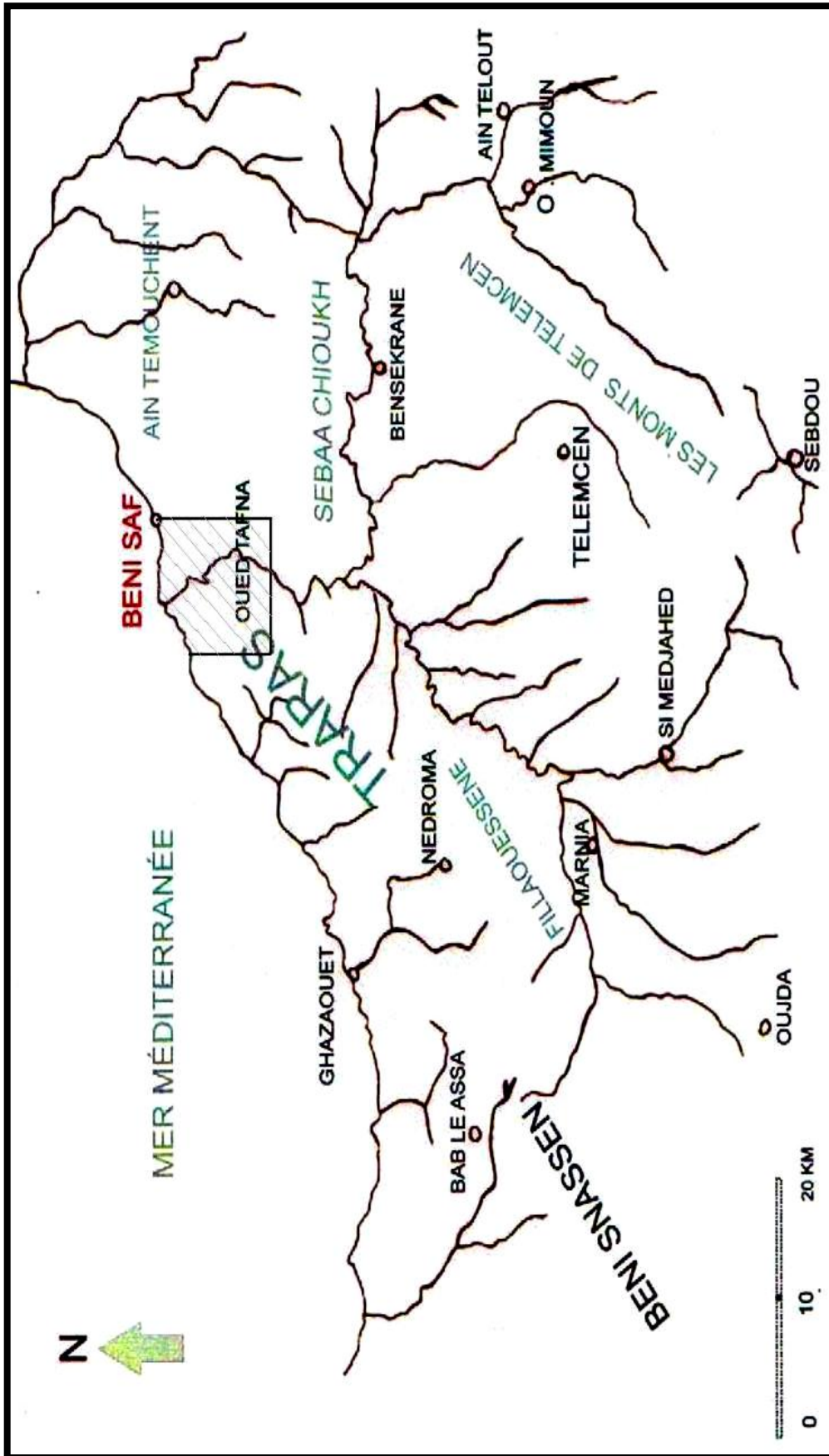


Fig.2 : Situation Géographique de la Basse Tafna (In Bendoukha 2008)

III. Cadre géologique et structural

1-Cadre géologique :

Du point de vue géologique, les massifs éruptifs de l'Oranie sont séparés les uns des autres par des massifs montagneux présentant des points culminants qui dominent dans le paysage.

Le Djebel Fillaoucène dont le flanc sud a émis une quantité importante de lave basaltique qui s'est étalée sur 5 à 7 km de large et une quarantaine de km de longueur.

Le massif de Souhalia situé dans le littoral est limité au sud par la terminaison orientale des Traras qui laisse apparaître plusieurs sommets culminants, présentant une morphologie torrentielle et à ravinement très accentué qui créent des dénivellations parfois très importantes.

Le massif de la Basse Tafna situé lui aussi dans le littoral, montre un sommet d'altitude 614 m, représenté par le dôme de Koudiat Sidi Aïssa.

Les centres éruptifs de cette région dessinent de petites collines présentant une topographie assez monotone.

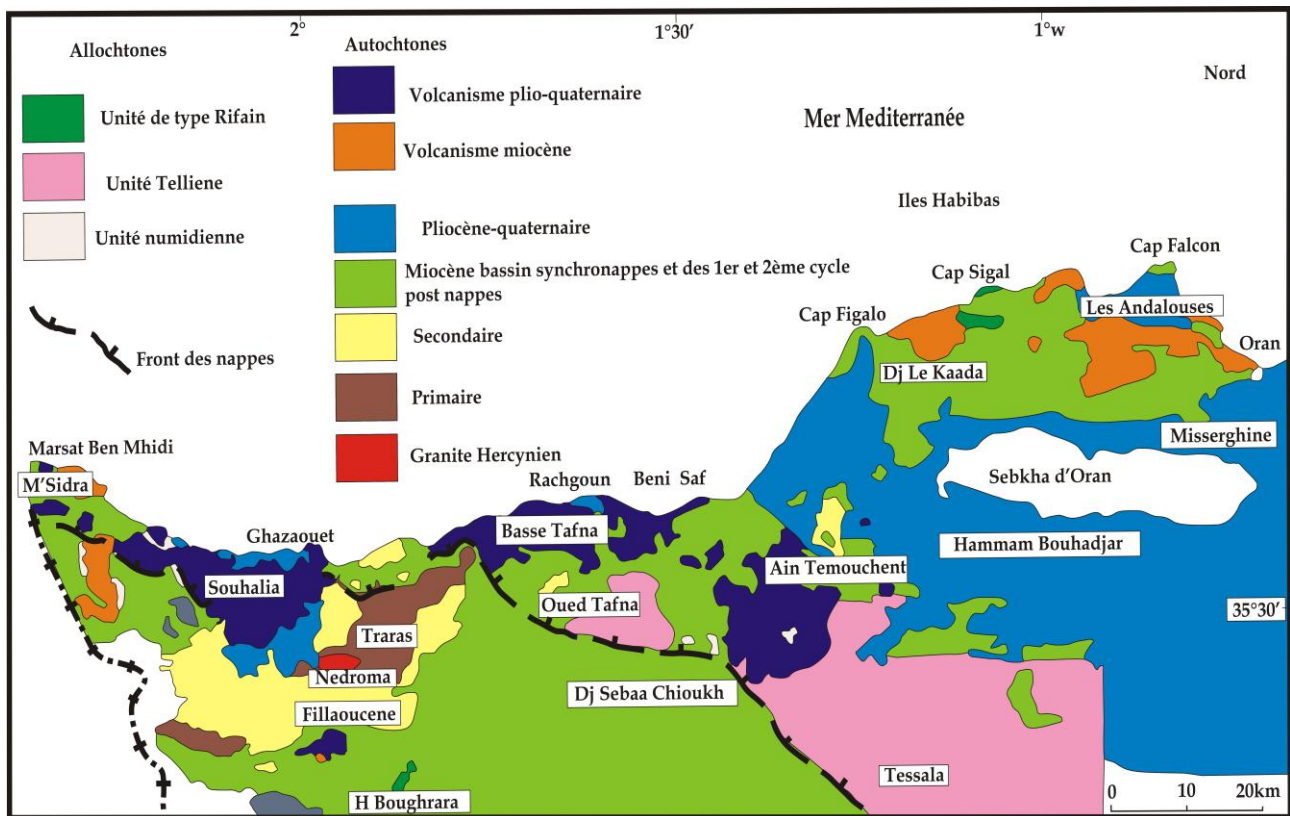
La partie orientale de ce massif est limitée par le Djebel Skouna, qui lui présente un point culminant de 409 m. Il présente une morphologie accidentée qui plonge sans discontinuité jusqu'au Cap Oulhassa (212 m).

Enfin, **le massif volcanique d'Aïn Témouchent**, limité au sud-ouest par les monts de Sebâa Chioukh, montre des sommets d'altitude moyenne et des dépressions circulaires de diamètre atteignant parfois 800 m.

La partie sud Est de ce massif est limitée par les monts de Tessala, qui créent dans la topographie un paysage de collines enchevêtrées.

2.Cadre Structural:

Les gisements volcaniques d'âge plio-quadernaire de l'Oranie nord occidentale se placent dans le domaine externe de la chaîne alpine dans lequel Guardia (1975) a pu distinguer : une zone atlasique et une zone tellienne (**Fig 3**).



(Fig.0 3) : 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 dans laquelle se trouvent les coulées volcaniques de Boutrack et le massif des Traras. Cette zone comporte des terrains paléozoïques représentant le substratum et une couverture mésozoïque. Cette dernière fait ressortir cinq ensembles sédimentaires :

- une série carbonatée inférieure (Lias.Dogger) ;
- une série pélitique (Callovien-Oxfordien inférieur) ;
- un ensemble gréso-carbonaté supérieur (Oxfordien supérieur alpin) ;
- une série marno-calcaire (Cénomaniens-Sénonien).

Cette zone est affectée par un réseau de faille atlasique (N 40°-N90°) ainsi que par des failles de direction N20° Glangeaud (1952).

2)-La zone tellienne

Cette zone regroupe quatre ensembles (Guardia, 1975).

- **L'autochtone et le para-autochtone :**

Cet ensemble constitué d'allochtone, et d'allochtone non métamorphique est représenté par diverses unités. En effet, l'autochtone affleure près d'Aïn Témouchent au Djebel Tounit et à Douar Chentouf.

Guardia (1975) a rattaché au para-autochtone les lambeaux de poussée Jurassiques de la région de Souhalia et de Djebel Zendal (M'Sirda).

- **L'allochtone métamorphique:**

Il est représenté par l'unité de :

- Houariya (Primaire –Jurassique)
- Du Skouna (Jurassique -Crétacé inférieur) .
- De Souhalia (Jurassique supérieur –Crétacé inférieur)
- D'El Mokrane (Crétacé inférieur- Eocène)

- **L'allochtone non métamorphique:**

Guardia (1975), a distingué trois unités dans l'allochtone non métamorphique :

- Unité de Chouala composé de marne (Crétacé inférieur et moyen et de l'Oligocène affleurant au Nord du Djebel Sebâa Chioukh).
- L'unité « Sénonienne » formée de marne.
- L'unité Oligo-Miocène affleure en lambeaux à Arlal et à Sebâa Chioukh.
- Les lambeaux du Numidien.

Ils affleurent dans la Basse Tafna et dans la région d'El Mokrane sous forme de lambeaux constitués de dragées de quartz. Les matériaux composant les unités allochtones se sont mis en place frontalement dans un bassin synchronappe.

Les dépôts synchronappes (Miocène) affleurent au sud d'Aïn Témouchent, dans la vallée de la Tafna. Leur accumulation devient importante dans le massif des Tessala Guardia (1975)- Bellon et al. (1984).

Dans les monts de Sebâa Chioukh, la vallée de la Moyenne et Basse Tafna, des formations continentales argileuses vertes, puis lie de vin associées à des grés et poudingues sont comprises dans les dépôts attribués au Miocène terminal ainsi que dans le matériel de nappes qui peut se déposer au même moment que le Miocène synchronappe situé plus au sud.

- Formation marine (marne bleue) des monts de Sebâa Chioukh.

Enfin une série calcaire couronne ces dépôts. Les cycles Pliocène renferment des dépôts marins et continentaux.

Fenet (1975), distingue vers l'est des niveaux de conglomérats rougeâtres, des argiles et des marnes marines qu'il attribue à un premier cycle post-nappe.

Au-dessus de ces séries, trois cycles sédimentaires sont individualisés.

Cycle Miocène terminal pendant lequel deux bassins se sont individualisés.

Le bassin oriental est situé dans la moyenne et la basse Tafna et dans les monts de Sebâa Chioukh Guardia (1975).

Le bassin occidental limité à la région de M'sirda ainsi que toute la zone située au sud de la moyenne Tafna et des Traras présente une série sédimentaire constituée de :

- Formation rougeâtre, continentale bien représentée dans la moyenne Tafna et atteint les contreforts du Fillaoucène.

IV. Historique des recherches :

L'Algérie nord occidentale a suscité pendant longtemps l'attrait des géologues qui s'intéressaient beaucoup au volcanisme de la région, et continuent d'ailleurs toujours à le faire, et ce à travers la publication d'un nombre important d'ouvrages et d'articles scientifiques..

Velain (1874) donne une très courte description pétrographique du matériel éruptif. Il aborde la nature des riches volcaniques des îles Habibas et signale entre autre 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 ».

Il fut le premier à qualifier les produits effusifs d'Aïn-Témouchent de basanitoïdes à analcime précisant ainsi, par la pétrographie, le caractère sous-saturé et alcalin de ce secteur.

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 lapillis et présente une carte simplifiée de la région. Plus tard il publie des travaux sur les basaltes à analcime d'Ain Témouchent 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 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 Messinien". 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 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 tectogénèse 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 oranais.

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. D'autre part, ces derniers précisent l'âge de la formation gréseuse qui constitue le substratum dans certains massifs volcaniques.

Megartsi (1985) présente une synthèse géologique, pétrologique et géodynamique de tout le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale.

Il différencie les manifestations volcaniques calco-alcalines, d'âge Miocène (secteur de Tifarouine-Bouzedjar), des éruptions alcalines mio-pliocènes (secteurs des M'sirda et de la Moyenne Tafna) et plio-quaternaires (massifs des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Aïn-Témouchent).

Bendoukha (1987 et 2008), entame une étude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme de la Basse Tafna.

Il met en évidence trois grands épisodes volcaniques majeurs (strombolien à la base puis phréatomagmatique enfin strombolien au sommet).

Il précise la nature alcaline et les faciès différenciés de ce massif. Il apporte de nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale.

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.

Tabliouna (1997) décrit l'activité phréatomagmatique du massif d'Aïn Temouchent et détaille la pétrographie et la minéralogie des basaltes émis.

Louni-Hacini et al (1995) proposent de nouvelles datations radiométriques (40K-40Ar) de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin d'Oranie et obtienne des âges plus jeunes que ceux présentés par Bellon et Guardia (1980).

Louni-Hacini(2002), étudie la transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie nord occidentale.

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 Oranie, est post-collisionnelle et serait due à l'expression magmatique d'une rupture du lithosphère subductée en se référant aux travaux de Carminatti et al. (1998) qui ont abouti à une image du manteau sous-oranais 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.

Il conclut une origine mantellique pour certaines d'entre elles et montre que les hétérogénéités minéralogiques et texturales observées dans les enclaves mantelliées d'Oranie sont le résultat de cisaillements lithosphériques en contexte distensif accompagnant d'importants processus métasomatiques

Entre autre, il présente les données préliminaires sur les verres volcaniques piégés dans les xénolites ultramafiques d'Oranie.

Il montre que leurs compositions en éléments majeurs et traces sont distinctes aussi bien de celles des laves alcalines hôtes que de celles des roches calco-alcalines de la région.

Il estime que les verres siliceux des xénolites de type I sont le résultat de processus d'interaction entre liquides basaltiques d'infiltration et péridotites encaissantes.

Sellaf Med (2009), Etude dynamique, pétrographique et géochimique des produits éruptifs du volcan le Fort Bélinsi (Rive droite de la Basse Tafna).

Bendouina et Benazza (2013), Etude dynamique, pétrographique et géochimique des complexes volcaniques Plio-Quaternaire de la Basse Tafna de d'Ain Témouchent (Oranie Occidentale).

V. But de travail :

Les principaux objectifs de notre travail consistent à:

-Etudier les structures volcaniques d'Oranie nord occidentale

-De faire ressortir le dynamisme dans chacun des massifs

-D'expliquer la mise en places des produits pyroclastiques

-De présenter les âges radiométriques pour chacun des episode volcaniques

majeurs

-De donner une synthèse globale au dynamisme phreatomagmatique de

l'Oranie nord occidental

Introduction :

Les massifs éruptifs de l'Oranie nord occidentale sont plus ou moins éloignés les uns des autres. Celui de **la Moyenne Tafna**, représenté par le flanc sud du Djebel Fillaoucène, présente des reliefs plus ou moins accentués.

Les laves rejetées par les volcans de ce massif, se sont épanchées vers le sud-ouest et le sud-est et recouvrent de grande superficie.

Le massif de Souhalia, montre deux points culminants bien visibles dans le paysage. Il s'agit du volcan d'El Koudia, dont les coulées basaltiques dessinent de véritables plateaux basaltiques

Quant au massif de **la Basse Tafna**, là aussi deux points culminants. Il s'agit des volcans en forme conique d'El Gloub, situé dans la partie méridionale de la rive gauche de la Tafna et de Sidi Aissa, qui se trouve à quelques km au nord-ouest de celui-ci.

A **AïnTémouchent**, les produits éruptifs dessinent de petites collines séparées de petites vallées qui par endroits laissent apparaître une falaise qui est marquée soit par des produits pyroclastiques soit par une coulée basaltique.

Les produits rejetés par les centres d'émission de l'ensemble des massifs reposent indifféremment soit:

- sur les assises du Miocène
- sur un substratum gréseux, constitué de sable ocre à hélix attribué au Villafranchien (Sadran, 1958)
- Sur un matériel de nappes (Souhalia et Basse Tafna).
- Sur un niveau conglomératique rougeâtre d'âge Pliocène (Flanc sud du Djebel Fillaoucène).

I. Les épanchements volcaniques du flanc Sud du Djebel Fillaoucène :

Le flanc sud du Djebel Fillaoucène a donné naissance à des épanchements volcaniques qui recouvrent une surface assez importante (**Fig 04**).

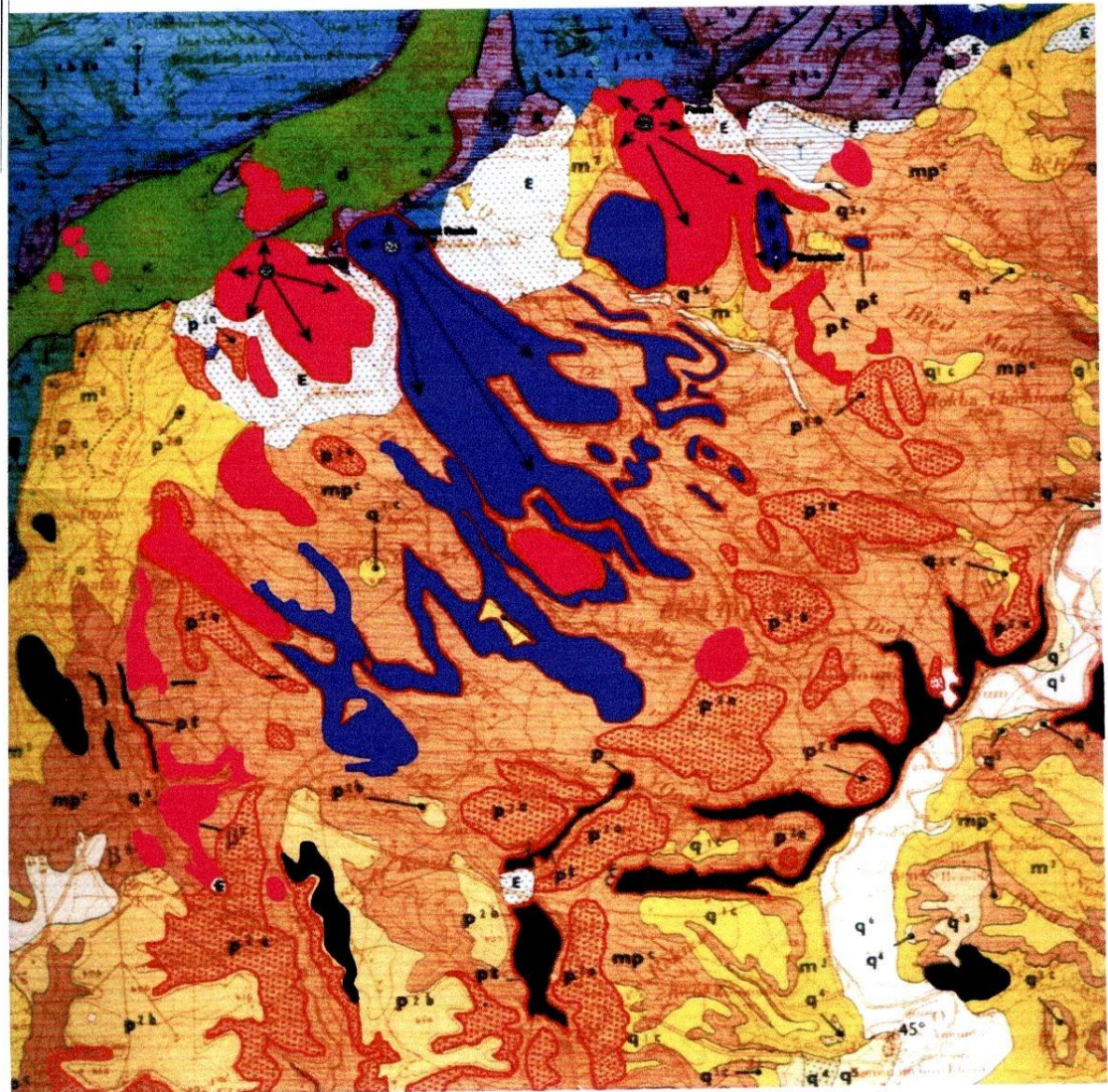
Le peu d'appareils volcaniques rencontrés dans cette région ont émis une, deux voir cinq coulées basaltiques qui se sont épanchées en grande quantité vers le SE et le SW.

Aucun de ces centres n'a gardé sa forme conique ou en dôme originelle. Ils sont tous affectés par une intense érosion et ne sont reconnus que par la masse importante de brèches scoriacées de couleur brun rougeâtre.












Les laves basaltiques émises par ces appareils reposent indifféremment :

- Sur les assises marneuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.
- Sur un niveau conglomératique rougeâtre d'âge Pliocène (Guardia, 1975).

L'étude volcanique de ces centres se fera du Nord vers le Sud



Echelle:1/50000

- | | |
|--|--|
|  quaternaire |  Coulée basaltique a pyroxene et plagioclase |
|  conglomérat rougeâtre du Pliocène |  Coulée basaltique a olivine ,pyroxene et feldspathoïde |
|  argile et marne du miocène |  Coulée basaltique miocène a olivine et pyroxène |
|  argile gres dolomie calcaire du cenomanien |  paleosol |
|  calcaire callovo-oxfordien |  centre eruptif |
|  calcaire carthénien | |

(Fig 04) . Situation Géographique des volcans du Djebel Fillaoucene (in Bendoukha 2008)

1-Le volcan de Aïn el Maaden (704 m)

Localisé à l'ouest du village de Ain Bengraou, le centre éruptif de Aïn El Maaden, présente un cratère égueulé dans sa partie sud et entouré de scories disposées en forme de croissant.

Les cinq coulées émises par ce centre sont séparées les unes des autres par de niveaux de brèches scoriacées et se sont épanchées sur une grande superficie vers le Nord-est et le Nord-Ouest. Trois de ces coulées se distinguent au niveau de la falaise de Djebel Dahr El Foul qui fait 200 m de hauteur.

2- Le volcan de M'rabet Rabah (726 m)

Le centre éruptif de M'rabet Rabah, situé au Nord-Est d'El Maâden est représenté par une cheminée volcanique d'émission 80 m de haut.

Sa partie basale montre des prismes verticaux, réguliers de couleur sombre de 40 à 50 cm de diamètre et de 50 à 60 cm de haut.

Cet appareil volcanique présente une cheminée secondaire qui n'a conservé qu'un neck basaltique formé d'orgues verticaux de 20 à 30 cm de large et de 40 cm de haut.

3-Le volcan de AïnFetah (551 m)

Le centre éruptif de AïnFetah, situé au Nord Ouest de Boutrack, est souligné par de nombreuses scories brunes et brèches scoriacées disposées en forme de croissant.

Les 2 coulées émises par cet appareil se sont épanchées vers le Sud. La coulée inférieure repose un niveau conglomératique d'âge Pliocène.

Son épaisseur est d'environ 4 m et présente une structure en plaquette. Elle renferme des cristaux d'olivine de 0,5 cm de long et est parsemée de « tâches de soleil ».

Elle possède une structure en plaquette et renferme quelques cristaux d'iddingsite et de pyroxène de taille millimétrique.

Conclusion :

Les principaux résultats de l'étude géologique du DjebelFillaoucène :

Volcan	Nombre de coulées émises
Aïn el Maaden	5
M'rabet Rabah	1
AïnFetah	2

Tableau1 :récapitulatif des coulées émises du DjebelFillaoucène

II. le massif Souhalia :

Le massif éruptif de Souhalia, représenté par une zone montagneuse, montre des reliefs plus ou moins élevés indiquant par leur forme des centres d'émission. Ces derniers sont distincts de loin par rapport aux petites collines avoisinantes.

Les volcans de cette région ont tous une forme en cône ou en dôme aplati ou érodé à son sommet excepté celui de Tigraou qui présente une enceinte circulaire d'environ 800 m de diamètre.

Nous aborderons l'étude détaillée des centres d'émission en distinguant ceux de la rive droite de ceux de la rive gauche de l'Oued El Marsa

A.les volcans de la rive droite de l'oued el Marsa :

les centres éruptifs de cette partie ont émis une quantité assez importante de lave basaltique qui s'épanchée sur une grande distance et recouvrent une grande superficie.

A.1-Le volcan d'El Arroussa : (468 m)

Il est situé au sud-ouest du massif, a gardé sa forme conique origonelle.

Le haut du cône est marqué par la présence de scorie de taille variant entre 10 et 30 cm de diamètre de couleur rouille.

Il est émis trois coulées qui ont une couleur gris clair et sont épanchées sur plusieurs Km vers le Nord-Ouest .

A.2-Le Volcan de Zourana (492m)

Le centre éruptif de Zourana situé à environ 1km au sud d'El Arroussa, possédé un cône qui a subi une intense érosion et n'est reconnu que par la présence de scories brunes et de bombes scouriacées de taille moyenne comprise entre 40 et 60 cm de long.

Le centre est émis une seule coulée qu'est épanchée de façon centrifuge sur une faible distance.

A.3-Le volcan d'El Bahri (614 m)

Il situé à 2 Km au sud-ouest du centre éruptif de zourana, il est caractérisé par présence des scories brunes de taille centimétrique souligne le haut du dôme. Il a émis deux coulées basaltiques qui se sont épanchées sur une grande distance vers Nord-est et Nord-ouest.

A.4-Le volcan de Feddam Sallah (334 m)

Cet appareil volcanique situé à environ 3km au Nord-est de Bousserdoun à une forme conique. Le haut du cône est marqué par la présence de scories brunes et des brèches scoriacées et de bombes volcaniques.

Il a émis trois coulées basaltiques qui se sont épanchées en grande quantité vers l'ouest.

A.5-Le volcan de Ain Djenane (277m)

Le centre éruptif de Ain Djenane, de faible altitude a une forme en dôme aplati. Il est situé à 4,5 Km au sud-est de la ville de Ghazaouet. Son sommet est reconnu par la présence de scories brunes de taille variable.

Cet appareil a rejeté deux coulées basaltiques qui se sont épanchées vers l'est et vers le nord-est.

Il a également émis une quantité importante de cendre volcanique de couleur grise et de tufs lites dus tout simplement à des retombées de fines particules lors des explosions volcaniques.

A.6. Le volcan de Dar Ali Ben Ayed(314m)

Le centre éruptif de Dar Ali Ben Ayed, de forme en dôme aplati est situé à environ 10 Km au sud de la ville de Ghazaouet. Son sommet est occupé par des scories brunes et des bombes scoriacées de taille allant de 30 à 40 cm de diamètre.

Son flanc nord, laisse apparaître une falaise qui montre la succession de trois coulées basaltiques, séparées par des niveaux de brèches scoriacées.

Les laves émises se sont épanchées sur une grande distance vers le nord est et le nord-ouest où elle recouvre les laves inférieures rejetées par le centre éruptif d'El Koudia.

A.7-Le volcan d'El Hadba

Le centre éruptif d'El Hadba, situé à 800m au sud-ouest d'El Bahri, possède une forme aplatie. Son sommet est occupé par des scories brunes et surtout de bombes volcaniques de 0,40 à 0,80 m de diamètre.

La seule lave rejetée par cet appareil s'est épanchée vers le nord et le nord-est.

A.8-Le volcan de Douar El Hadjra (433m)

Le centre éruptif de Douar El Hadjra, situé à environ 25 Km au sud-est de Ghazaouet, a conservé sa forme conique originelle. Le haut du cône est marqué par la présence de scories brunes de taille variable.

Cet appareil a émis deux coulées basaltiques de couleur grise à la patine et gris brun à la cassure, qui se sont épanchées de façon centrifuge sur une très faible distance. Elles reposent au nord et à l'est sur la formation rougeâtre du Permo-Trias et à l'ouest et au sud sur les schistes du Dévonien Guardia, (1975).

Le flanc nord-est de cet appareil montre une falaise d'environ 50 m qui laisse voir deux coulées basaltiques séparées par un niveau bréchi que scoriacé de couleur brun violacé

A.9-Le volcan de Sidi Amar (146m)

Le centre éruptif de Sidi Amar, situé à 2,5 Km au sud-est de Ghazaouet, présente une forme de dôme aplati au sommet. Le haut de cet appareil est souligné par des scories brunes de taille variable, et de brèches scoriacées.

Ce volcan a émis une seule coulée basaltique qui apparaît à la faveur d'entailles de petits ravins creusés sur son flanc ouest. Elle s'est épanchée sur une grande distance vers le nord-ouest.

B-les centres d'émission de la rive gauche de Oued Marsa.

La rive gauche compte huit appareils volcaniques éloignés les un des autres. Ils reposent indifféremment sur les assises du Miocène du 2ème cycle post-nappes ainsi que sur le matériel de nappe de type rifain.

La plupart de ces centres d'émission, ont gardé leur forme originelle de dôme, de cône ou d'enceinte circulaire.

B-1 le volcan de Ras EL Kela.

Situé à environ 25 km à l'Ouest de Ghazaouet, cet appareil volcanique forme une importante avancée triangulaire dans la mer. Il n'est reconnu actuellement que par la présence de nombreuses brèches scoriacées et scories de couleur brun-noir.

Sadran (1958) pensait qu'il n'y avait qu'une seule coulée basaltique à épanchement fissural.

En fait, il s'agit de deux coulées provenant essentiellement de deux cheminées volcaniques: l'une occupant le sommet de l'édifice et l'autre plus au Nord, partiellement détruite et démantelée par les vagues.

B-2le volcan de Boukdama (373 m)

Le centre éruptif de Boukdama, situé à environ 2 Km de Djemâa Es-Sakhra, présente une structure en dôme, dont le cœur est occupé par des scories brunes.

Cet appareil a rejeté deux coulées basaltiques de couleur gris-bleu à la patine et gris clair à la cassure, contenant des cristaux de pyroxène de taille millimétrique (1 à 3 mm) et d'olivine .

B-3Le volcan de Dar Ali Ben Salah (233 M)

Le centre éruptif de Dar Ali Ben Salah, situé à environ 8 Km à l'ouest de Tigraou, possède un cône qui a subi une intense érosion. Il n'est reconnu que par la présence de scories brunes de taille

centimétrique, ainsi que par des brèches scoriacées et bombes volcaniques dont la taille peut atteindre jusqu'à 40 cm de diamètre.

Les quatre laves émises par cet appareil se sont prismées et se sont épanchées sur une grande distance vers le nord-est et le nord-ouest.

B-4 Le Volcand de Ben Alloul

Ce centre éruptif de Ben Alloul, situé à 25 Km au sud de oued Tigraou, possède une forme en dôme.

Il a émis quatre coulées basaltiques qui se sont épanchées en grosse partie vers le nord-est et le sud-ouest. La coulée inférieure, d'épaisseur estimée à 5 m montre une couleur grise à la patine et gris-bleu à la cassure.

B-5 Le volcan de Rokba (221m)

Le centre éruptif de Dokma, se présente en forme conique. Il est situé à environ 7 Km à l'est de Ras El Kela. Le haut du cône est marqué par la présence de scories brunes et de brèches scoriacées.

Ce volcan formé d'une bouche d'émission principale (221 m) et d'un conduit secondaire (160 m) a donné naissance à deux coulées basaltiques qui se sont épanchées vers le nord et vers le nord-est.

B-6 Le volcan de Bouhabiba

Le centre éruptif de Bouhabiba, en forme de dôme est situé à 3 Km à l'est du volcan de Rokba. Son sommet souligné par des scories de taille variable.

Les trois coulées émises par ce centre, se sont épanchées vers le nord.

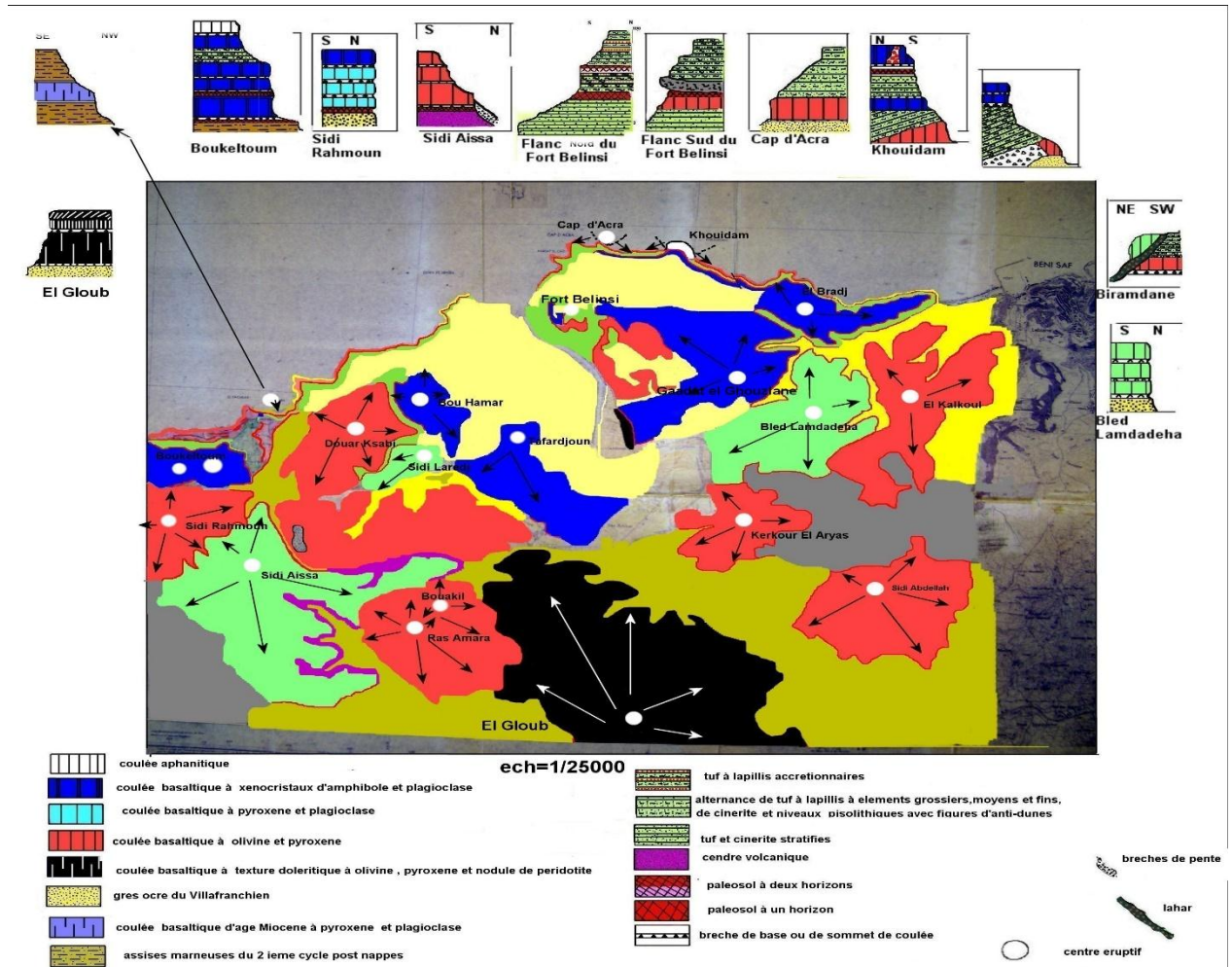
Conclusion

Les volcans de la rive droite	Nombre de coulées	Les volcans de la rive gauche	Nombre de coulées
Al Arrooussa	3	Ras El Kela	2
Zourana	1	Boukadma	2
El bahri	2	El koudia	3
Bousserdoum	3	Dar Ali Ben Sallah	4
Feddam Sallah	3	Ben Alloul	4
Ain Bériet	3	Rokba	3
Ain Djnane	2	Bou Habiba	3
Dar Ali Ben Ayed	3	—	—
El Hadba	1	—	—
Douar El Hadjra	2	—	—
Sidi Amar	1	—	—

(Tab 02) Tableau récapitulatif des centres d'émission et des coulées émises de massif Souhalia .

III.Le massif volcanique de la Basse Tafna :

La cartographie ainsi que l'étude géologique du massif éruptif de la Basse Tafna ont mis en évidence 23 centres d'émission .La plupart ont gradé leur forme originelle de dôme, de cône scoriacé ou de maar (**Fig.05**)



(Fig.05) Repartition géographique des centres d'émission de la Basse Tafna

A-les volcans de la rive gauche de la Tafna :

Le massif volcanique de la Basse Tafna est constitué par de petites collines à faible altitudes bien visibles au loin dans le paysage, Ces dernières présentent des édifices en forme de cônes ou dômes scoriacés. 12 appareils volcaniques sont identifiés dans la rive gauche de la Basse Tafna (Fig.05).

Un seul volcan situé en mer au nord est du centre d'émission de Boukeltoum et dont le cratère serait situé en mer (Fig.05) a vu son activité se développer pendant le miocène.

La seule coulée prismée qui lui est rattachée renferme des cristaux de pyroxène, d'iddingsite et de plagioclase. Le reste des centres d'émission ont fonctionné pendant le Plio-Quaternaire et ont émis une deux trois ou 4 coulées basaltiques qui pour la plus part d'entre elles se sont épanchées de façon centrifuge.

Les coulées rejetées par le volcan d'El Gloub ont dessiné le plateau de Tadmaya alors que celles provenant du volcan de Sidi Aissa ont établi celui de Souk Etnine.

A.1-Le volcan d'El Gloub (155 m) :

Le volcan d'El Gloub, situé au sud du massif (**fig.05**), a gardé sa forme conique originelle. Le haut du dôme est marqué par la présence de scories brunes et de bombes scoriacées de taille variable, de couleur rouille.

Il a émis 2 coulées basaltiquesnoires, qui se sont épanchées sur plusieurs Km vers le nord-ouest et le nord-est. Elles se sont accumulées sur une épaisseur de l'ordre de 150m et forment le plateau basaltique de Tadmaya.

A.2-Le volcan de Ras Amara (264m) :

Le centre éruptif de Ras Amara, situé à environ 3 Km au Nord-Est d'El Gloub, possède un cône qui a subi une intense érosion.

Il n'est reconnu que par la présence de scories brunes de taille centimétrique. Il a émis 3 coulées basaltiques atteignant 100m d'épaisseur et qui se sont épanchées de façon centrifuge, sur une faible distance.

A.3- Le volcan de Bouakil :

Le volcan de Bouakil, situé à 300 m au Nord-Est du centre éruptif de Ras Amara, a gardé sa forme conique originelle et la présence de scorie de taille centimétrique, de couleur rouille noire soulignant le hait de son cône.

Les 3 coulées qu'il a émises, sont constituées par des roches, de couleur gris clair, de taille millimétrique, caractéristiques du faciès "brûlures de soleil".

A.4-Le volcan de Sidi Aïssa (403m) :

Le volcan de Sidi Aïssa est l'un des plus importants appareils de la rive gauche de la Tafna. Il a émis une grande quantité de lave basaltique de couleur gris-bleutée répartie en 3 coulées constituant .

le plateau de Souk Etnine, Il a gardé sa forme conique. Des scories de couleur rouille et bombes scoriacées marquent le haut de l'édifice.

A.5-Le volcan de Sidi Rahmoun (347 m) :

Le centre éruptif de Sidi Rahmoun, situé à l'Ouest du massif(**Fig.05**), à 3 Km au Nord-Ouest du volcan de Sidi Aïssa, a une forme conique bien conservée, visible de loin dans le paysage.

Ses flancs ont une pente d'environ 30°.Le haut du cône est marqué par des scories brunes de taille centimétrique.

Ce volcan a rejeté Trois coulées basaltiques de couleur brune, à structure en plaquettes lui sont attachées, elles montrent le faciès de "brûlures de soleil".

A.6-Le volcan de Douar Ksabi (282 m) :

Le volcan de Douar Ksabi, en forme de dôme, est situé à environ 2 Km à l'Est du centre éruptif de Boukeltoum. Son flanc Nord et recouvert par du sable dunaire brun, alors que des brèches rouge-brunes occupent le haut du dôme.

le quadrant Sud-Ouest, il est affecté par un réseau de fractures orientées Nord-est sud-ouest et montre une succession de 3 coulées basaltiques gris-noires peu vésiculées, à structure en dalles qui montrent de petits lits soulignant la fluidalité de la roche.

A.7-Le volcan de Tafardjoun (152 m) :

Le centre éruptif de Tafardjoun est situé à 2 Km au Nord-Est de l'appareil de Ras Amara. Le cône est démantelé en grande partie sur le flanc Ouest mettant à jour une cheminée. Du sable dunaire brun le recouvre dans le quadrant Nord.

Cet appareil a d'abord émis une grande quantité de cendres volcaniques gris-clair et de tufs à lapillis beige-verdâtre dessinant des lits réguliers..

Ces produits pyroclastiques reposent sur des grès ocre du Villafranchien et sont recouverts par 2 coulées bleues qui se sont épanchées vers le Nord et l'Est..

A.8-Le volcan de Douar Bouhamar (146 m) :

Le centre éruptif de douar Bou Hamar, en forme de dôme a rejeté une seule coulée basaltique gris-bleue à structure en plaquettes. Cette dernière renferme de nombreux cristaux de plagioclase et d'amphibole.

A.9-Le volcan de Sidi Laredj (191 m) :

L'appareil volcanique de Sidi Laredj, a une forme en dôme très aplati. Les 3 coulées qui lui sont rattachées se sont épanchées vers l'Est et le Nord-Est. Elles ont une structure en plaquettes.

A.10-Le volcan de Boukeltoum :

Le volcan de Boukeltoum (**Fig.05**), est constitué de 2 cônes emboîtés atteignant respectivement l'altitude de 367 et 337m.

Il est caractérisé par l'émission de quatre coulées basaltiques séparées soit par un paléosol, soit par des brèches ou des tufs à lapillis, Les produits éruptifs de Boukeltoum reposent sur un matériel volcanique appartenant au centre de Sidi Rahmou.

B-Les volcans de la rive droite de la Tafna :

Sur la rive droite, 11 appareils volcaniques, proches les uns des autres ont été identifiés. La plupart d'entre eux ne sont mis en évidence que par la morphologie en dôme dont le cœur est occupé par des produits de projection, Ils sont caractérisés par des cratères le plus souvent érodé.

B.1-Le volcan de Kerkour El Aryas (222m)

Le long de la route nationale N°22, qui longe l'oued Tafna, entre Sidi Mehdi et Sidi Ben Hadjal, se trouve un petit centre éruptif dont le flanc Ouest est complètement démantelé par l'érosion, sa cheminée est marquée par la présence de scories brunes de taille variable et de bombes scoriacées. .

Ce volcan a émis trois coulées basaltiques qui reposent sur des assises soit marneuses

soit calcaires du Miocène du 2ème cycle poste nappes. Un autre centre tout près de lui, présentant une structure en dôme très aplati a émis 3 coulées basaltiques.

B.2-Le volcan de Gaadat El Ghouzlane (232 m):

Le centre éruptif de Gaadat El Ghouzlane, en forme de dôme, monte un sommet marqué par des scories brunes de taille variable, des bombes scoriacées et une brèche scoriacée recouverte par endroit par une mince croûte calcaire.

Les trois coulées rattachées à cet appareil se sont épanchées, en grande quantité vers le nord. Elles ont une couleur bleue et une structure en dalles de taille comprise entre 30 cm et 1 mètre d'épaisseur

B.3-Le volcan de Bled Lamdadeha (261 m) :

Le volcan de Bled Lamdadeha (**Fig.05**), de forme conique, a rejeté 3 coulées de couleur gris-clair, présentant le faciès "taches de soleil".

B.4-le volcan de Sidi Abdallah (265 m) :

Le volcan de Sidi Abdallah, en forme conique, montre dans sa partie sommitale, des scories brunes et de bombes scoriacées. Les coulées gris-noires qui lui sont rattachées se sont épanchées dans toutes les directions.

B.5-Le volcan d'El Bradj (172 m) :

Le volcan d'El Bradj, de forme conique peu accentuée est égéulé dans son flanc Nord. Les produits rejetés correspondent à des projections de scories et de 2 coulées bleues.

B.6-Le volcan de Biramdane (100m) :

L'appareil volcanique de Biramdane, a été démantelé par l'érosion. Au cœur de la structure, des scories brunes de taille variable et bombes scoriacées en forme d'amygdale de taille décimétrique, de couleur gris-noirâtre indiquant sa présence.

La seule coulée basaltique émise est prismée. Elle est de couleur gris-bleu et montre à l'œil nu, des phénocristaux de pyroxène et de plagioclase.

B.6- le volcan de Khouidam (100m) :

Le volcan du Khouidam est représenté par une petite île volcanique de forme conique situé à 1,5 Km à l'Ouest du centre éruptif d'El Bradj.

Le cône est marqué par des bombes scoriacées de couleur brune, de taille décimétrique à métrique, présentant de vésicules de forme ovale de 1 à 3 cm de diamètre et de scories centimétriques.

Une coulée noire massive, de 50 m d'épaisseur et affectée de filon de calcite suborthogonaux, a été rejetée par cet appareil

B.7- le volcan du cap d'acra (100 m) :

L'appareil volcanique du Cap d'Acra, est caractérisé par un petit cône souligné par la présence de bombes scoriacées et de scories brunes. La coulée gris-noire qui lui est attachée montre une variation d'épaisseur entre Marset El Gaïd (30m) et Rachgoun (3m).

La lave est recouverte par du sable dunaire brun-clair bien stratifié De plus elle met en évidence une prismation assez nette et est affectée de films de calcite.

B.8-Le volcan le Fort Belinsi :

Le centre d'émission du Fort Belinsi, situé à 1 Km au Sud du village de Rachgoun, présente un cratère de 250 m de diamètre qui occupe la vallée qui sépare le Djebel Lakhmag du Fort Belinsi.

Conclusion :

Rive Gauche	Nbre de coulee	Rive Droite	Nbre de coulée
Boukeltoum	4	El Bradj	2
Tafardjoun	2	Gaadat El Ghouzlane	3
Bouhamar	1	Biramdane	1
SidiAissa	3	El Kalkoul	3
SidiLaredj	3	Fort Belinsi	2
Bouakil	3	Kerkour El Aryas	3
GdidChouk	3	Khoudam	1
Douar Gsabi	2	Cap d'Acra	1

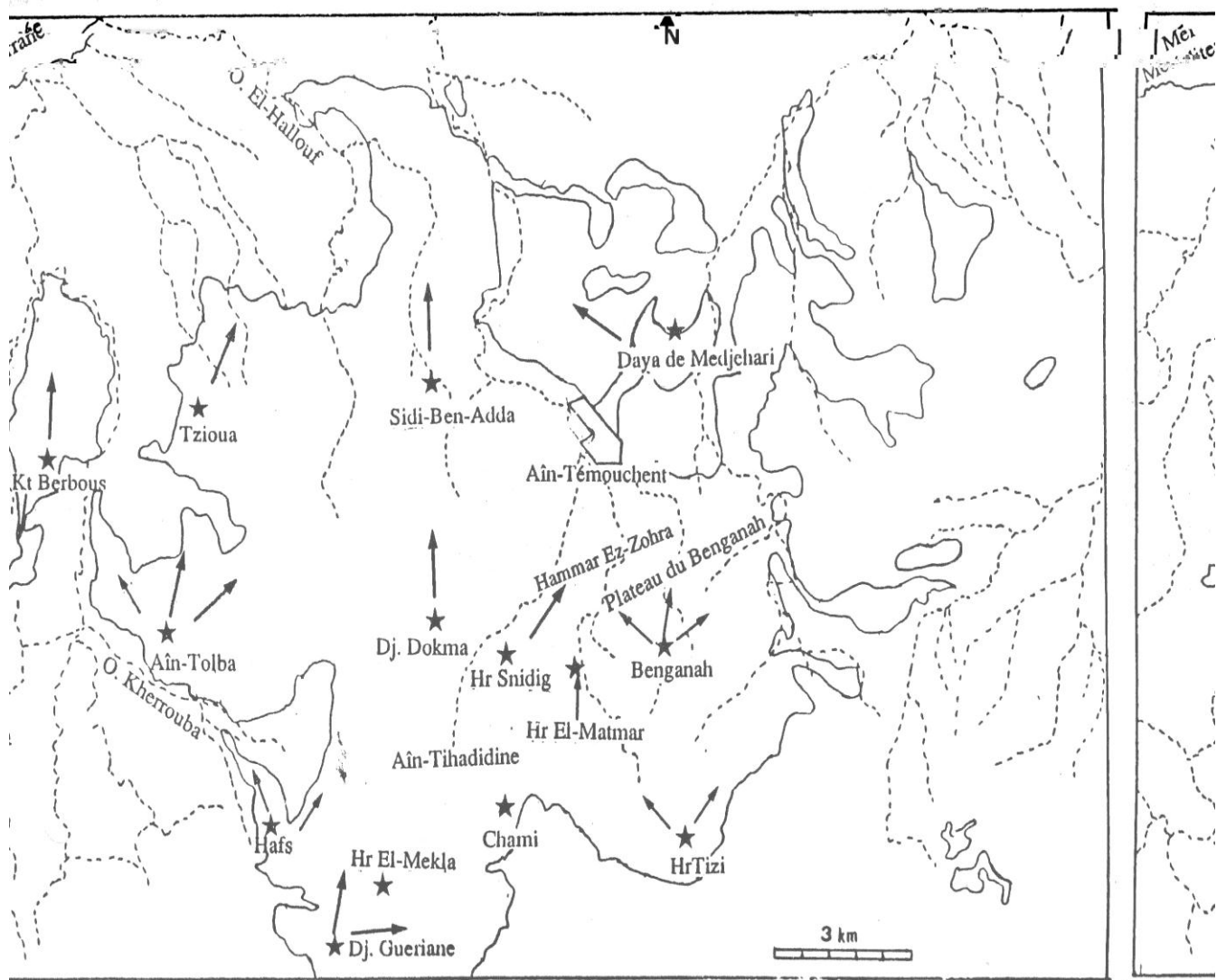
Ras Amara	3	SidiAbdellah	1
El Gloub	2	Lamdadeha	3

(Tab 03): Tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif de la Basse Tafna.

IV. LE MASSIF VOLCANIQUE D'AÏN TEMOUCHENT :

Le massif d'Ain Témouchent constitué par 22 centres éruptifs (Tabeliouna,1997)(Fig 06), c'est l'un des massifs basaltiques Plio-Quaternaires les plus importants de l'Oranie (Bellon et Guardia, 1980), la plupart des ces centres caractérisant par leur morphologie originelle malgré l'érosion. on distingue deux types d'appareils volcanique.

- enceintes circulaires entourant une cuvette centrale (ou daya)
- dômes formés de brèches scoriacées.



(Fig. 06) : Situation géographique des volcans du massif d'Ain Temouchent.

Les manifestations volcaniques du massif d'Ain Témouchent ont donné lieu à une importante quantité de laves basaltiques et de dépôts pyroclastiques qui recouvrent plus de 200Km² (Fig.06) , Les produits volcaniques sont essentiellement des laves basaltiques et des dépôts pyroclastiques qui couvrent plus de 320 km² (Tabeliouna1997)

Les produits éruptifs atteignent au Nord les environs de ChâabetLeham, au Sud le village d'Aïn Tolba. Enfin à l'Ouest, ils affleurent jusqu'à la région de Sidi Safi.

Les produits volcaniques reposent en grande partie sur les assises marneuses ou calcaires du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes. Les produits éruptifs du secteur de AïnKihal et du Djebel Guerriane reposent sur des formations marno-gréseuse du Miocène synchronappes (Guardia, 1975)

Dans la partie occidentale du massif, les produits volcaniques des environs de GuentretSaboune, de l'ancienne vallée de l'Oued El Hallouf, des volcans de Dzioua et KoudiatBerbous reposent sur des récifs coralliens d'âge Messinien (Moissette, 1988).

Au Sud Ouest, les coulées de Djebel Dokma, semblent recouvrir des dépôts lacustres qui affleurent sur la rive droite de Oued Senane. Le massif volcanique d'Aïn Témouchent comprend un nombre important de volcan Sadran (1958), Mégartsi (1985), et Zerka (1990).

Notre étude volcanologique consistera à étudier d'abord les appareils volcaniques de la partie orientale du massif puis ceux de la partie occidentale.

Les centres d'émission se présentent sous forme dômes ou de cônes scoriacés généralement très atteints par l'érosion.

Certains appareils ont gardé leur forme originelle notamment ceux qui montrent la morphologie "d'anneau de tuf", de "cône de tuf" ou de "maar". Ces derniers montrent dans le paysage des flancs constitués de produits pyroclastiques et dont les pentes sont de l'ordre de 35° et 40°.

A-Les volcans de la partie orientale du massif d'Aïn Témouchent :

La partie orientale du massif volcanique d'Aïn Témouchent montre un nombre important de centres éruptifs présentant la morphologie de dôme aplati ou de cuvette visible de loin. Certains centres ont subi une intense érosion au sommet ou au flanc.

La présence de ces centres d'émission n'est attestée que par des scories brunes, des bombes volcaniques et des brèches scoriacées de couleur brun-rougeâtre.

A .1.Le volcan de Hamar S'nidig (446 m) :

Le centre éruptif de Hamar S'nidig, situé à 800 m au Sud Est du volcan de Djebel Dokma, présente une forme de dôme aplati. Son sommet est marqué par une accumulation de produits scoriacés .

Ce dernier a émis une quantité importante de dépôts pyroclastiques ainsi qu'une coulée basaltique qui s'est épanchée de façon centrifuge.

A.2. le volcan de Hamar El MatMar (453 m) :

Le volcan de Hamar El Matmar est situé à environ 1 Km de Hamar S'nidig. Il montre une forme de dôme dont le sommet est occupé par des scories brunes et de brèches scoriacées. Les coulées basaltiques émises par ce centre d'émission est de couleur gris-noire et massive.

A-3 le volcan de Hamar Tizi (507 m)

L'appareil volcanique de Hamar Tizi situé à environ 6 Km au Sud de la ville d'Aïn Témouchent, a une forme conique. Ses flancs ont une pente d'environ 45°.

Le haut du cône est occupé par des scories brunes de taille centimétrique ainsi que des brèches scoriacées de couleur brunâtre.

Ce centre a rejeté 2 coulées basaltiques. Celle de base, s'est épanchée vers le Nord jusqu'aux environs Hamar Brarcha.

A-4Le volcan de DjebelDokma:

Le centre d'émission de Djebel Dokma (Fig 06) est situé à environ 5 Km à l'ouest de Benghana. cet appareil garde encore une forme de dôme dont le cœur de la structure est occupé par une accumulation de produits scoriacés de couleur brun rouille.

Il a émis deux coulées basaltiques qui se sont épanchées vers le nord-est et le nord-ouest. Vers le Nord, ces roches se mêlent à celles émises par le volcan de Sid Ben Adda.

A-5Le volcan de Douar Chafaâ :

Le centre d'émission de Douar Chafaâ, est un petit appareil qui est situé à environ 3 Km au Nord du volcan Hamar Bracha. Il présente la structure d'un cône ayant subi une très intense érosion.

Sa partie sommitale est marquée par la présence de brèche scoriacée de couleur brun rougeâtre. Les 2 coulées émises par ce centre se débitent en plaquettes et montrent une couleur gris-noir à la patine.

A-6Le volcan Nécissa (168 m) :

Le centre d'émission Nécissa, situé au Nord Ouest de ChaabetLeham, présente une forme de cuvette circulaire d'environ 2 Km de diamètre.

Le cœur de la structure est marqué par la présence de fragments de coulée basaltique de scories brunes de taille centimétrique.

La coulée émise par ce centre s'est épanchée vers le Nord et vers l'Est est présente une structure en boules débitées en "pelure d'oignon" de 1 à 2 mètres de diamètre.

1-7Le volcan de Benghana

situé à environ de 4 Km au sud de la ville d'Aïn Témouchent, il est l'un des appareils les plus importants du complexe volcanique d'Aïn Témouchent avec celui de Sidi Ben Adda.

Il a la forme d'une cuvette circulaire de près d'1 Km de diamètre. Cet appareil a donné naissance à deux coulées l'un vers le Nord, qui est le plus important, et l'autre vers le Nord Est peu atteint jusqu'à Douar Chentouf. Ce centre montre deux épisodes éruptifs.

A-8 Le volcon Medjehri

Le centre d'émission, situé à 8 Km au nord-est d'Aïn Témouchent présente une dépression d'environ 600 m de diamètre. La brèche scoriacée n'affleure que le flanc nord-ouest de cet appareil.

Il a donné naissance à 2 coulées basaltiques. L'une s'est épanchée vers le nord-ouest, l'autre vers le nord pour atteindre les environs de Chaabet Leham. Elle est retrouvée également vers l'Est.

1-9 Le volcon de Hammar Bracha :

L'appareil volcanique de Hammar Bracha, situé à environ 3 Km à l'Ouest de la ville d'Aïn Témouchent, présente une structure en dôme, dont le sommet est occupé par une brèche scoriacée de couleur brune, riche en cristaux d'olivine et de pyroxène.

Cet appareil a émis une seule coulée gris-bleue à la patine et gris-sombre à la cassure. Elle est massive et se débite par endroit en "pelure d'oignon".

A-10 Le volcan de Karmous En Sara (364 et 386 m) :

L'appareil volcanique de Hammar Kermous En Sara est situé à environ 3 Km au Sud-Sud-Ouest d'Aïn Témouchent, il est constitué de 2 cônes emboîtés et assez érodés atteignant respectivement 364 et 386 m.

Le haut de centre est constitué de brèche scoriacée de couleur brune. Cet appareil a émis une seule coulée basaltique de couleur gris-noire que nous retrouvons au Nord et Nord-Est de celle-ci.

B -Les volcans de la partie occidentale du massif d'Aïn Témouchent :

La partie occidentale du massif éruptif d'Aïn Témouchent dispose d'un nombre important de volcans qui malgré l'érosion, ont pu garder leur morphologie originelle soit de cuvette ou de dôme scoriacé ou d'anneau de tuf.

B-1 Le volcan de Koudiat Berbous (301 m) :

Le centre d'émission de Koudiat Berbous, situé à l'extrémité occidentale du massif d'Aïn Témouchent montre une cuvette plus ou moins circulaire de 800 m de diamètre.

Le cratère de ce centre est occupé par une brèche scoriacée reposant sur les assises calcaires attribuées au miocène par cet appareil s'est épanchée sur une grande distance vers le Nord et dessine un véritable plateau basaltique .

B-2Le volcan de KoudiatMeharik (408m) :

Cet appareil volcanique est situé à environ 3 Km à l'Est de Djebel ArgoubElham. Il est alors constitué d'un dôme dont le sommet est occupé par des scories et brèches scoriacées.

Les coulées rejetées par ce centre se sont épanchées vers le nord. Elles reposent sur les assises marneuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes de couleur jaune-verdâtre.

B-3Le volcan de Argoub El Ham (355m) :

Le volcan de Argoub El Ham, est situé au Nord-Est du village de Aïn Tolba. Il présente une forme de dôme, le haut du dôme est occupé par des brèches scoriacées et de tufs.

Les produits volcaniques de ce centre reposent sur les assises marneuses avec des intercalations gréseuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

Les 2 coulées émises sont des roches de couleur grise, les laves de ce centre d'émission, se sont épanchées surtout vers le Nord-Ouest un épanchement limité est localisé au sud-ouest.

B-4 Le centre éruptif de HammarMakla :

Le centre éruptif de HammarMakla, situé à moins d'un Kilomètre au Nord-Est du village d'AïnKihal présente la structure de dôme. Le haut de ce dernier est occupé par des produits scoriacés.

Les deux coulées basaltiques appartenant à ce centre se sont épanchées sur une grande distance et dessinent un véritable plateau basaltique.

B-5Le volcan de Djebel Guerriane (584 m) :

Cet appareil est situé au Nord d'AïnKihal. Il présente la forme de dôme dont le haut est occupé par des brèches scoriacées de couleur brunâtre. Les produits

volcaniques notamment les 2 coulées basaltiques reposent sur les formations marneuses (Guardia, 1975)

B-6 Le volcan de Sidi Ben Adda

L'appareil volcanique de Sid Ben Adda, situé au sud du village du même nom appelé autre fois par les "3 marabouts" , il montre une cuvette de 2 Km de diamètre. Les produits éruptifs de ce centre reposent sur les assises calcaires du Miocène du 2ème cycle post-nappes. Deux coulées ont été émises par ce centre.

La première affleure à l'Est du plateau de Sidi Bouazza, la seconde affleure au Nord du cratère.

B-7 Le volcan de Chami :

Cet appareil volcanique, situé au Nord de Aïn Kihal présente la forme de dôme surbaissé. Il est considéré comme étant un ancien centre d'émission dont les coulées se sont épanchées vers le Nord .

B-8 Le volcan de Dzioua :

Le volcan du Dzioua, situé à 4 Km à l'ouest du village de sidi Ben Adda est le mieux éruptif conservé de tous les centres d'émission du massif éruptif d'Aïn Témouchent.

Il présente un Cône égueulé au Nord, formé par des accumulations de scories et de produits pyroclastiques. Le cône d'un diamètre de 1 Km, est édifié au tour d'une cuvette circulaire d'une profondeur d'une centaine de mètres.

Son flanc ouest est constitué par des brèches scoriacée. Deux coulées ont été émises par ce centre. La première affleure à l'Est du plateau de Sidi Bouazza, la seconde affleure au Nord du cratère.

Conclusion:

Le massif éruptif d'Aïn Témouchent compte un nombre important de volcans qui ont plus ou moins gardé leur forme originelle de dôme scoriacé ou d'anneau de tuf. Les produits volcano-sédimentaires présentant des figures d'anti-dunes.

Ces dernières recouvrent d'importante superficie. Les centres d'émission ont rejeté 1 à 2 coulées basaltiques. Certaines comme celles de Sidi Ben Adda, se sont épanchées sur de grande distance vers le Nord dessine des plateaux basaltiqu

Introduction

L'Oranie nord occidentale a connu d'importantes manifestations volcaniques qui se sont déroulées durant le plio-quadernaire. En effet les éruptions volcaniques se sont déroulées à des âges et à des périodes différentes.

L'importance des explosions et selon leur dynamisme les centres éruptifs ont pu dessiner des structures particulières que nous allons passer en revue.

1. Géochronologie

nous présenterons les datations du volcanisme alcalin de l'Oranie nord-occidentale qui ont été effectuées par différents auteurs.

En effet, les datations radiométriques ($^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$ sur roche totale) obtenues par Bellon et Guardia (1980), Louni-Hacini et al. (1995) et Coulon et al. (2002) révèlent pour les basaltes alcalins attribués au plio-quadernaire un âge compris entre -4.63Ma et -1.44Ma, elles indiquent que :

l'activité éruptive à caractère alcalin a débuté en Oranie d'abord dans le flanc Sud du Djebel Fillaoucène (Moyenne Tafna) vers -5,16 Ma.

Dans la rive gauche du massif volcanique de la Basse Tafna plus exactement à Douar Gsabi, notre étude de terrain a permis de mettre en évidence un lombeau de coulée basaltique dont le centre d'émission serait dans la mer.

Cette dernière est intercalée dans la formation marneuse du Miocène. Elle serait d'âge Messinien (Bendoukha et al, 2008).

Les éruptions volcaniques se sont, ensuite, manifestées de plus en plus vers l'Est et tour à tour se dans le massif des Souhalia (-4.9 Ma), dans la Basse Tafna (-4,63 Ma) et bien plus tardivement dans la région d'AïnTémouchent (-1.75Ma).

Les manifestations éruptives se sont achevées en montrant également une évolution d'Ouest en Est.

En effet, les derniers témoins de l'activité volcanique sont enregistrées dans le flanc Sud du Djebel Fillaoucène (-3,3 Ma), dans les Souhalia (- 2,12 Ma) et dans la Basse Tafna (1,44 Ma).

Enfin les dernières manifestations éruptives connues en Oranie se sont achevées dans le secteur d'AïnTémouchent vers - 0,82 Ma.

Dans le complexe d'Aïn-Témouchent, les âges calculés (0,82 -1,28 Ma ; Louni et al. 1995) révèlent une période d'activité très restreinte et très récente.

Cependant et d'après nos propres observations de terrain, ces âges ne paraissent représentatifs que des toutes dernières manifestations stromboliennes de ce massif.

Les éruptions plus précoces de nature phréatomagmatique et responsables de l'édification d'importants anneaux de tufs, n'ont pas été datées.

Elles seraient d'un âge antérieur à 1,28 Ma. Leur position stratigraphique et leur comparaison avec les produits de la Basse Tafna pourraient leur attribuer un âge de 2,74 à - 2,55Ma.

Par ailleurs, à certains endroits du secteur d'Aïn-Témouchent, les anneaux de tufs recouvrent des formations lacustres qui renferment des fossiles de vertébrés probablement de type Hipparion, (Mahboubi et Tabeliouna comm.ora), et qui indiqueraient un âge au moins Miocène.

I-Le flanc sud du Djebel Fillaoucène

Le flanc sud du Djebel Fillaoucène situé dans la Moyenne Tafna a révélé des structures volcaniques particulières liées à un dynamisme effusif (Megartsi 1985, Bendoukha 2008, Bendoukha et al 2009).

Ces structures pouvaient être soit :

- des necks au volcan de Boutrack
- des dykes au volcan de Sidi Ali Benzemra

1- le Neck de Boutrack

Le centre éruptif de Boutrack, situé au Nord du village du même nom est représenté par un neck basaltique formé par des orgues polygonaux, verticaux de 4 à 6 m de haut et de 1 m de diamètre.

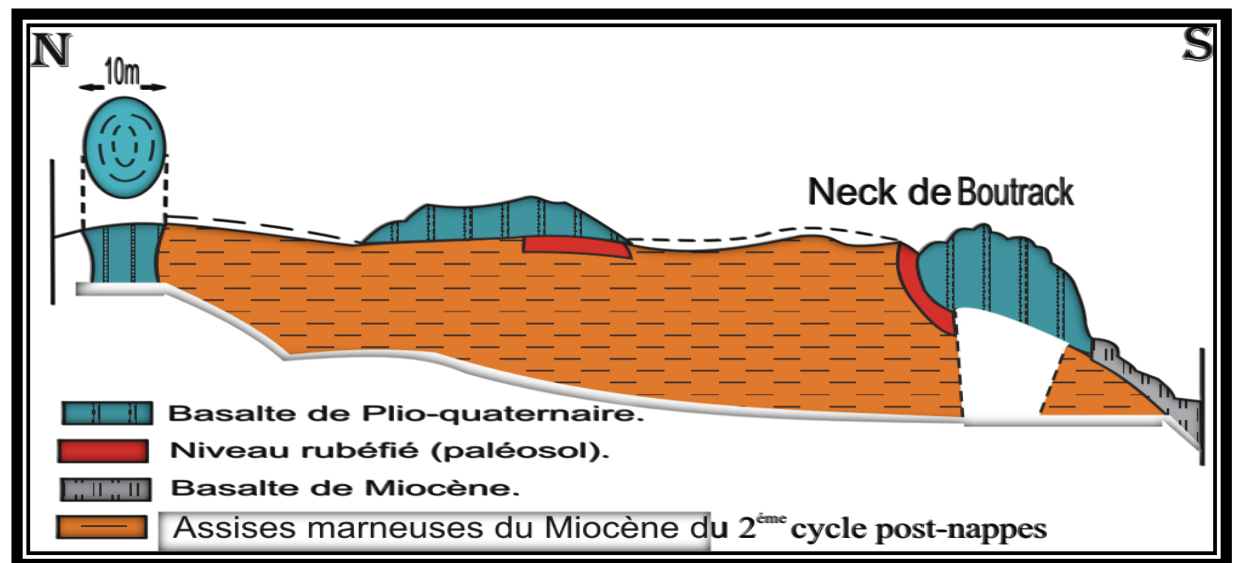
La partie centrale de ce neck est formée d'orgues de 50 cm de section. Quant à sa base, elle présente des orgues de diamètre allant de 20 à 30 cm, de même inclinaison que les précédents.

Le centre éruptif de Boutrack serait situé à environ 200m au nord de ce neck et dont le cratère serait érodé. Il ne reste que la structure de la cheminée d'environ 10m (**Fig.07**)

La coulée de couleur gris clair à la patine et gris bleu à la cassure est parsemée par endroit de petites tâches grises de taille millimétrique rappelant le faciès « brûlures de soleil ».

Elle renferme de nombreux cristaux de pyroxène de 0,1 à 0,5 cm de long, quelques nodules de péridotite altérée de taille moyenne allant de 1 à 5 cm de diamètre ainsi que l'olivine qui se présente en microcristaux de 0,1 à 0,4 cm de long.

La lave repose sur les assises marneuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes, par l'intermédiaire d'un niveau rubéfié de couleur brun rougeâtre.



(Fig.07) Coupe longitudinale du neck et volcan de Boutrack (Megartsi, 1985).

2- Le volcan de Aïn el Maaden (704 m)

Localisé à l'ouest du village de Ain Bengraou, le centre éruptif de Aïn El Maaden, présente un cratère égueulé dans sa partie sud et entouré de scories disposées en forme de croissant.

Les cinq coulées émises par ce centre sont séparées les unes des autres par de niveaux de brèches scoriacées et se sont épanchées sur une grande superficie vers le Nord-est et le Nord-Ouest.

Trois de ces coulées se distinguent au niveau de la falaise de Djebel Dahr El Foul qui fait 200 m de hauteur.

Les prismes de la coulée supérieure font 40 à 50 cm de la coupe levée au niveau de cette falaise montre de bas en haut.

La formation marneuse de couleur jaune verdâtre du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes, surmontée d'un paléosol d'épaisseur 1 m surmonté par une brèche scoriacée ravine la formation sous-jacente.

- Une coulée inférieure, d'épaisseur 15 m, de couleur gris clair à la cassure, montre une structure en plaquette de 10 à 20 cm d'épaisseur. Elle renferme des

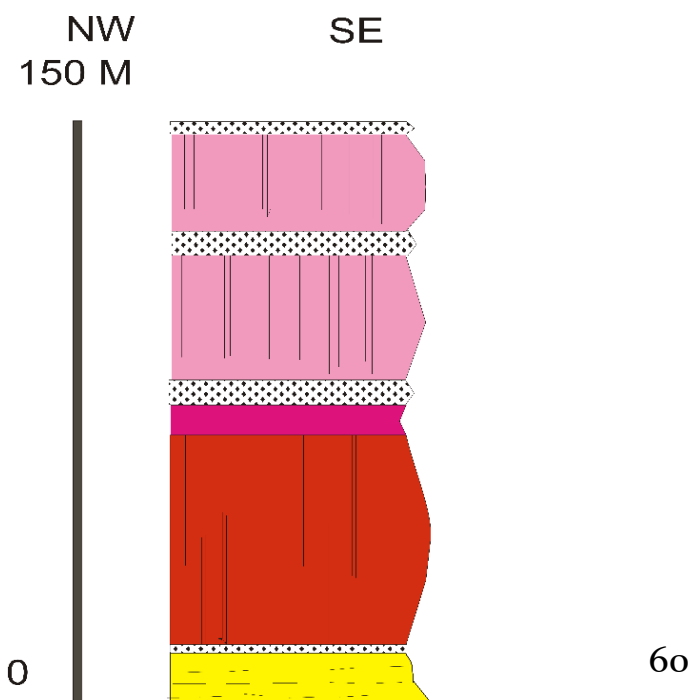
cristaux d'iddingsite, de pyroxène et quelques microcristaux de plagioclase. Le haut de la coulée est vésiculé.

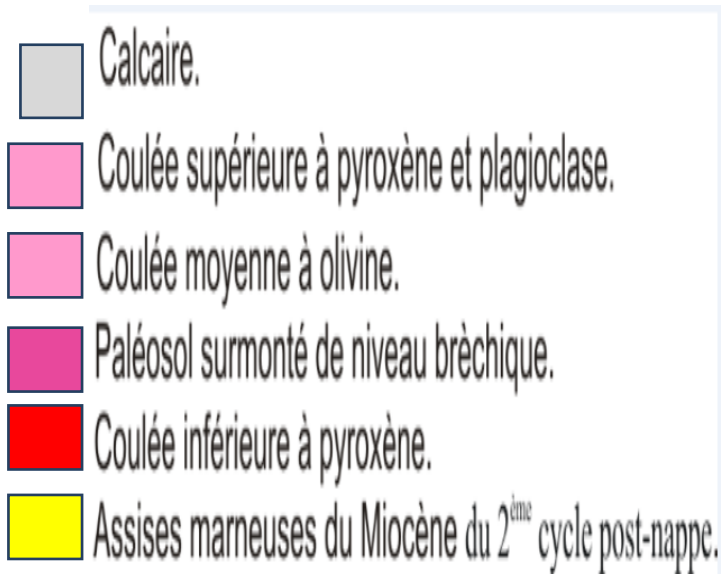
-Un paléosol d'épaisseur 2 m, de couleur rougeâtre surmonté par une brèche scoriacée de 0,5 m d'épaisseur, renfermant des scories de couleur brun violacé.

-Une coulée moyenne, peu vésiculée à structure en plaquette, montre une couleur gris bleu à la patine et gris à la cassure. Elle est parsemée de « tâches de soleil » et renferme des cristaux d'olivine altérée de 0,1 à 0,5 cm de long. La lave montre une direction de fluidalité horizontale et est affectée de fracture et de quelques filons de calcite.

-Un niveau rubéfié de couleur rougeâtre de 1 m d'épaisseur, surmonté de coulée moyenne. Il est constitué de tufs pyroclastiques, à éléments grossiers et moyens, formés de fragments de lave et éléments calcaires.

-La coulée supérieure d'épaisseur 10 m, prismée, montre une couleur gris clair. Elle est très vésiculée et les vacuoles sont le plus souvent remplies de calcite. Elle renferme très peu de microcristaux de pyroxène et de plagioclase. Une mince croûte calcaire termine la coupe.





(Fig.08) : *Coupe théorique dans le volcan d'Aïn El-Maâden.en (AYA B.2015).*

II.Le massif de Souhalia

Le massif de souhalia revele une structure particuliere situee dans la rive gauche de oued El Marsa qui ne peut pas etre rattachee a un dynamisme explosif .

l'étude de terrain faite par (Abbad 1993 et Bendoukha 2008) démontre la formation d'une structure de daya qui peut etre due a la topographie de l époque , le debit de l écoulement de la lave et sa vitesse d arrivée en surface cette structure a été observée au niveau du volcan de Tigraou que nous allons decrire

1-Le volcan de Tigraou

Le volcan de Tigraou, situé à 3,5 Km à l'est du centre éruptif d'El Koudia, possède morphologiquement tous les caractères d'une "daya". Il est représenté par une dépression circulaire d'environ 800 m de diamètre, avec des pentes internes de 35°.

La seule coulée émise est de couleur gris sombre. Elle renferme des cristaux d'amphibole et d'olivine. Au cœur de la dépression jonchent des enclaves d'amphibolite de 7 à 10 cm de diamètre. La lave repose sur un matériel de nappes, constitué de calcaire métamorphique de "l'unité de Tedjera".

III- Le massif de la Basse Tafna

1-Le volcan le Fort Bélinsi :

Le centre d'émission du Fort Belinsi , situé à 1Km au Sud du village de Rachgoun présente un cratère de 250m de diamètre qui occupe la vallée qui sépare le Djebel Lakhmag du Fort Bélinsi(**Fig.09**). Une cheminée adventive d'environ 80m m de large occupe le flanc nord de Fort Bélinsi.

Le volcan est représenté par une structure particulière de type maar dont les flancs sont constitués par une formation volcano-sédimentaire formée par une alternance de tufs à lapillis, de tuffites et de cinérites avec figures d'anti dune (Bendoukha, 2007,2008),(Bendoukha et al,2009) à pendage léger vers l'Est, recouvert par des sables dunaires actuels et des croutes calcaires.

La façade occidentale du volcan le Fort Bélinsi montre un lambeau de coulée de 5 à 10m d'épaisseur plus ou moins prismée.

Le flanc nord ouest de ce centre révèle deux coulées prismées dont les orgues atteignent jusqu'à 2 à 5m de haut et 50cm à 1 mètre de large, et se sont déposées tout proche de la cheminée adventive.

Au dessus, des tufs pyroclastiques, une coulée provenant du centre d'émission de Gaadat El Ghouzlane situé au sud est du Fort Belinsi a été entaillée pour permettre le passage de la nouvelle route.

Elle a mis à jour un Torr dont le diamètre dépasse dix mètres, Il est formé par un assemblage de lave à structure en plaquette de 10 à 30cm d'épaisseur, disposées

concentriquement. Le cœur de ce Torr est occupé par une brèche scoriacée et des amygdales de lave.

Afin de comprendre le déroulement des éruptions et la mise en place des produits volcano- sédimentaires rejetés par ce centre, il nous a paru nécessaire et important de présenter trois coupes levées successivement sur les flancs nord, sud et ouest de cet appareil.

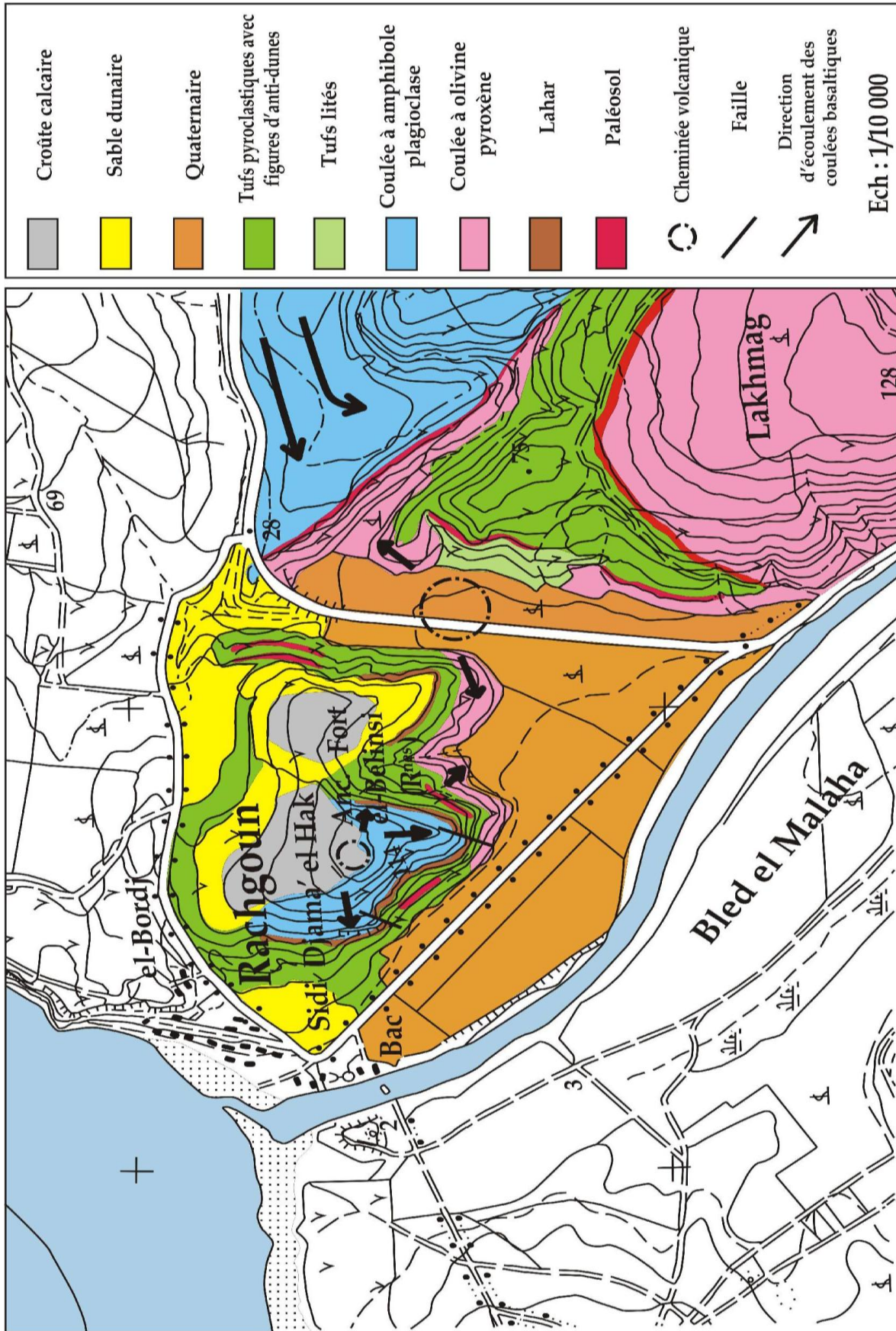


Fig. 09 Cartographie des produits éruptifs du volcan le Fort Bélinssi

1.1-Le flanc nord du Fort Bélinsi

La coupe levée dans le flanc nord ouest du volcan le Fort Belinsi (**Fig.10**) montre de bas en haut:

- Des bancs centimétriques, constitués par une alternance de tufs à lapillis et de tuffites dessinant un litage horizontal et présentant un granoclassement positif de 3 à 4m d'épaisseur.
- Un paléosol à un seul horizon rougeâtre (1m).
- Des alternances de bancs de tufs à lapillis à éléments grossiers, moyens et fins entre lesquels s'est intercalé dans la partie sommitale un niveau de tufs à lapillis accréionnaires brun rougeâtre de 30cm d'épaisseur.

Ces alternances présentent des figures d'anti-dunes.

- Un paléosol à trois horizons (brun et beige) de 2m d'épaisseur. Il est surmonté par une dizaine de mètres de tufs à lapillis et cinérites dans lesquels apparaissent des figures d'anti-dunes.
- Deux niveaux de scories soudées (Spatter cône) de 2m d'épaisseur, séparés par un banc métrique de tufs à éléments grossiers gris-vert.
- Plusieurs bancs de tufs à éléments grossiers alternant avec des niveaux fins et cinérites, couronnés par une croûte calcaire.

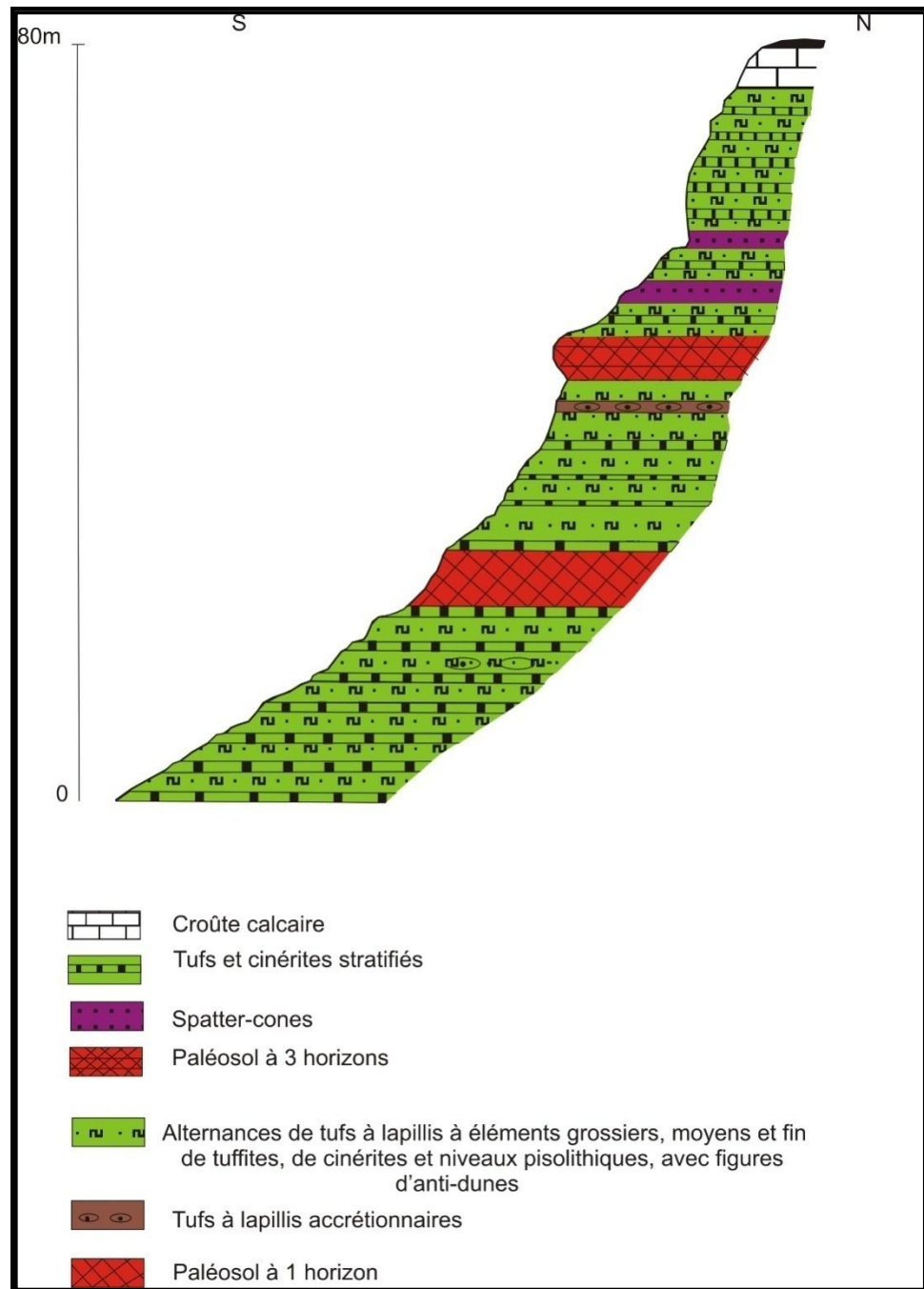


Fig.10: Coupe du flanc nord du volcan du Fort Belinsi

1.2-Le flanc sud du Fort Belinsi

La coupe réalisée dans le flanc sud du volcan du Fort Belinsi (**Fig.11**) montre de bas en haut :

- Un banc de tufs à lapilis stratifié, gris-vert, de 5m d'épaisseur qui renferme une grande abondance de fragments lithiques (calcaire, grès à ciment calcaire, quartzite), ainsi que des morceaux de lave gris noir.
- Un lambeau de coulée gris-noirâtre, peu vésiculé et affectée de quelques filons de calcite.
- Un paléosol de 2.5m d'épaisseur formé par un seul horizon de couleur brun foncé ravine les dépôts sous-jacents.
- Une série plissotée (slumpée) de 3m d'épaisseur, constituée de marnes bleues, de cinérites grisâtres et de tufs à lapilis.
- Un ensemble de 10m d'épaisseur, composé par une alternance de niveaux de tufs à éléments grossiers et de tuffites, entre lesquels sont intercalés deux bancs centimétriques de tufs à lapilis accrétionnaires rougeâtres. Cet ensemble présente des blocs fichés, des traces d'impacts et des figures d'anti-dunes.
- Une alternance de niveaux de tufs à lapilis à éléments grossiers et tufs à grains fins bien stratifiés.

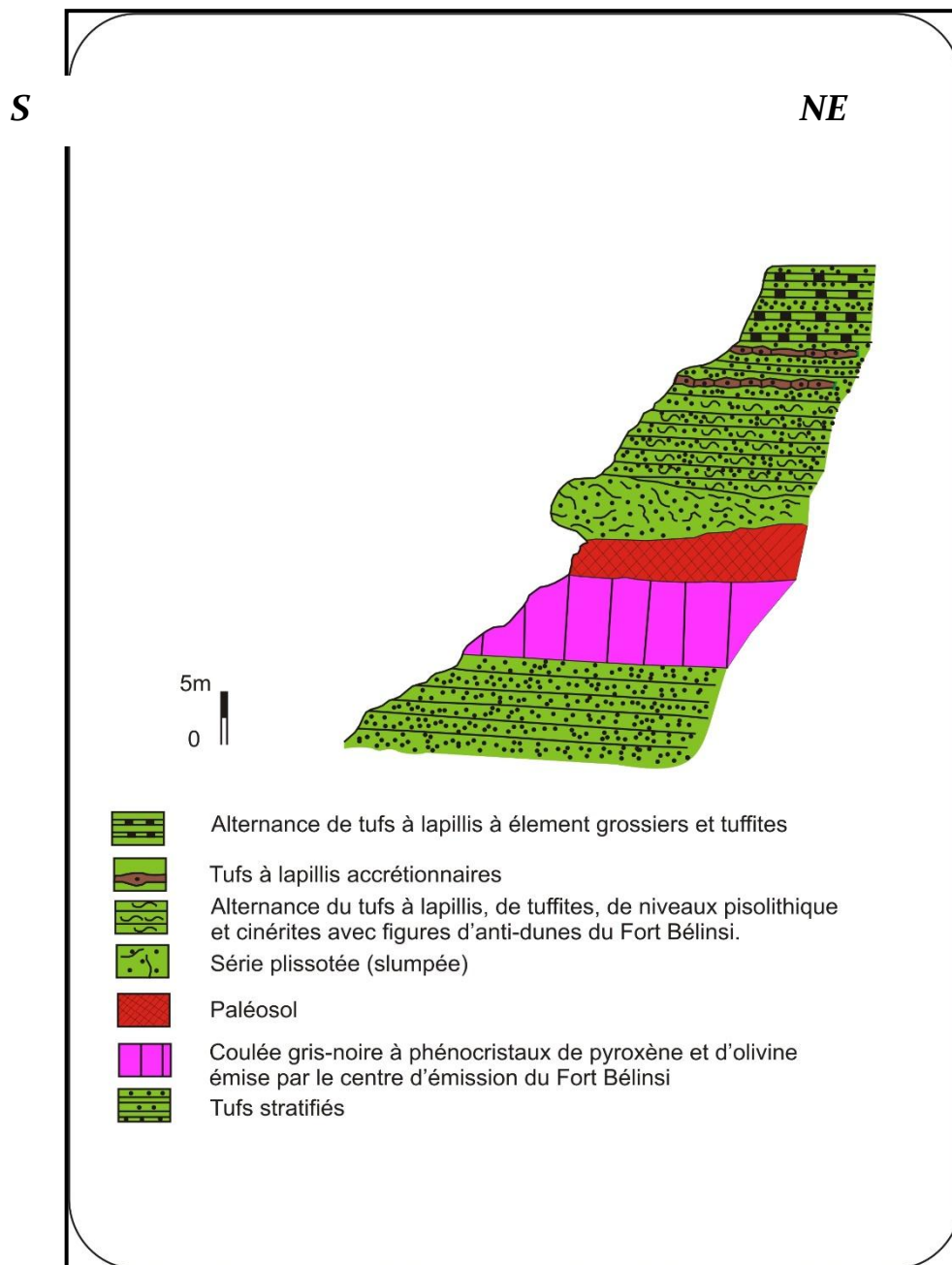


Fig.11: Coupe du flanc sud du volcan du Fort Belinsi

1.3 Le flanc ouest du centre éruptif du Fort Belinsi :

La coupe réalisée dans le flanc ouest du volcan du Fort Belinsi (**Fig.12**) montre de bas en haut :

-une formation volcano-sédimentaire constituée par une alternance de niveaux de tufs à lapillis, de tuffites à figures sédimentaires

- Cette coupe indique la position stratigraphique qui occupe le lahar (10 à 15m d'épaisseur) par rapport aux coulées et aux produits pyroclastiques. Ce dernier est constitué de 30 éléments grossiers, 60 éléments fins et 10 de ciment. Et qui ravine la formation volcano-sédimentaire du second épisode.

-deux coulées bleues prismées à xénocristaux amphibole et plagioclase, entre lesquelles s'est intercalé un paléosol de 50cm d'épaisseur. La coulée supérieure et dont l'épaisseur est de 25m renferme une poche bréchique constituée par des scories brunes et noires et quelques bombes scoriacées.

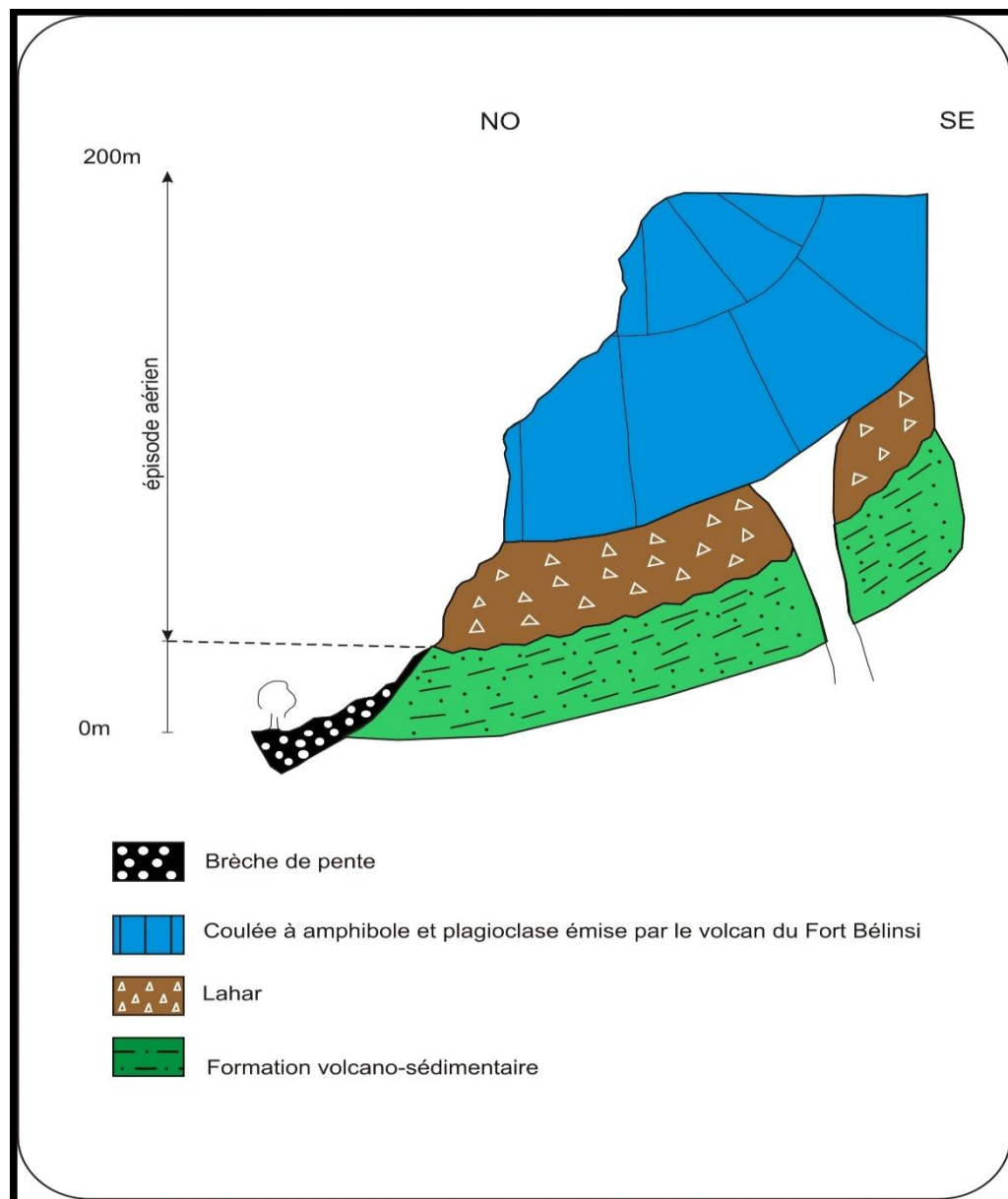


Fig.12 : Coupe du flanc ouest du volcan du Fort Belinsi**2. Analyse séquentielle :**

La coupe levée le long du flanc Sud du centre d'émission du Fort Belinsi, révèle deux mégaséquences (**Fig.13**)

La mégaséquence de base comprend du bas vers le haut :

- un banc de tufs à lapillis (25 cm d'épaisseur) constitué par une alternance de minces niveaux gris vert formés de tufs à éléments grossiers représentés essentiellement de
- fragments de basalte gris noir, de calcaires, de quartzites et de scories ainsi que des tufs à éléments moyens et fins. Ce banc s'achève par un niveau cinéritique ondulé ;
- un banc bien stratifié (30 cm) composé de tufs gris vert à granulométrie moyenne et fine, se terminant par une figure de tee pee indiquant une émergence ;
- une alternance de niveaux de tufs grossiers et fins atteignant 1 m d'épaisseur. Le sommet de cette alternance est caractérisé par une séquence rabougrie ;
- un banc (30 cm) formé de tufs à lapillis à élément grossiers (1 à 2 cm de diamètre) et de tufs à grains moyens (0,5-0,8 cm). Sa partie sommitale présente des figures de tee-pee ;
- un horizon, de 110 cm d'épaisseur et de couleur jaune beige, constitué par une alternance de bancs centimétriques formés de tufs à lapillis grossiers, montrant des éléments lithiques presque arrondis (1 à 3 cm de diamètre) et de fragments de basalte gris noir légèrement aplatis. Les

niveaux à éléments de taille moyenne (0,5 cm) renferment des fragments de pyroxène, de scorie, d'amphibole ainsi que des morceaux de basalte sombre. Les bancs à grains fins occupent le haut des séquences élémentaires de cet horizon. Ces dépôts dessinent des figures d'anti-dunes de 10 cm d'amplitude et de 1 m de longueur d'onde. Ils se terminent par un banc de cinérite ondulée ;

- un niveau (30 cm) composé de tufs à lapillis à éléments grossiers et de sable argileux gris vert et contenant une grande abondance d'éléments détritiques terrigènes de taille inférieure à 2 mm et de quelques scories (1 à 2 cm) ;
- un banc (40 cm), représenté par une répétition de minces niveaux de tufs à lapillis à gros grains, de tufs de couleur gris vert et à grains fins. Ces dépôts dessinent des surfaces obliques séparées par une surface plane marquée par des tufs à éléments grossiers et contenant des blocs basaltiques fichés de 25 à 30 cm de diamètre ;
- un ensemble (75 cm d'épaisseur) formé par une alternance de marnes vertes renfermant quelques fragments millimétriques de lave basaltique gris noir et de scories brunes ainsi que des fragments de calcaires, de quartzites et de tufs à granulométrie moyenne. Le milieu de cet ensemble est occupé par deux minces niveaux carbonatés de couleur jaune clair, de 3 cm d'épaisseur. Le sommet de cet ensemble est souligné par un banc de cinérite ondulé ;
- un horizon (150 cm) constitué d'une répétition de bancs centimétriques de tufs à éléments grossiers, moyens, fins et de tuffites, de couleur gris vert, à ciment argilo-sableux. Son milieu est occupé par un niveau de

pisolithes surmonté par un autre à lapillis accréionnaires lui-même recouvert par un paléosol de 50 cm d'épaisseur.

La mégaséquence supérieure montre elle aussi de bas en haut :

- un banc de tuffites bien stratifié de couleur vert brun surmonté par un dépôt de marnes vertes à gastéropodes et à fines particules volcaniques, lui-même recouvert par des tufs à lapillis accréionnaires (1 m) et d'un paléosol à 3 horizons (2,5 m) ;
- une alternance de bancs centimétriques formés de tufs à lapillis jaune vert à grains moyens et fins dessinant des stratifications obliques séparées par une surface plane. Une figure de tee-pee termine cette séquence ;
- un horizon (70 cm) représentant dans sa partie basale une alternance de tufs à lapillis à éléments grossiers à moyens et des tuffites. Sa partie sommitale comprend des bancs cinéritiques surmontés par un banc calcaire de 40 cm d'épaisseur.

En définitive, l'étude pétrographique, associée à l'analyse séquentielle des dépôts volcano-sédimentaires du volcan du Fort Belinsi, permet de dégager deux mégaséquences constituées par une alternance de niveaux de tufs à lapillis à éléments grossiers, moyens et fins, de tuffites et de cinérites. Ainsi, douze éruptions volcaniques, responsables de la formation de ces dépôts pyroclastiques, peuvent être reconnues.

La taille des blocs fichés indique une forte intensité des explosions volcaniques. Le mécanisme de formation des tufs à lapillis accréionnaires et pisolithes sera décrit ultérieurement.

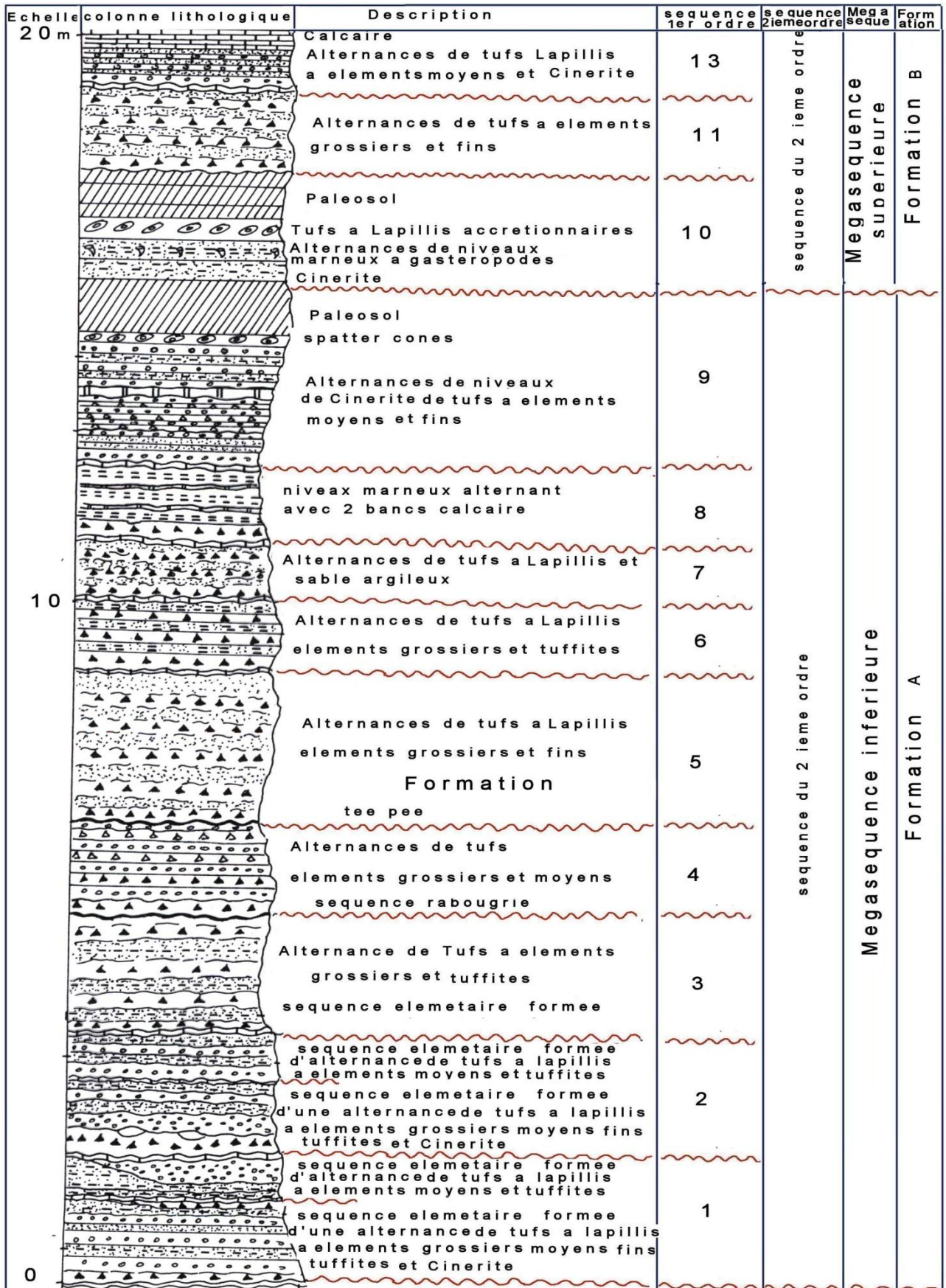
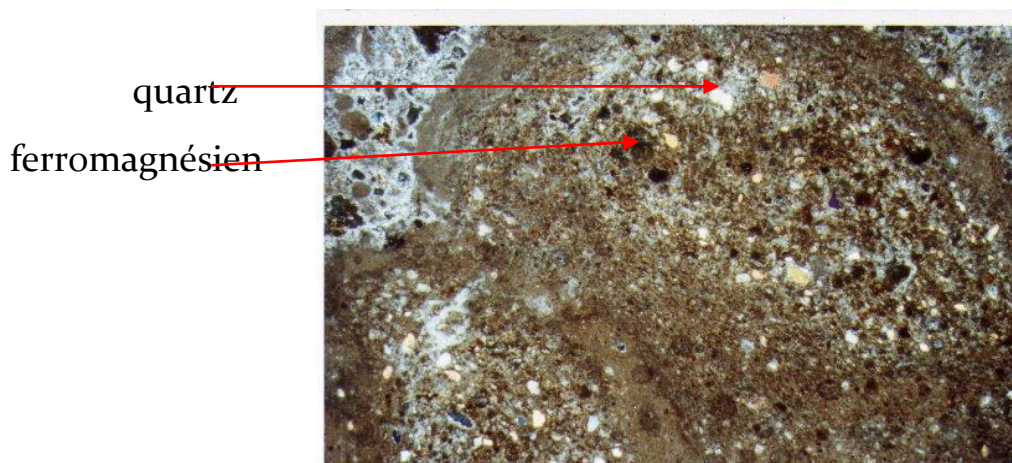


Fig. 13 : Analyse séquentielle de la formation volcano sédimentaire du volcan Le Fort Belinsi

IV. Etude microscopique des tufs:

L'objectif de l'étude en lames minces des dépôts pyroclastiques est de connaître le mécanisme de formation des pisolithes et des tufs à lapillis accrétionnaires. Elle permet également de déduire un modèle qui expliquerait et retracerait l'histoire de mise en place des produits pyroclastiques qui sera étudié ultérieurement.

Les lames minces réalisées dans les niveaux de tufs à lapillis accrétionnaires du flanc Nord du Fort Belinsi montrent la présence de grains de quartz à bordures plus ou moins corrodées et surtout déformées, ainsi que des ferromagnésiens (pyroxène, amphibole) entourés par une fine couche de cendre volcanique de couleur brunâtre. Les microcristaux de quartz sont parfois interstitiels et se trouvent isolés comme le montre (Fig.14)



(Fig.14) : Tufs à lapillis accrétionnaires du Fort Belinsi LN : Gr x 10

V. Mécanisme de formation des tufs à lapillis accrétionnaires, spatter-cônes et pisolithes et cendres pisolithiques:

1. les lapillis accréionnaires, les pisolithes:

Lors des éruptions phreatomagmatiques, les roches sont alors pulvérisées et projetées vers le haut. En même temps qu'un panache chargé de fines particules, gaz et vapeur d'eau. Lors de l'ascension verticale les fines particules dont le diamètre est compris entre (0,2 à 0,8mm) vont voir leur enveloppe externe brisée et corrodée.

Dans le nuage volcanique qui se déplace, les fines particules suspendues vont être soudées par de la cendre volcanique plus ou moins humide. Leur retombée sur le sol formera suivant la taille, les lapillis accréionnaires, les pisolithes.

2. spatter-cones:

Lors de la remontée du panache vers le ciel, les scories noires (0,2-1,5cm de diamètre) vont se souder et dessiner sur le sol des niveaux noirâtre dont l'épaisseur pouvant aller jusqu'à (0,5 à 1m) selon l'intensité de l'éruption. Dans le Volcan Le Fort Belinsi, ce niveau atteint 1 mètre d'épaisseur.

3. Les gouttes de cendres pisolithiques:

Elles sont les dernières à tomber. Leur impact sur les dépôts donnera de minces niveaux de lapillis accréionnaires et de cendre pisolithiques.

4. L'épisode supérieur de type strombolien:

Le troisième épisode volcanique majeur, auquel sont rattachés les produits effusifs et pyroclastiques a débuté de - 2.33 et s'est achevé à - 1.41 ma. Il est caractérisé par des coulées bleues à structure en dalles à xenocristaux d'amphibole, ainsi que par des produits de projection (bombes scoriacées en forme d'amygdale, de taille décimétrique et scorie de couleur brun rougeâtre et cendres ultra fine de couleur grisâtre).

Au volcan du Fort Belinsi, cet épisode est aussi caractérisé par un lahar de 10 à 15 cm d'épaisseur. Ce dernier est constitué de 30% d'éléments grossiers, 60% d'éléments fins et 10% de ciment.

La coupe qui le relie le volcan du Fort Belinsi à l'île volcanique (Cap d'Acra) (fig.15), montrent le changement du dynamisme de ce même appareil. Il est devenu strombolien, très explosif. Ces coupes indiquent aussi la position stratigraphique qu'occupe le lahar par rapport aux coulées et aux produits pyroclastiques.

Ce dernier, ravine la formation volcano-sédimentaire du second épisode, ainsi que le mince niveau de paléosol. En fin, il est recouvert par deux coulées bleues, peu prismées.

Le lahar, les tufs lités et les produits de projection du volcan du Fort Belinsi se sont déposés dans un milieu aquatique représenté probablement par un bras de mer.

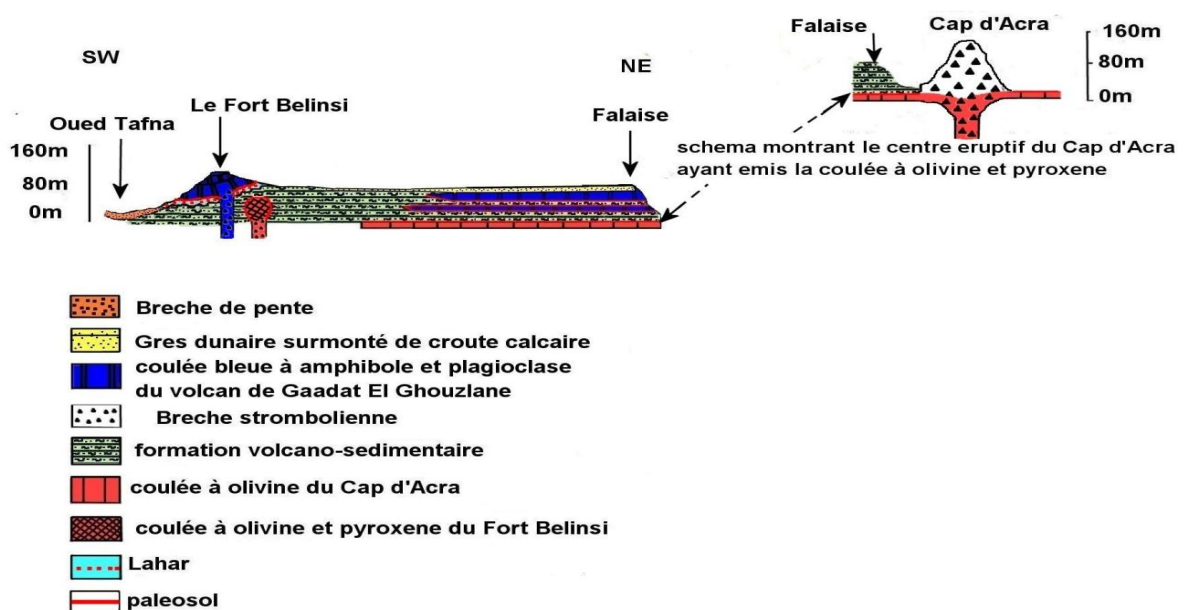


Fig.15 : Coupe reliant le Djebel Lakhmag (Flanc sud du Fort Belinsi) au volcan du Cap d'Acra

VI. Le massif d'Ain Temouchent:

1. Le volcan de Benghana:

Le volcan de Benghana, situé à environ 4 Km au Sud de la ville d'Aïn Témouchent, montre la forme d'un anneau de tuf de 800 m de diamètre. Il a donné naissance à des produits vers le Nord-Est de part et d'autre de la route qui mène à Douar Chentouf. Au niveau de Châabet Témouchent, elle est séparée de la coulée de Kermès –En Sara par un mince paléosol de 50 cm d'épaisseur, de couleur rouge-brun (**Fig.16**).

Le flanc Sud Est du centre éruptif est constitué de produits volcano-sédimentaires et des brèches scoriacées. Son flanc sud montre de bas en haut :

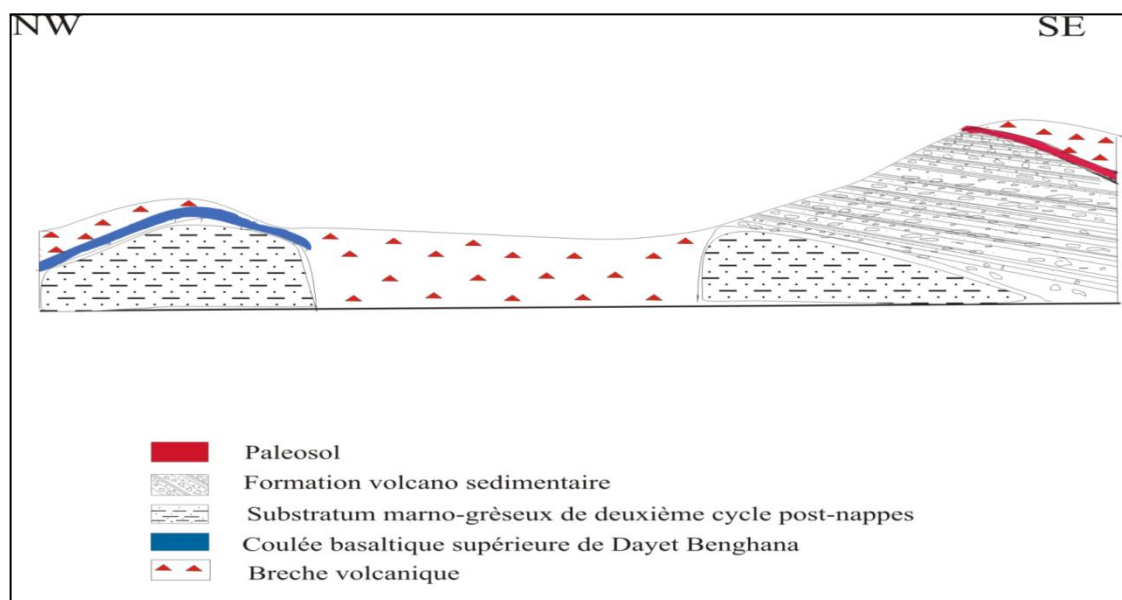
-Une formation volcano-sédimentaire de couleur jaune-verdâtre d'environ 20 m d'épaisseur ravine la formation sous-jacente. Elle est constituée par une alternance rythmique de tuf à lapillis à éléments grossiers à la base, moyens et fins au sommet, ainsi que des niveaux de cinérite de 5 à 10 cm d'épaisseur chacun, de tuffite et de fins niveaux cendre volcanique. Les éléments constituant les tufs à lapillis sont formés essentiellement de fragments de scories noires de calcaire, de minéraux ferromagnésiens et des fragments de lave basaltique d'environ 2 à 15 cm de diamètre. Cette formation montre un granoclassement positif. L'étude détaillée ainsi que l'interprétation du mode de formation de ces dépôts pyroclastiques sera traitée ultérieurement.

-Un paléosol d'environ 1,5 m d'épaisseur, formé d'un seul horizon rougeâtre, ravine la formation volcano-sédimentaire.

-Une brèche scoriacée de couleur brun rougeâtre termine la coupe. Cette brèche renferme en plus des scories brunes et noires des cristaux de pyroxène et d'amphibole de 1 cm de long ainsi que des enclaves de péridotite.

Ces dernières sont plus nombreuses dans la partie sommitale de la brèche. Leur taille varie de 3 à 10 cm de diamètre. Des fragments de calcaire jaunâtre ont été retrouvés au sein de celle-ci. Les enclaves de socle (gneiss) profond signalées par Sadran (1958) sont présentes.

Dans la partie occidentale du volcan de Benghana, nous retrouvons des tufs pyroclastiques qui composent le versant de Hamar Ez-Zohra, des bombes volcaniques contenant des enclaves de péridotites dont la taille peut atteindre 20 à 30 cm de diamètre, ainsi que des fragments de gneiss. L'étude détaillée de cet appareil permet d'en déduire deux épisodes éruptifs pour ce centre.



(Fig.16) coulée basaltique supérieure à pyroxène, olivine et sanidine de Dayet Benghana

2-Le volcan de Sidi Ben Adda (258 m)

L'appareil volcanique de Sid Ben Adda, situé au sud du village du même nom appelé autre fois par les "3 marabouts" est l'un des plus grands centres d'émission du massif d'Aïn Témouchent.

Il montre un maar de 2 Km de diamètre. Les produits éruptifs de ce centre reposent sur les assises calcaires du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

Les côtés qui bordent la nouvelle route nationale Oran-Tlemcen laissent voir dans les 2 côtés des dépôts pyroclastiques constitués de tufs à éléments moyens et fins, de

tuffites, de cinérite et de cendre volcanique. Ils présentent des figures d'anti-dunes de 1 à 1,5 m de longueur d'onde et de 40 cm d'amplitude.

Ces dépôts volcano-sédimentaires surmontent les 2 laves situées à leur périphérie et qui se sont épanchées en grande quantité vers le nord en formant un grand plateau basaltique. Elles suivent l'ancien cours de oued El Hallouf et arrivent jusqu'à la mer

3. Le volcan de Dzioua (372 m)

Le volcan du Dzioua, situé à 4 Km à l'ouest du village de sidi Ben Adda est le mieux éruptif conservé de tous les centres d'émission du massif éruptif d'Aïn Témouchent.

Il présente un Cône égueulé au Nord, formé par des accumulations de scories et de produits pyroclastiques. Le cône d'un diamètre de 1 Km, est édifié au tour d'une cuvette circulaire d'une profondeur d'une centaine de mètres.

Son flanc ouest est constitué par des brèches scoriacées de couler à olivine. Son flanc Est, est formé par de tufs pyroclastiques.

Les produits éruptifs rejetés par cet appareil reposent sur du calcaire récifal et du calcaire construit d'âge Messinien (Moissette, 1988).

Les coulées émises, se sont épanchées vers le nord-est. Un épanchement d'extension très limité, s'est déroulé vers l'ouest et le sud les dépôts volcano-sédimentaires se sont étalés sur les coulées, surtout au Nord-Est du volcan où leur épaisseur est importante. Ils sont constitués par une alternance de niveaux de tufs à lapillis de couleur jaune verdâtre, de minces niveaux de tuffite, de cinérite de cendre volcanique, de niveaux pisolithiques et de tufs à lapillis accretionnaires.

Ces dépôts renferment des balles de boues de 5 à 10 cm de diamètre. Les bancs de tufs à lapillis sont formés par plusieurs séquences élémentaires formées à la base par des tufs à éléments grossiers, moyens et fins au sommet.

Ils sont représentés par des fragments de scorie noire, de fragments de lave basaltique et d'éléments terrigènes.

Ces tufs sont cimentés par une matrice de nature argilo-marneuse de couleur jaune verdâtre.

Deux coulées ont été émises par ce centre. La première affleure à l'Est du plateau de Sidi Bouazza, la seconde affleure au Nord du cratère.

Un important gisement de bombes scoriacées et d'enclaves est localisé à proximité du cratère. Parmi les types d'enclaves trouvées, nous citons les enclaves de péridotite, de pyroxénite, d'amphibole, les enclaves sédimentaires (calcaire) et de socle profond (gneiss).

4. Le volcan Chami.

Cet appareil volcanique, situé au Nord de Aïn Kihal présente la forme de dôme surbaissé. Il est considéré comme étant un ancien centre d'émission dont les coulées se sont épanchées vers le Nord. A Aïn Tihadidine, les tufs pyroclastiques rejetés par ce centre renferment des enclaves de pyroxénite, d'amphibolite et nodule d'olivine et fragments de gneiss.

Les tufs pyroclastiques sont représentés par une alternance de niveaux de tufs à éléments moyens et fins ainsi que de petits lits de tuffite et cinérite de couleur brun-verdâtre.

Conclusion:

Le massif éruptif d'Aïn Témouchent compte un nombre important de volcans qui ont plus ou moins gardé leur forme originelle de dôme scoriacé ou d'anneau de tuf. Les produits volcano-sédimentaires présentant des figures d'anti-dunes.

Ces dernières recouvrent d'importante superficie, les centres d'émission ont rejeté 1 à 2 coulées basaltiques. Certaines comme celles de Sidi Ben Adda, se sont épanchées sur de grande distance vers le Nord dessinant des plateaux basaltiques.

L'étude de terrain a permis de mettre en évidence des structures volcaniques particulières. La présence de structure de maar trouve son existence uniquement au volcan du Fort Belinsi. Par contre celles d'anneaux de tuf et de cônes de tufs sont rattachées au massif éruptif d'ain Temouchent.

Ces structures reflètent un dynamisme phreatomagmatique. Ces volcans ont permis à l'installation de formation volcano sédimentaire qui recouvre de grandes surfaces que ce soit dans la Basse Tafna ou dans le massif éruptif d'Ain Temouchent

Introduction

L'étude du volcanisme alcalin de l'oranie nécessite une observation particulière des différents produits éruptifs émis dans chacun des massifs.

L'observation sur le terrain de tous ces produits montre que l'ampleur des matériaux effusifs et pyroclastiques diffère d'un massif à un autre (Megartsi 1985, Tabetiouna 1997, Bendoukha 2008).

Ainsi nous remarquons que les produits pyroclastiques recouvrent une grande superficie dans le massif d'Aïn Témouchent, alors qu'ils sont totalement absents dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène.

L'observation sur le terrain de tous les produits rejetés par l'ensemble des centres éruptifs des massifs montre que l'ensemble des laves basaltiques et produits pyroclastiques été rejeté suite à des éruptions effusives ou stromboliennes ou phreatomagmatiques.

Les massifs d'Aïn Temouchent, Basse Tafna flanc sud du Djebel Fillaoucène ont connu durant leur activité au moins un de ces trois types de dynamisme :

- Dynamisme strombolien.
- Dynamisme phreatomagmatique.
- Dynamisme effusif.

Rappel sur la notion de strombolien et phréatomagmatisme

- **Le type strombolien :**

Le mot strombolien provient d'un volcan de la stromboli qui est une île Éolienne et qui se trouve en Italie.

Dans ce type de dynamisme, le magma propulsé par la détente des gaz qu'il renferme est émis par la cheminée d'alimentation en gerbes de scories incandescentes et en coulées de laves.

Les violentes détente gazeuses, continues ou périodiques propulsent les matériaux à plusieurs centaines de mètres de hauteur, qui retombent en construisant peu à peu un cône caractéristique.

Dans le même temps, à la base s'écoule par gravité à partir de la bouche, la lave dégazée, très fluide par sa température élevée (de l'ordre de 1000 C).

Elle envahie le voisinage, générant des coulées de plusieurs kilomètres de long et de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, avant de se refroidir.

Aujourd'hui les anciens coulées donnent en surface ces paysages chaotiques et boisés que l'on appelle Cheires.

- **Le type phreatomagmatique :**

rencontré au niveau du volcan de Daya Benganha, les éruptions phreatomagmatiques surviennent lors de la rencontre entre le magma et de l'eau superficielle (nappe phréatique, cours d'eau, lac).

Une succession d'explosions très violentes découpe des cratères circulaires à l'emporte-pièce appelés maars, du nom qui a été donné à ces morphologies en Allemagne. Les projections s'accumulent à la périphérie du cratère, en général sous forme d'un croissant ou anneau pyroclastiques.

Il arrive qu'une élévation locale de température, par exemple parce qu'un réservoir magmatique est proche, provoque la vaporisation d'eau contenue dans le sous-sol.

Si la pression excède la résistance des roches, des explosions violentes se produisent, sans intervention directe du magma. Ces éruptions gazeuses sont dites «phréatique» .

Un cratère semblable au maar est créé caractéristique des produits formés est l'absence de matériaux volcaniques frais : les brèches sont constituées exclusivement de roches anciennes pulvérisés par les explosions.

L'étude de ces produits volcano-sédimentaires nécessite plusieurs classifications. Celles-ci permettent de comprendre et d'interpréter le changement du dynamisme au cours d'une activité volcanique et ce d'un massif à un autre ou au sein du même massif.

Ces classifications permettent aussi d'expliquer le mécanisme de mise en place des divers produits pyroclastiques et enfin d'établir une synthèse dynamique de l'ensemble des massifs

I -Classification des produits pyroclastiques:

Les plus anciennes classifications relatives aux produits pyroclastiques remontent à 1932 (Wenworth et Williams) et 1940 (Blythe.)

Les unités utilisées sont la nature du matériel et sa couleur.

Shatalov et Blokhina (1937) donnent une classification portant sur des mélanges de roches et leurs pourcentages en éléments volcaniques.

- Roches pyroclastiques

100% de fragments pyroclastiques.

- Tuffites.

Pyroclastique >50%, sédimentaires (épiciastiques) <50 %

- Roches tuffogènes

Pyroclastiques <50 % sédimentaires >50%

Fischer (1964) modifie cette classification et la complète en y associant la taille des grains.

Le tableau (04) regroupe leurs principales subdivisions.

Melesi (1976), propose une autre classification granulométrique qui figure dans le tableau (II).

Schmidt et al (1981), présentent une nouvelle terminologie en fonction de la nature du dépôt, de sa genèse et de la granulométrie des éléments (tableau III).

Une définition précise des différents produits pyroclastiques y est développée. Les définitions du matériel pyroclastique utilisé dans notre travail proviennent des classifications de Melesi et al (1976) et de Fischer (1974) complémentaires.

Prédominant Corain size(mm)	Autoclastic	Pyroclastic	Epiclastic	Equivalent non génétique terms
256	Flow Breccia	Pyroclastic Breccia	Epiclastic volcanic Breccia	Volcanic Breccia
64	Autobreccia Intrusion Breccia	Agglomirale	Epiclastic volcanic Conglomerale	Volcanic conglomerale

2	tuffisite	Lapillistone	Epiclastic volcanic Sandstone	Volcanic claystone
1/16		Coarse Tuff		
1/256		fine	Epiclastic volcanic claystone	

Tableau 04: Classification des roches composées de fragments volcaniques(D'après Fischer, 1964.)

Taille des éléments de la phase dominante (mm)	Dépôts indurés (phase dominante)
2000 à 200	Brèche (à gros blocs)
200 à 20	Brèche (à petits blocs)
20 à 2	Tuf graveleux (lapillis)
2 à 0,2	Largeur d'une mine à crayon
	Sable ou tufs sableux (granules)
0,2 à 0,02	Limite du pouvoir séparateur de l'œil
	Cendres grossières (poussières)
	Cendres fines (poussières)
0,02 à 0,002	Cendres ultra-fines (poussières)
0,002	

Tableau 05: classification granulométrie d'après Miesi (1976)

Clast size	pyroclastic dépôt	
	Mainly consolidated : tephra	Mainly unconsolidated: pyroclastic rock
Bomb, block.	Agglomerate bed of blocks or bombs, block tephra	
64 mm larger, bed of lapillis or lapilli	tephra	lapillituff.
2 mm		
coarse ash grain	coarse (ash) tuff.	
	Fine Ash (dust)	fine (Ash) tuff
1/16 mm fine ash grain (dust grain)		

Tableau 06: Classification des produits pyroclastiques et la nature des dépôts (d'après Schmidt, 1981).

II. Dynamisme du flanc Sud du Djebel Fillaoucène :

L'étude géologique et pétrographique du massif Fillaoucène met en évidence deux grands épisodes volcaniques majeurs d'âge Mio-Plio-quadernaire. (Bendoukha 2008)

L'observation minutieuse des différents produits volcaniques émis par les centres éruptifs a permis de reconstituer les différentes étapes qui ont favorisé le déroulement de l'activité volcanique.

1. Premier Episode volcanique

Le premier épisode volcanique majeur du flanc sud du Djebel Fillaoucène, s'est manifesté pendant le Miocène. Il est marqué par l'épanchement de la coulée noire du groupe F1.

Celle-ci s'est mise en place à la faveur d'une facture qui a permis la montée du magma basaltique entre les assises marneuses du Miocène du 2ème cycle post-nappe.

L'absence de produits pyroclastiques indique un dynamisme effusif pour ce premier épisode volcanique majeur.

2. Deuxième épisode volcanique

Le deuxième épisode volcanique majeur s'est manifesté après la mise en place du niveau conglomératique rougeâtre d'âge Pliocène .

Ce dernier est d'abord suivi par un réajustement isostatique et installation d'un paléosol puis apparition de fracture qui laisse remonter des produits effusifs et pyroclastiques.

Cet épisode de type strombolien, est caractérisé par des produits de projection (scories brunes et bombes scoriacées) ainsi que les laves basaltiques des groupes pétrographiques F2, F3 et F4. (Bendoukha 2008)

III. Dynamisme du massif volcanique de la Basse Tafna :

Introduction :

L'étude géologique et pétrographique des produits éruptifs de la Basse Tafna, ont mis en évidence quatre grands épisodes volcaniques majeurs que nous allons passer en revue successivement.

1.L'épisode effusif du Miocène

Le premier épisode volcanique majeur, s'est manifesté pendant le miocène dans la rive gauche de la Basse Tafna. Il est marqué par la mise en place de la coulée prismée à cristaux de pyroxènes et d'olivine (coulée du groupe basaltique B₁). (Photo)

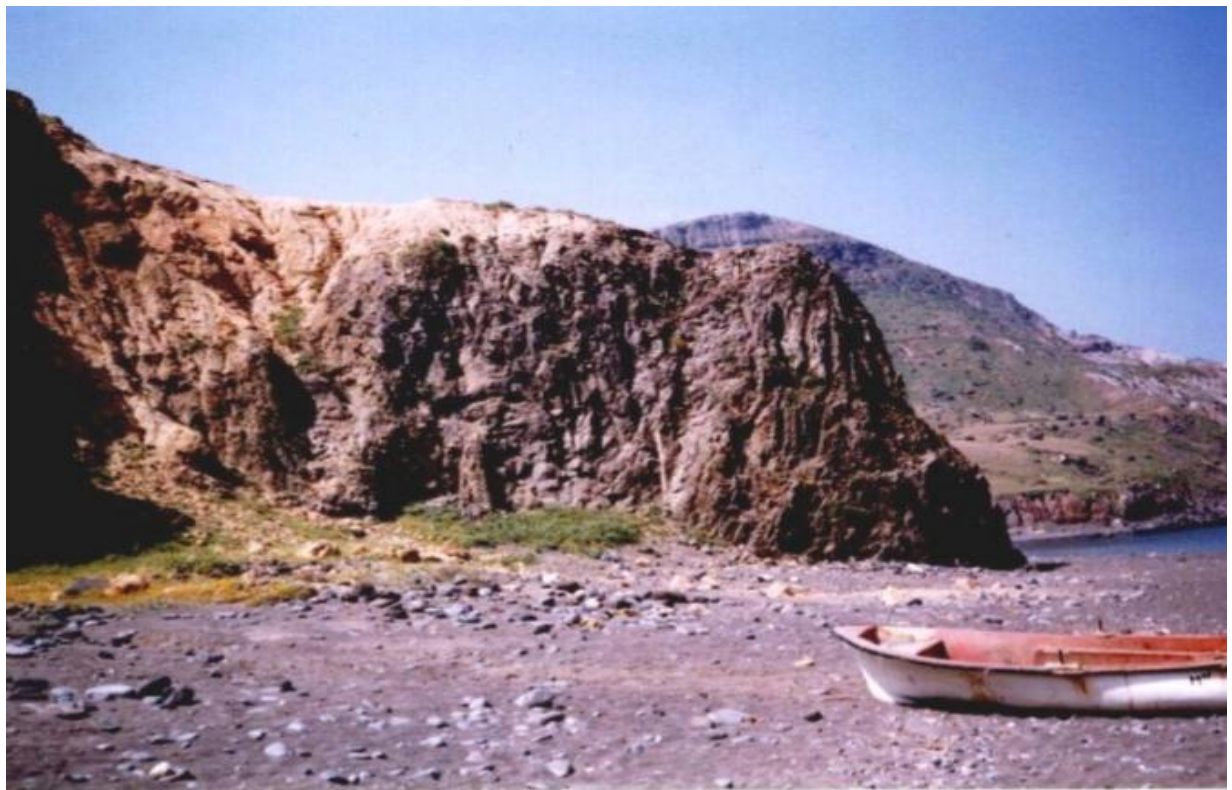


Photo : coulée miocène (rive gauche de la Basse Tafna: Bendoukha 2008)

Ce premier épisode de type effusif ne se retrouve nulle part dans la Basse Tafna. La bouche d'émission responsable de la mise en place de la coulée de ce type de basalte serait en mer.

Cet épisode volcanique majeur de type effusif s'est mise en place à la faveur d'une fracture qui a permis la montée du magma basaltique vers la surface et son installation entre les assises marneuse du Miocène supérieur du 2ème cycle post-nappes.

L'absence de produit de projection confirme le dynamisme effusif pendant le miocène terminal dans la rive gauche de la Basse Tafna.

2. L'épisode inférieur de type strombolien

Le premier épisode volcanique majeur s'est déroulé entre -2.74 et -2.55 Ma et s'est manifesté en rive gauche dans les volcans de Ras Amara, d'El Gloub, de Bouakil, de Douar Ksabi, de Gdid Chouk, de Sidi Rahmoun et en rive droite par ceux du Khouidam, du Cap d'Ara, du Fort Belinsi, de Kerkour El Aryas et de Sidi Abdallah.

Cet épisode volcanique est marqué par la mise en place de produits de projection (bombes et scories brunes) et par l'épanchement des coulées sombres des groupes pétrographiques B2 et B3. Il est en général de type strombolien.

Le volcan d'El Gloub se différencie par rapport aux autres par la prépondérance des produits effusifs. Cet épisode se termine par une importante phase de repos soulignée par la présence de paléosols.

3. L'épisode phréatomagmatique :

Le deuxième épisode volcanique majeur est de type phreatomagmatique. Il correspond à la mise en place des produits pyroclastiques de l'ensemble B₄ et ce entre - 2.74 et - 2.55 Ma.

D'après la description des auteurs sur la phréatomagmatisme (Bendoukha 1987, Bendoukha 2008 Milesi 1976, Schmidt 1981,) en insistant sur le mode de dépôt des produits pyroclastiques. Il introduit la notion de tufs.

En définitive, selon tous ces auteurs, les principaux caractères qui permettent de définir une activité phréatomagmatique sont la présence au niveau du volcan

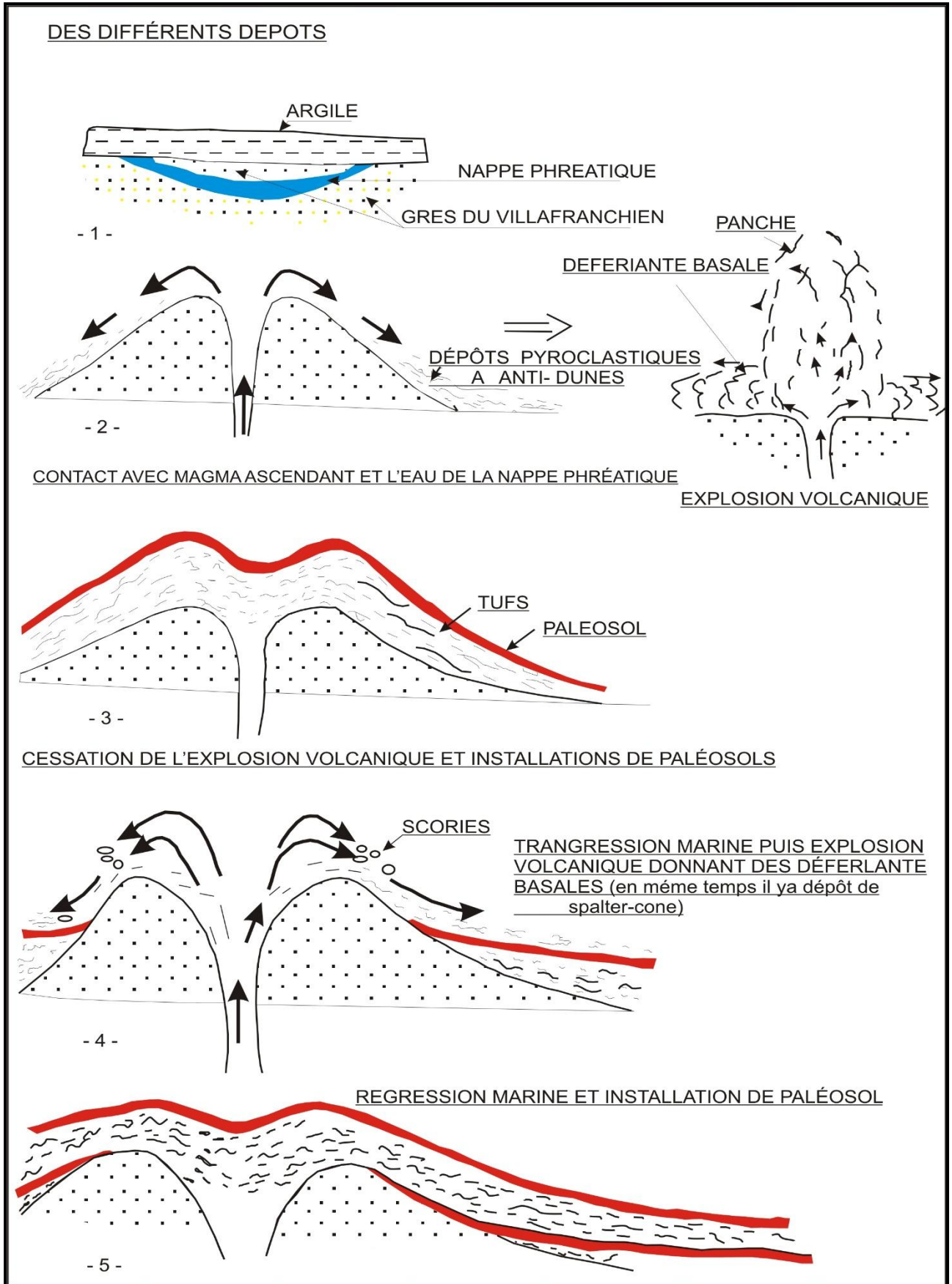
- De blocs fichés.
- De figures d'anti-dunes.
- De lapillis accréionnaires
- De gouttes de cendres pisolithiques.
- De trace d'impacts.
- De balles de boue.
- De tufs à lapillis.
- De cinérites.
- De "Spatter cônes".
- D'édifice de type maar.
- De cône de tufs.
- D'anneaux de tufs.
- Des fragments de scories noires dans les niveaux de tufs et de tuffites.

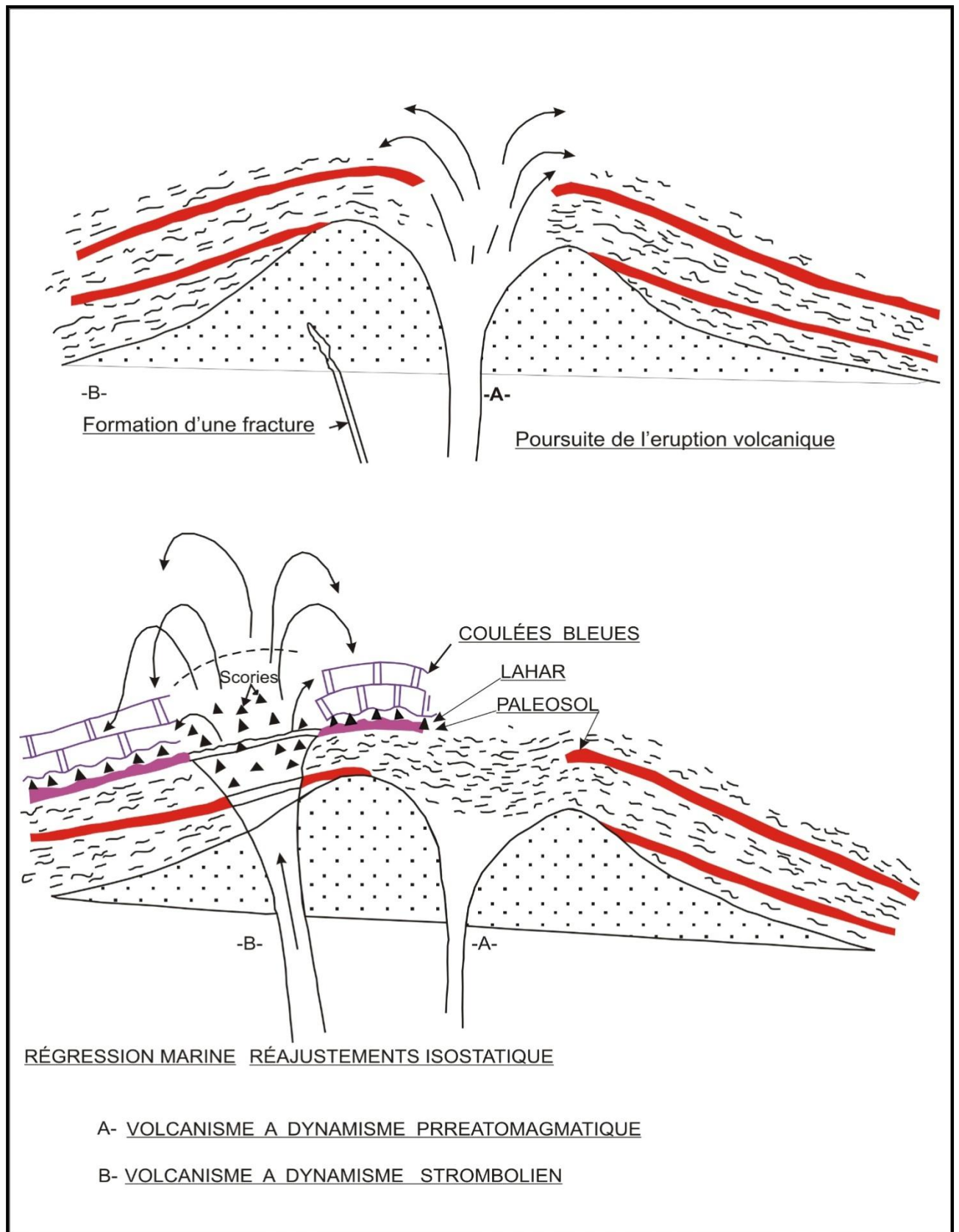
Tous ces éléments sont provoqués par les déferlantes basales lors des explosions phréatomagmatiques.

IV. Interprétation Dynamique et Mécanisme de mise en place des Produits Pyroclastiques:

Les dépôts volcano-sédimentaires du massif de la Basse Tafna sont ceux émis par le centre éruptif du Fort Belinsi. Les observations macroscopiques et microscopiques de ces produits pyroclastiques ainsi que leur analyse séquentielle montrent que cet épisode volcanique majeur est de type phreatomagmatique.

Il est en effet caractérisé par un volcanisme à dynamisme très explosif, dans lequel l'eau a joué un rôle important. Ainsi, les manifestations volcaniques qui sont à l'origine de ces dépôts que l'on retrouve en grande quantité au niveau du maar du Fort Belinsi, ont pu se succéder de la manière suivante :





(Fig.17) Déroulement des éruptions Phreatomagmatiques dans la Basse Tafna

Le magma, lors de son ascension vers la surface, va rencontrer une nappe phréatique qui occupait probablement les grés du Villafranchien.

La pression de vapeur d'eau qui va alors se développer, provoquera à un certain moment la phase d'explosion. Les roches sont alors pulvérisées et projetées vers le haut. En même temps qu'un panache chargé de fines particules, de blocs centimétriques à décimétriques et de vapeur d'eau s'élève vers le ciel. L'éruption volcanique se poursuit.

Les explosions grandissent le cratère et se traduisent par un intense brassage des matériaux en profondeur et l'élaboration de mélange de vapeur d'eau et de fragment de roches du substratum gréseux.

Les explosions se poursuivent. La colonne principale du panache s'élève verticalement. Elle est accompagnée par les projections de scories, de blocs de lave basaltique et de fragments carbonatés (2-10 cm de diamètre) arrachés au substratum d'âge Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

A la base de la colonne, se développe un nuage en forme d'anneau concentrique, chargé de gaz et d'éjecta (la déferlante basale) qui se déplace horizontalement, à grande vitesse de façon centrifuge, à la manière des ondes provoquées par l'impact d'un objet sur une surface liquide.

Les explosions se poursuivent, d'autres déferlantes basales se forment. Elles ont déposé un matériel volcano-sédimentaire constitué de tufs à lapillis à granoclassement positif. Ces dépôts montrent des figures d'anti-dunes marquées par la présence des surfaces obliques séparées par des surfaces planes, blocs fichés et des traces d'impacts.

Ces matériaux vont recouvrir de grandes étendues et se retrouvent près de l'aquarium de la ville de Beni Saf en rive droite de la Tafna et le long des falaises jusqu'au volcan de Boukeltoum en rive gauche de la Tafna.

Dans le nuage volcanique qui se déplace, les fines particules suspendues (grains de quartz et ferromagnésiens) vont être soudées par de la cendre volcanique plus ou moins humide, de couleur beige brunâtre et en tombant, forment suivant la taille, les lapilli accréionnaires les balles de boue, les pisolithes et les gouttes de cendres pisolithiques.

Ces explosions ont donné naissance à divers dépôts de formation A (méga séquence inférieure). Après ces manifestations éruptives intenses, succède une période de calme qui se traduit par la présence d'un paléosol.

Une transgression marine va ensuite provoquer de nouveau la reprise de l'activité volcanique. La lave va entrer en contact avec l'eau de mer.

La formation volcano-sédimentaires va ainsi se mettre en place la présence de bancs de Spatter cône (scories soudées) de 1 m d'épaisseur vers le haut de ce second ensemble qui indique une violente explosion pendant cette éruption.

Une deuxième période de calme va se produire avec une régression marine et installation d'un paléosol à trois horizons. L'éruption volcanique va reprendre de nouveau après une transgression de la mer et donner lieu à la formation du troisième ensemble de la formation volcano-sédimentaire.

***En définitive**, les éruptions volcaniques du centre éruptif du Fort Belinsi, étaient violentes. Les dépôts pyroclastiques se sont épanchés sur une grande étendue.

Ils sont constitués de tufs à lapillis, de tuffites, de niveaux pisolithiques, de tufs à lapillis accréionnaires, de cinérites et de spatter cône. Ces dépôts dessinent dans l'espace la structure d'un maar.

4. L'épisode supérieur de type strombolien

Le quatrième épisode volcanique majeur, auquel sont rattachés les produits effusifs et pyroclastiques des groupes pétrographiques B₄, B₅ et B₆ a débuté de - 2.33 et s'est achevé à - 1.41 ma.

Il s'est manifesté en rive droite de la Tafna dans les centres d'émission du Fort Belinsi, d'El Bradj, d'El Kalkoul, de Biramdane, de Gaadat El Ghouzlane et en rive gauche de la Tafna dans celui de Boukeltoum et de Tafardjoun.

Il est caractérisé par des coulées gris bleutées et coulées bleues à structure en dalles des ensembles B₄ et B₅, ainsi que par des produits de projection (bombes scoriacées en forme d'amygdale, de taille décimétrique et scorie de couleur brun rougeâtre).

Ainsi que celle qui le relie à l'île volcanique (Cap d'Acra), montrent le changement du dynamisme de ce même appareil. Il est devenu strombolien, très explosif.

Ces coupes indiquent aussi la position stratigraphique qu'occupe le lahar par rapport aux coulées et aux produits pyroclastiques.

Ce dernier, ravine la formation volcano-sédimentaire du second épisode, ainsi que le mince niveau de paléosol. En fin, il est recouvert par deux coulées bleues, peu prismées.

A la base du volcan de Sidi Aïssa (rive gauche), on note la présence d'un mince niveau de cendres volcaniques de couleur gris verdâtre indiquant un dynamisme aérien.

En définitive, le quatrième épisode volcanique majeur de type strombolien, s'est manifesté dans plusieurs volcans de la Basse Tafna. Celui-ci est caractérisé par des produits de projection (scories brunes, bombes, cendres volcaniques, lahar) et effusifs.

Le lahar et les tufs lités du volcan du Fort Belinsi et de Biramdane montrent et révèlent le dépôt des produits de projection dans un milieu aquatique représenté probablement par un bras de mer.

Le dynamisme du centre éruptif de Boukeltoum et de Sidi Aïssa, vu la grande quantité de lave basaltique rejetée par ces centres et qui recouvre une grande superficie est de type plutôt effusif.

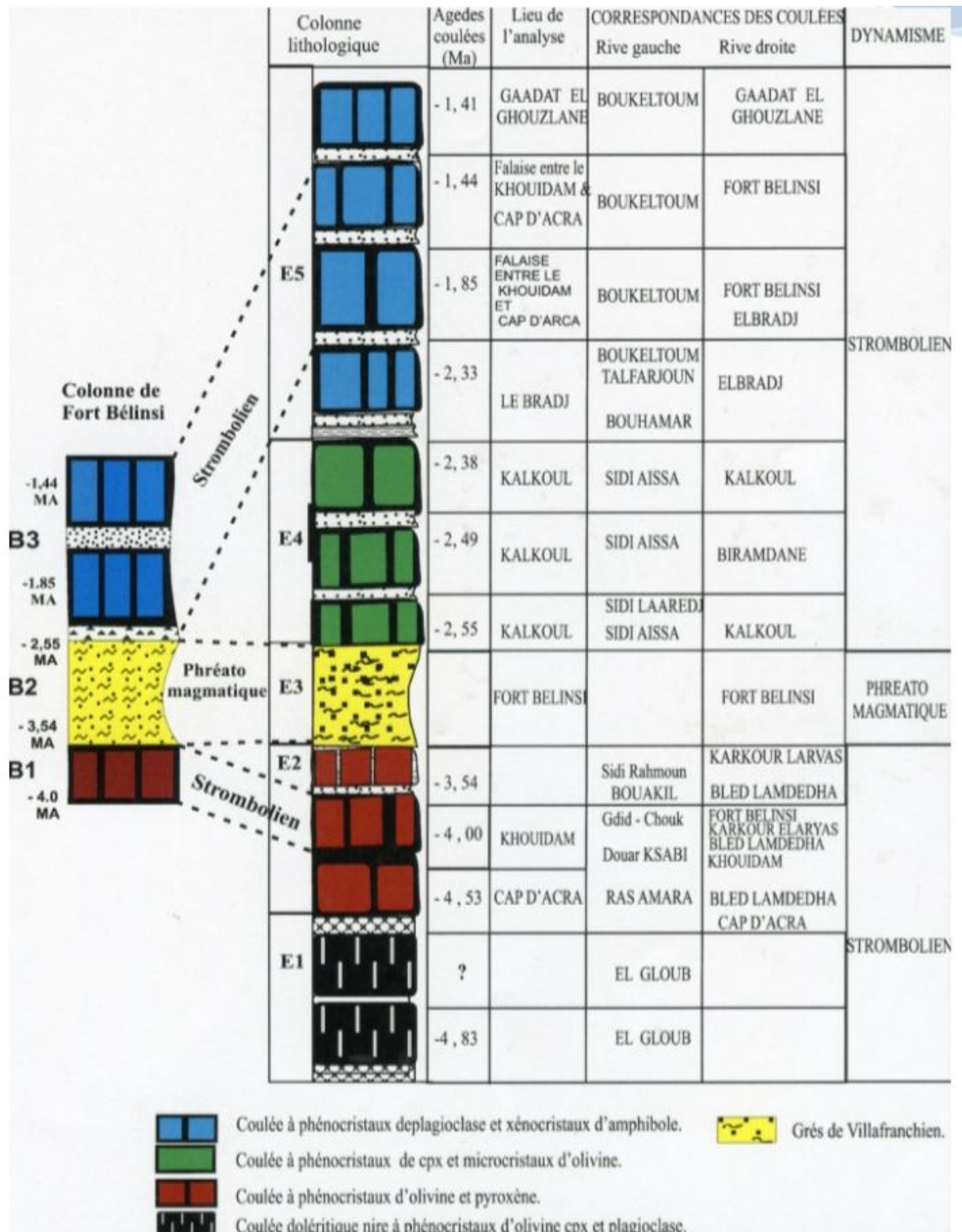


Fig 18: position stratigraphique des produits éruptifs du Fort Bélinsi et leur corrélation D'après Bellon et Guardia, 1980

V. Dynamisme du volcanisme d'Ain Témouchent:

L'observation des diverses formations volcaniques, ainsi que l'étude pétrographique, mettent en évidence 4 grands épisodes volcaniques majeurs. (Fig.).

1. Le premier épisode phréatomagmatique :

Le massif volcanique d'Ain Témouchent a connu sa première activité volcanique au Pliocène supérieur (Bendoukha, 2008).

Cet épisode phreatomagmatique, s'est développé suite à la transgression marine qui a affecté la région. Il a mis en évidence des centres d'émission en forme de cône, d'anneau de tuf ou de maar.

Les produits pyroclastiques rejetés sont des dépôts volcano-sédimentaires représentés par des tufs à lapilli à éléments grossiers, moyens et fin, des tuffites, des cinérites, des niveaux de pisolithes et des lapilli accretionnaires, des cendres volcaniques, des balles de boue de 10 à 15 cm de diamètre et des blocs fichés. Ces dépôts montrent des figures d'anti-dune de 2 voir par endroit 4m d'amplitude témoignant de violentes explosions volcaniques avec des déferlantes basales.

2. L'épisode strombolien inférieur:

Le deuxième épisode volcanique majeur qui s'est manifesté au massif d'Ain Témouchent, a pris naissance à partir de -1,7 et s'est achevé vers - 1.5Ma (Bellon et Guardia, 1980). Cet épisode très explosif est représenté dans la partie orientale du massif d'Ain Témouchent par les centres de Hamar Brarcha,

Dokma, Hamar Tizi, El Medjehri, Douar Chafaa, Necissa, Hammar Karmous en Sara et dans la partie occidentale par les volcans de Dzioua, Berbous, Aïn Guerriane et Hamar El Makla. Cet épisode de type strombolien est caractérisé par les coulées gris noir (notées T₃) à phénocristaux d'olivine et pyroxène ainsi que par les produits pyroclastiques telles que les scories brunes, brèches et les bombes volcaniques. L'activité volcanique de cet épisode se termine par une période de calme, traduite par l'installation de paléosol d'un seul horizon rougeâtre indiquant un milieu aérien.

3. Le second épisode phreatomagmatique:

Le dynamisme du troisième épisode volcanique majeur est de type phrèatomagmatique s'est développé entre - 1.5 et 1.28 Ma (Coulon et al, 2002). L'épaisseur de cette formation volcano-sédimentaire, ainsi que les grandes superficies qu'elle recouvre, montre que le contact entre le magma ascendant et l'eau apportée par la transgression marine qui s'est déroulée à cette époque était important. Contrairement à la structure de maar observée dans le volcan Fort Belinsi, situé dans la Basse Tafna, les dépôts volcano-sédimentaires dessinent dans le massif d'Aïn Témouchent des structures d'anneaux de tufs et de cône de tuf. Cet épisode est représenté par les centres éruptifs de Benghana, Hamar S 'Nidig, Dokma, Hamar Bracha ainsi que par le Dzioua, Sidi Ben Adda et Koudiat Berbous.

Le contact entre le magma ascendant et l'eau, lors de la transgression marine a donné naissance à des dépôts pyroclastiques constitués essentiellement de tufs à lapillis à éléments grossiers à la base, moyens et fins au sommet, ainsi que des niveaux de tuffites, de cinérites ondulées, des bancs de lapillis accréionnaires des balles de boue et gouttes de cendres pisolithiques.

Cette formation volcano-sédimentaire compte 23 séquences élémentaires, caractérisant chacune une éruption volcanique de type phréatomagmatique. Ces dépôts pyroclastiques présentent des figures d'anti-dunes marquées par des bancs de cinérite ondulée, soit par des stratifications obliques séparées par des surfaces planes.

Ces figures sont interprétées, comme étant le résultat d'un dynamisme phréatomagmatique, où les déferlantes basales étaient violentes et importantes (Fischer, 1967; Michael et Sheridan, 197; Boucarut et Crevola, 1972; Bendoukha, 1987).

Ces dépôts dessinent dans le Dzioua ainsi que Benghana un anneau de tuf et à D okma un cône de tuf. Ces deux types de structure différent entre eux par:

- l'épaisseur, la consolidation et l'angle des lits de tufs ;
- la prépondérance des figures d'anti-dune ;
- le pendage des strates ;
- le diamètre du cratère.

Les principaux caractères qui permettent de définir la présence d'un anneau de tufs sont:

- les angles des lits de tufs sont faibles et compris entre 0° et 10° ;
- les lits de tufs à lapillis sont faiblement consolidés ;
- les lits ont une épaisseur moyenne de 1 à 7 cm ;
- la prédominance des lits ondulés avec figures d'anti-dunes et fréquente ;
- les matériaux constitutifs de l'anneau de tufs contiennent moins de 10% d'élément du substratum ;

- Les strates présentent un pendage centrifuge, à la manière des ondes provoquées par l'impact d'un objet sur une surface liquide.

L'installation de la formation volcano-sédimentaire de cet épisode s'est réalisée de la manière suivante: En remontant vers la surface, le magma basaltique rencontre l'eau ramenée par la transgression marine qui s'est effectuée à cette époque. La chaleur dégagée par la lave va transformer l'eau en vapeur. L'augmentation de la pression de vapeur d'eau va provoquer une violente explosion. Il en résulte l'ouverture du cratère et l'élévation verticale d'un panache chargé de fines particules, de blocs arrachés au substratum, des scories et bombes volcaniques.

La colonne de panache s'élève verticalement vers le ciel. Elle est accompagnée par la projection de scorie, des fragments de lave basaltique et du substratum de nature carbonaté.

A la base de cette colonne, se développe un nuage chargé de gaz et d'éjecta. Il représente les déferlantes basales qui se déplacent de manière centrifuge et à très grande vitesse.

Ces nuages vont déposer les produits volcano-sédimentaires qui sont constitués par une alternance rythmique de tufs à lapillis à éléments grossiers, moyens et fins, de cinérites, de cendres volcaniques et de gouttes de cendres pisolithiques, de lapillis accréionnaires, de Tuffites et de balles de boue.

L'ensemble de ces dépôts montre un granoclassement positif et de nombreuses figures d'anti-dunes avec des blocs basaltiques fichés ainsi que des traces d'impacts.

Selon l'ouverture du cratère et selon la vitesse de propagation des fines particules suspendues dans le panache et dans les nuages de la déferlante basale, ces dépôts dessinent des structures de cônes de tuf ou d'anneaux de tuf.

Dans le massif d'Aïn Témouchent, les structures d'anneaux de tuf occupent une grande place et ce sont eux que nous avons rencontré dans la majorité des cas.

L'analyse séquentielle détaillée de ces produits pyroclastiques prise dans le flanc sud-est du volcan de Benghana, a relevé 23 éruptions assez violentes à déferlantes basales.

La fin de cet épisode volcanique phréatomagmatique est marquée par l'arrêt du magma ascendant, ainsi d'une régression marine puis d'un réajustement isostatique et enfin d'une installation de paléosol, témoin d'une émergence.

4. L'épisode strombolien supérieur.

Le quatrième épisode volcanique majeur est de type strombolien (Fig.52). Cet épisode s'est déroulé entre - 1.28 et - 0.82 Ma. Il marque la fin des éruptions volcaniques dans l'Oranie nord occidentale.

Il est représenté par les centres d'émission de Benghana, Dzioua, Hammar Ank El Djemel, Hamar s'nidig, Hamar Dokma, El Medjehri, Douar Chafaa, Sidi Ben Adda, Dokma, Koudiat Berbous, Argoub El Ham, Aïn Guerriane et Hammar Makla.

Les laves rattachées à cet épisode sont de couleur gris-claire. Les coulées inférieures renferment des cristaux de pyroxène de plagioclase, alors que celles du sommet sont aphanitiques.

Les produits pyroclastiques qui le caractérisent sont des bombes volcaniques et des brèches scoriacées de couleur brun rougeâtre.

En définitive, le volcanisme d'Ain Témouchent présente 4 grands épisodes volcaniques majeurs.(Bendoukha 2008).

- Un épisode inférieur de type phreatomagmatique
- Un épisode moyen de type strombolien.
- Un épisode moyen de type phrèatomagmatique.
- Un épisode supérieur de type strombolien.

Les dépôts volcano-sédimentaires recouvrent une grande étendue et dessinent le plus souvent des anneaux de tufs.

L'édification de la formation volcano-sédimentaire s'est établie à la suite de 23 éruptions de déferlantes basales en une seule fois, contrairement à celle de la Basse Tafna qui a été édifiée en 2 moitiés au volcan du Fort Bélinsi (rive droite de la Tafna)

- L'épisode supérieur de type strombolien est caractérisé au massif d'Ain Témouchent par des produits effusifs (coulées à pyroxène et coulée aphanitique) et pyroclastiques (scories brunes et bombes scoriacées).

Le changement du dynamisme dans le massif d'Ain Temouchent est régi est régi par les fluctuations marines marquées par des transgressions et régressions marines, suivies de réajustement isostatique et installation de paléosols. Beaucoup de centres d'émission ont changé de dynamisme durant leur activité volcanique

Conclusion générale

Conclusion générale

L'Oranienord occidentale a été le siège d'importantes manifestations volcaniques d'âge mio-plio-quaternaire.

Pour le volcanisme alcalin plio-quaternaire, les dépôts pyroclastiques dessinent des structures morphologiques variées : des cônes stromboliens, des cônes ou des anneaux de tufs de diamètre kilométrique ainsi que des maars.

L'activité éruptive alcaline d'Oranie se caractérise par un changement de type de dynamisme. Les émissions volcaniques se sont effectuées à des âges variés à la faveur de trois types de dynamisme : effusif, strombolien et phréatomagmatique.

Les éruptions effusives datées du Miocène se sont produites uniquement à l'Ouest de l'Oranie plus particulièrement dans la rive gauche de la Basse Tafna et sur le flanc Sud du Djebel Fillaoucène.

L'étude volcanologique a fait ressortir des structures volcaniques particulières.

En effet dans le massif de la Basse Tafna plus particulièrement au niveau du volcan le Fort Belinsis'est développé suite aux éruptions phréatomagmatiques un maar d'environ 200m de diamètre.

Ce dernier laisse apparaître sur son flanc sud et flanc nord tout un ensemble de produits pyroclastiques mis en place à partir des déferlantes basales (Bendoukha 2008)

Conclusion générale

.Ces dépôts se sont développés suite à des fluctuations marines et niveau aquifère de la nappe phréatique vers - 2.74Ma.

Ces dépôts révèlent toutes les caractéristiques d'éruption phreatomagmatique. Dans le massif d'Ain Temouchent plusieurs structures liées au phreatomagmatisme se sont développées dans plusieurs centres d'émission.

En effet ces structures sont soit des cones de tufs ou tout simplement des anneaux de tufs. ces structures montrent des flancs pyroclastiques dont le pendage des flancs ne dépasse pas les 20° contrairement au maar du fort Belinsi (pendage supérieur à 30°).

En définitive les dépôts pyroclastiques de la Basse Tafna et d'Ain Temouchent sont liés aux éruptions phreatomagmatiques.

Ils témoigneraient une profondeur en mer ne **dépassant pas 300m** pour le développement de la structure de **type maar** et une profondeur **comprise entre 300 et 800m** pour les structures de **cones de tufs** ou **d'anneaux de tufs** d'Ain Temouchent

L'étude dynamique du volcanisme mio-plio-quaternaire révèle un changement de dynamisme dans l'ensemble des massifs volcaniques de l'Oranie nord occidentale :

Le flanc sud du Djebel Fillaoucène révèle deux grands épisodes volcaniques majeurs.

Conclusion générale

Le premier, de type effusif pendant le miocène, le second de type strombolien pendant le plio-quaternaire.

Le massif éruptif des Souhalia a connu un seul épisode volcanique majeur de type strombolien

Le complexe volcanique de la Basse Tafna, met en évidence quatre grands épisodes volcaniques majeurs :

Le premier épisode volcanique majeur, s'est manifesté pendant le miocène dans la rive gauche de la Basse Tafna. Il est marqué par la mise en place de la coulée prismée du groupe B₁.

La bouche d'émission responsable du développement de cet épisode effusif serait en mer.

Le second épisode volcanique majeur est marqué par la mise en place de produits de projection (bombes et scories brunes) et par l'épanchement des coulées noires et gris noires des ensembles B₂ et B₃ Il est en général **de type strombolien**.

Le volcan d'El Gloub se différencie par rapport aux autres par la prépondérance des produits effusifs. Cet épisode se termine par une importante phase de repos soulignée par la présence de paléosols.

Le troisième épisode volcanique majeur est de **type phréatomagmatique**. Il a connu son développement au niveau du maar du maar du Fort Belinsi.

Il est caractérisé par les dépôts volcano-sédimentaires constituées de tufs à lapillis, de cinérites, de cône de tufs, d'anneaux de tufs, de fragments de

Conclusion générale

scories noires dans les niveaux de tufs et de tuffites, de gouttes de cendres pisolithiques, de balles de boue, de traces d'impact et figures d'anti-dunes.

Tous ces éléments sont provoqués par les déferlantes basales lors des explosions phréatomagmatiques.

Le quatrième épisode volcanique majeur est de **type stromboliens**. Il est caractérisé par des coulées des groupes pétrographiques B5 et B6 et des produits de projection (bombes scoriacées en forme d'amygdale, de taille décimétrique et scorie de couleur brun rougeâtre).

Au volcan du Fort Bélinsi, il est aussi caractérisé par un **lahar** de 10 à 15 cm d'épaisseur.

Le massif volcanique d'Ain Temouchent a connu sa **première activité volcanique** au Pliocène supérieur (Bendoukha, 2008).

Cet épisode **phreatomagmatique** a mis en évidence des centres d'émission en forme de cône, d'anneau de tuf ou de maar.

Les produits pyroclastiques rejetés sont des dépôts volcano-sédimentaires représentés par des tufs à lapilli à éléments grossiers, moyens et fin, des tuffites, des cinérites, des niveaux de pisolithes et des lapilli accretionnaires, des cendres volcaniques, des balles de boue de 10 à 15 cm de diamètre et des blocs fichés.

Ces dépôts montrent **des figures d'anti-dune** de **2m** voir par endroit **4m d'amplitude** témoignant de violentes explosions volcaniques avec **des déferlantes basales**.

Conclusion générale

Le deuxième épisode volcanique majeur de **type strombolien**, est caractérisé par les coulées gris noirs (notées T₃) à phénocristaux d'olivine et pyroxène ainsi que par les produits pyroclastiques telles que les scories brunes, brèches et les bombes volcaniques.

Le troisième épisode volcanique majeur est de **type phréatomagmatique**..

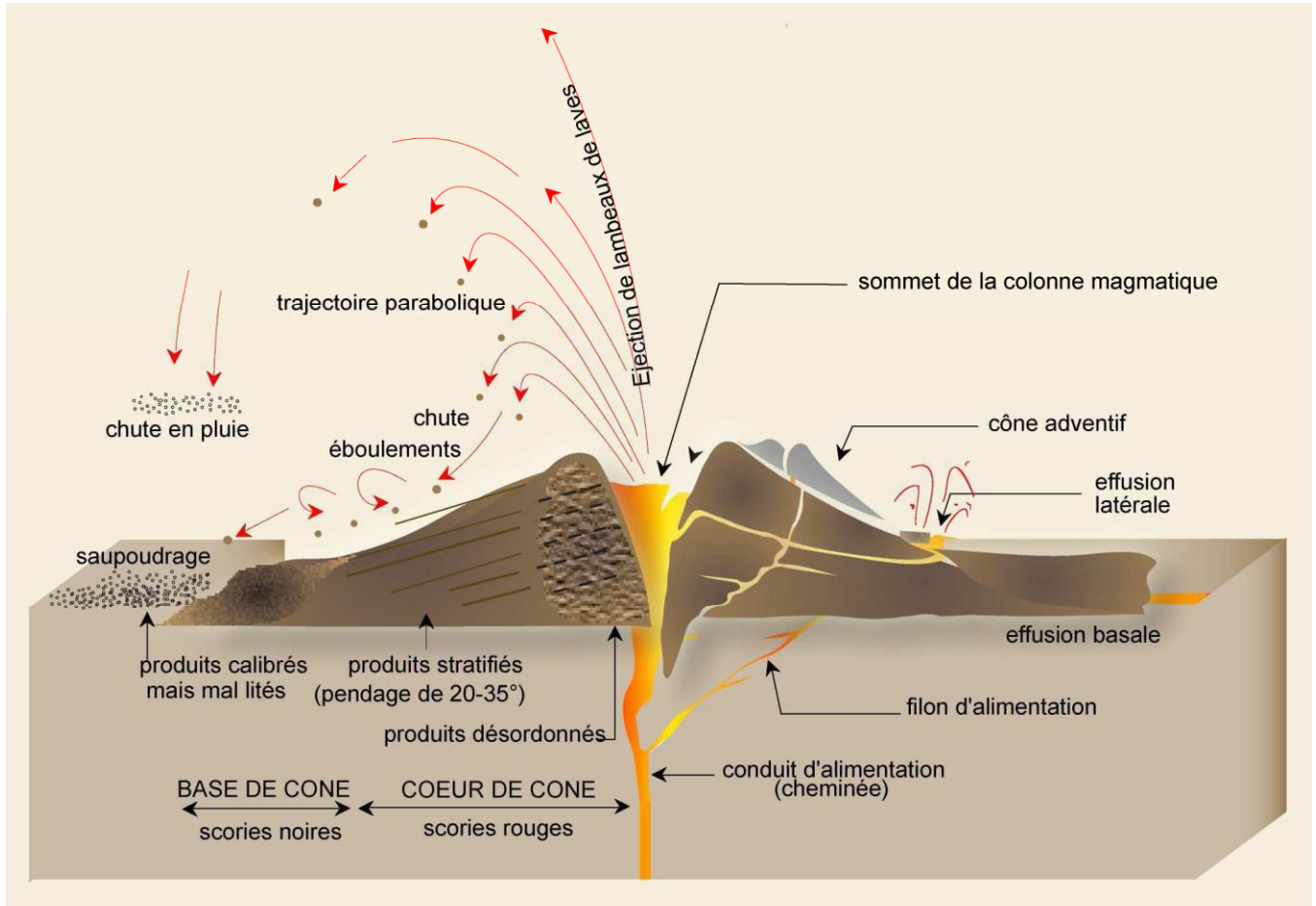
Contrairement à la structure de maar observée dans le volcan Fort Belinsi, situé dans la Basse Tafna, les dépôts volcano-sédimentaires dessinent dans le massif d'Aïn Témouchent des structures d'anneaux de tufs et de cône de tuf. L'épaisseur, la consolidation et l'angle des lits de tufs.

Le quatrième épisode volcanique majeur est **de type strombolien**. Les laves rattachées à cet épisode sont de couleur gris-claire.

Les coulées inférieures referment des cristaux de pyroxène de plagioclase, alors que celles du sommet sont aphanitiques. Les produits pyroclastiques qui le caractérisent sont des coulées (groupe T₄) et des bombes volcaniques et des brèches scoriacées de couleur brun rougeâtre.

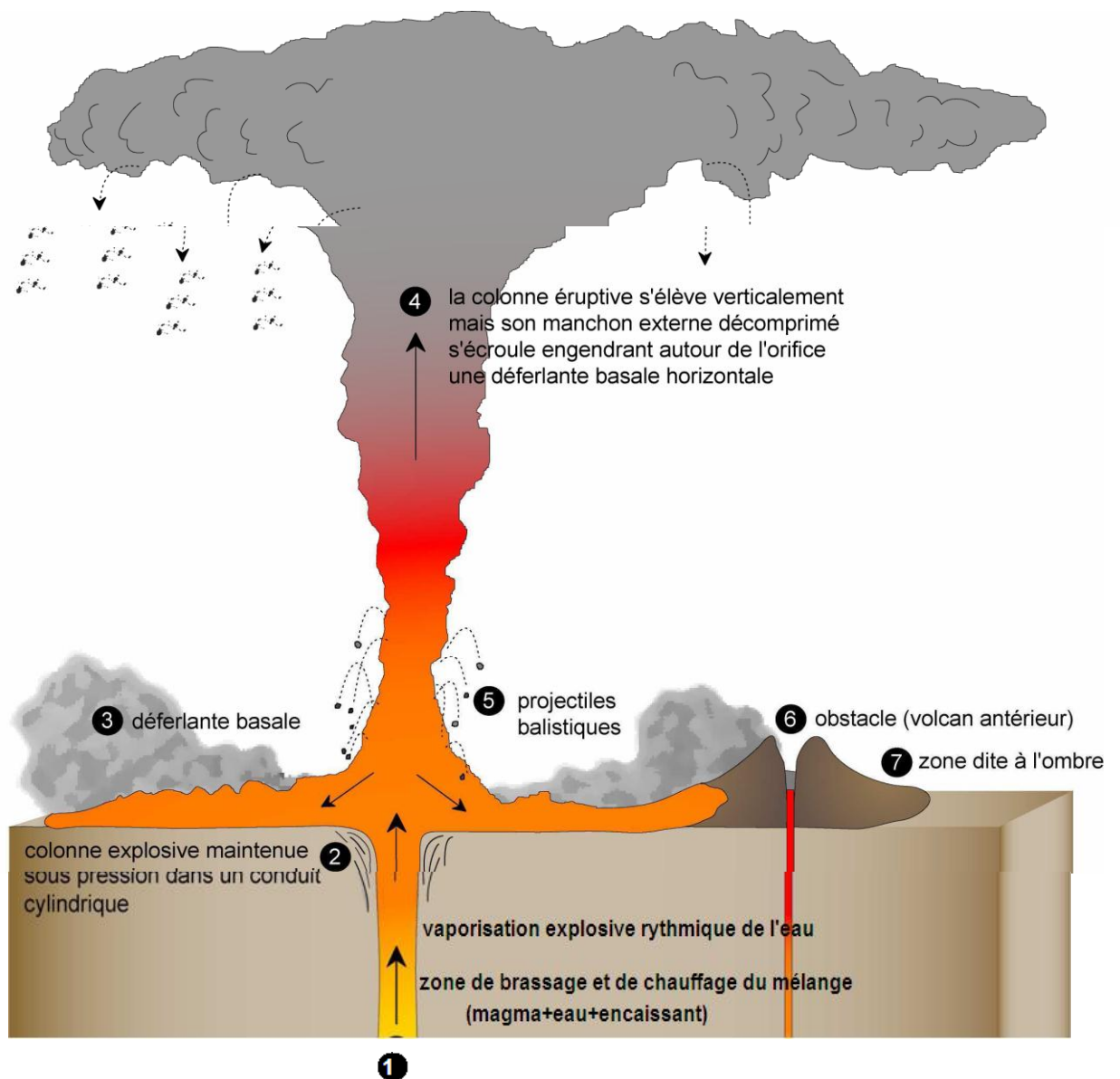
La néotectonique régionale post-collisionnelle associée à des environnements paléogéographiques particuliers, au cours du mio-plio-quadernaire, **semble avoir joué un rôle essentiel** dans **les conditions de mise en place des émissions volcaniques d'Oranie**.

ANNEXES



(Fig. 01) Schéma d'une éruption strombolienne (BRGM .2004 modifié d'après De Goër de Hervé A)..

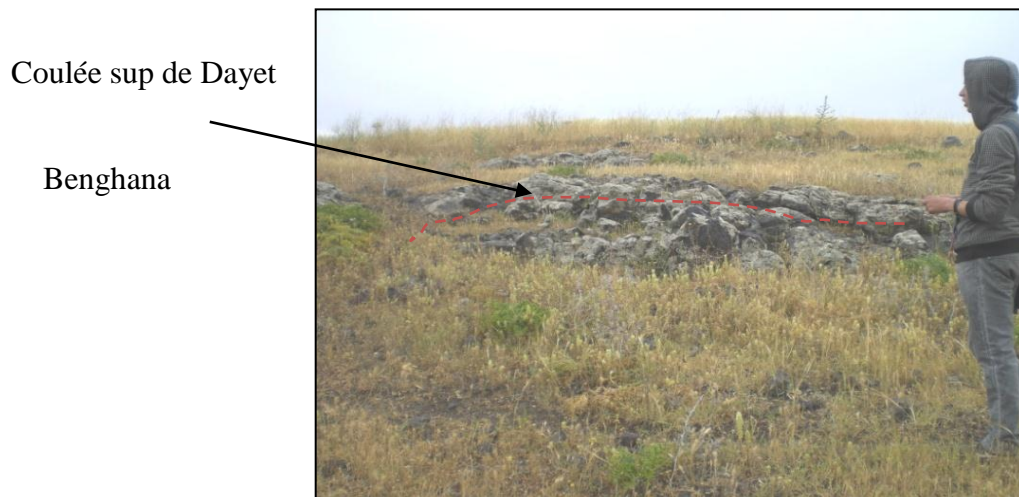
ANNEXES



(Fig. 02) Schéma d'une éruption phréatomagmatique (BRGM - 2004, modifié)

ANNEXES

D'après De Goër de Hervé A).



(Photos.01) coulée basaltique supérieure à pyroxène, olivine et sanidine de Dayet Benghana

ANNEXES



Vue du flanc nord du Fort Belinsi



Photo: formation volcano-sédimentaire

Références Bibliographiques

Abbad Z., (1993). Etude volcanologique et pétrologique des laves quaternaires de la région de Ghazaouet (Oranie). Thèse, USTHB, Alger, 100 p.

Aïté M.O et Gélard, J.P., (1997). Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande Kabylie (Algérie). Bull. Géol. France, 168, 4, 423 - 436.

Aït Hamou F., (1987). Etude pétrologique et géochimique du volcanisme d'âge miocène de la région de Hadjout (ouest algérois). Thèse Magister USTHB Alger, 269 p.

Louni-Hacini A.,(2002).La transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie(Algérie nord occidentale) Thèse Doc. D'état, USTHB, Alger, 201p., 129, pp.607-620.

Babkine (1968). Les caractères particuliers du volcanisme au nord de Montpellier : l'absarokite du Pouget ; la ferri-salite sodique de Grabels « Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., vol. 91, pp.141-150.

Bardintzek J.k., Boucarut M. et Crevola A., (1972). "Dépôts de 'déferlantes basales' (base surge) dans l'Estérel et le Dévès (Var et Massif Central français) et gouttes de cendres pisolitiques". Bull, Soc. Geo. France, 7, P. 179-190.

Belanteur, O. , Bellon, H., R.C., Ouabadi, A., Coutelle, A., Semroud, B., Megartsi, M., and Fourcade, S., (1995). Le magmatisme Miocène de l'Est de l'Algérois : géologie, géochimie et géochronologie ^{40}K - ^{40}Ar . C.R. Acad. Sci. Paris, 321, 489-496.

Belanteur, O. , Louni-Hacini, A., Bellon, H., Cotten, J., Coutelle, A., Fourcade, S., Maury, R.C., Megartsi, M., Ouabadi, A., & Semroud, B., (1998). Le volcanisme littoral d'Algérie : Nouvelles données chronologiques et géochimiques. Rapp. 35^{ième} Cong. CIESM, vol. 35, t. 1, 50-51.

Bellon, H., (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparés dans leurs cadres géochronométriques. Implications géodynamiques. Thèse d'Etat, Université Paris Orsay, 367 pp.

Bellon, H., (1981). Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: Wezel, F.C., (Ed) Sedimentary basins of Mediterranean margins, CNR Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, 341-360.

Bellon H. , Guardia, P., (1980), « Le volcanisme alcalin Plio-quaternaire d'Algérie occidentale. Etude radiométrique et paléomagnétique », Rev. De Geol.dynam. et de géograph. Phys., 22, Fasc. 3, P. 213-222.

Bellon, H., Quoc, N., Chaumont, J., and Philipet, J.C., (1981). Implantation ionique d'Argon dans une cible support : application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches. C.R. Acad Sci. Paris, 292, 977-980.

Bellon, H., Guardia, P., et Magné, J., (1984). Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie

occidentale). Conséquences géodynamiques. Géol. Méditerranéenne, XI, 255-264.

Bellon, H., Brousse, R., (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse, Bull. Soc. Géol. France XIX (7)469-480.

Bellon, H., Letouzey, J., (1977). Volcanism related to plate tectonics in the western and eastern Mediterranean, in: XXV Cong. Assoc. CIESM, Split, Technip (Ed), Paris, pp. 165-184.

Bendoukha, R., (1987). Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique plio-quadernaire de la Basse Tafna (Oranie occidentale). Thèse Magister, USTHB, Alger, 159 p.

Bendoukha, R. et al., (2008). Nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie (Algérie nordoccidentale). Vol. 20 .N3.

Berthelay, J.C., Camus, G., (1980), " Necks à prismation en grebe et phréatomagmatisme dans le Livradois Occidental (Massif Central français)", Rev. De Géol. Dynam. et de géograph. Phys., 22, Fasc. 2, P. 101-107.

Biju-Duval, B., Letouzey, J., and Montadert, C., (1978). Structure and evolution of the Mediterranean basins, In: Hsu, K.J., Montadert, L., et al., Init. Rep. DSDP, 42. - US.GOV. Print off., Washington D.C., 951-984.

Boivin, P., Gourgaud, A., (1978), « synchronisme des dynamismes de type « maar » et « strombolien » près de la Sauvetat (Sud-Dévès – Massif central français) », C.R. Som. Soc. Geol. France, Fasc. 1, P. 24-27.

Boudon.G, De GoerdeHerve.A., Vincent.P M.,(1982), “ Un modèle dynamique nouveau en contexte basaltique : Passage d’une coulée lavique à un écoulement pyroclastique. Exemples du cantal (Massif central français) », Bull. Volcanol., 45-4, P. 367-383.

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.

Bout.P., (1972), « Problèmes du volcanisme », extrait de la Revue d’Auvergne, t. 86 N° 1, P. 53-79.

Bout.P.,(1975), « Les maars, Critique d’opinion récentes », Bull. Assoc. Géogr. Franç., N° 42, P. 167-174.

Camus.G.Vincent.G.P.M.,(1983),”Discussion of a new hypothesis for the Karakatan volcanic eruption in 1883”, volcanol. Geotherm. Res., 19, P. 167-173.

Coulon, C., (1977). Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse d’Etat, Université Marseille, 385 pp.

Coulon.C., Maillet.P., Maury.R.C., (1979), « contribution à l’étude du volcanisme de l’arc des nouvelles Hébrides : données pétrologiques sur les laves de l’Iles d’Efaté ».

Coulon, C., Maluski, H., Bollinger, C., and Wang, S., (1986). Mesozoic and cenezoic volcanic rocks from central and southern Tibet³⁹Ar/ ⁴⁰Ar dating, petrological characteristical and geodynamic significance. Earth Planet. Sci Lett., 79, 281-302.

Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Hermitte, D., The transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the neogene in Oranie (Algeria): Magmatic expression of a slab breakoff.

De Jonge, M.R., Wortel, M.J.R., andSpakman, W., (1994).Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: Mediterranean region. J. Geoph. Res., 99, 12091-12108.

Durand-Delga, M., Fonboté, J.M.,(1980). Le cadre structural de la méditerranée occidentale, 26th Int.Geol. Congress, Paris, Geology of the alpine chainsborn of the Tethys, Mém.BRGM, 115, 67-85.

ElAzzouzi, M., Bernard-Griffiths. J., Bellon, H., Maury R.C., Piqué A., Fourcade S., Cotten J., Hernandez J., (1999). Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du néogène C.R., Acad. Sci Paris, 329, 95-102.

El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.L., Bellon, H., Gundogdu, N., (1998).Post-collision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. Lithos, 45,523-543.

Fenet, B., (1975). Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse Nord-

Maghrebines : Les monts djebel Tessala et les massifs du littoral oranais.
Thèse, Sci., Univ., Nice. P 301.

Fisher.R.V. Waters.A.,(1970), “ Base surge bed forms in maar volcanoes”, Amer. J. of sci., 268, P. 157-180.

Gentil., M.L., (1903). » Etude géologique du bassin de la Tafna «,
Publi. Série C.G., 2ème Série, N° 4, in-8, 425 P.

Gill, J.B., (1981).Orogenic andesites and plate tectonics. Springer –
Verlag, Berlin Heidelberg, New york, 390 p.

Girod, et al. (1978), « les roches volcaniques : pétrologie et cadre
structural «Doins éditeurs, 240p.

Glangeaud, L., (1932). Etude géologique de la région littorale de la
province d’Alger. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 2^{ième} série, n°8.

Guardia, P., (1975). Géodynamique de lamarge alpine du continent
Africain d’après l’étude de l’Oranie Nord occidentale.Thèse d’état
Univ. Nice, 289 p.

Haroun, T., (1972), “ Les volcans et la derive des continents “, Presse
Universit. De France, 132 p.

Heinken, G.H.,(1971), “Tuff ring: examples from the Fort-Rock-
ChristmasLake valley basin, south-central orégon”,Soc. Amer. Bull. 76,
N°23, P. 5615-5626.

Heinken, G.H.,(1972), “Morphology and petrography of volcanic
Ashes, Geological Soc. Amer. Bull. 83, P.1961-1988.

Heming, R.F., (1979), « Undersaturated lavas from ambittle Island, Papua New Guinea », *Lithos*, 12, P. 173-185.

Kieffer, G., (1980), “ Les explosions phréatiques et phréatomagmatiques terminales de l’Etna”, *Bull. volcanol.* 44, P. 655-660.

Kieffer, G., Camus, G., (1981), “ Manifestations dangereuses des volcans réputés pacifiques : Les éruptions et les explosions phréatomagmatiques ou phréatiques » *Rev.d’Auvergne*, 1, P.211-226.

Kieffer, G., Pomel, R.S., (1982). » Morphologie et volcanologie de Stromboli.”, *Bull.Asoc.Géogr.fraç.*, N°488, P.1-14.

Lacroix, A., (1893), « Les enclaves des roches volcaniques » Mâcon, Protat. Fr. Imp., I.Vol., 710p.

Lacroix, A., (1924), « Les caractéristiques chimico-minéralogiques des roches éruptives tertiaires de l’Algérie et des régions limitrophes » *C.R. Sco.Geol.france*, 4, XXIV, P.207.

Mauduit, F., (1978). Le magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale et ses implications géotectoniques. Intern. Cong.

Maury, R.C., (1984). Les conséquences volcaniques de la subduction. *Bull.Soc. Géol.Fr.*, 7 : 489-500.

Maury, R.C., (1993). Les séries volcaniques. *Mem. Soc.Géol. France*, “pleins feux sur les volcans”, 163: 39-55.

Marti, J., Roca, E., and Aparcio, A., (1992). Cenozoic magmatism of the Valencia trough (Western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 203, 145-165.

Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., (1996). Tectonique plioquaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la Mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167 :147-157.

Milesi, J.P., (1976), « Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon-Massif central français », Thèse de spécialité- troisième cycle de Géologie appliquée, Université de Grenoble, 197p.

Moore, J.G. Peck, D., (1962), "Accretionary Lapilli in volcanic rocks of the western continental United States" *U.S.A.J. Geol.*, 70, P. 182-193.

Moore, J. G., (1967), " Base-surge in recent volcanic eruptions", *Bull. Volcanol.* , XXX, P. 337-369.

Norman P., (1973), « Le volcanisme de la bordure Sud-Orientale du Dévès et du Plateau d'Alleyrac (velay Occidental) », Thèse 3ème cycle, Université Paris VI- 226P.

Odin, G.S., et Odin, Ch., (1990). Echelle numérique des temps géologiques : mise à jour 1990. *Géochronique* 35, 12-22.

Odin, G.S., (1994). Geological time scale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 318, II: 59-71.

Osborn, E .F., (1962), « Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions, *Amer. Mineral*, 47, P. 211-226

-229.

Piqué, A., AïtBrahim, L., El Azzouzi, M. Maury, R.C., Bellon, H., Semroud, B., and Laville, E., (1998). Le poinçon maghrebin : contraintes structurales et géochimiques. C.R. Acad. Sci. Paris. 326, 575-581.

Ringwood, A.E., (1990). Slab mantle interactions, III. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chem. Geol., 82, 187-207.

Rivière, M., Bouillin, J.P., Courtois, C., Gélard, J.P., and Raoult, J.F., (1977). Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'oligo-Miocène Kabyle (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). Bull. Soc. Geol. Fr., 5, 1171-1177.

Sadran, G., (1958), “ Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais”, Publi. Serv. Cartes. Géol. De l'Algérie, Nouvelle série. Bull .N°18, 533P.

Sakayama, M., Nesbitt, R. W., (1986). Geochemistry of the quaternary volcanic rocks of the Northeast Japan arc. J. Volcanol. Geotherm. Res., 29: 413-450

Schmidt, M.W., (1992). Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: experimental calibration of Al-in-hornblende barometer. Contrib., Mineral., Petrol.,

110, 304-310.

Thomas, G., (1985). Géodynamique d'un bassin intramontagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire. Thèse d'état, Univ. De Pau, 594 p.

Thornton, C.P., & Tuttle, O.F., (1960). Chemistry of igneous rocks, differentiation index. *Am.J. Sci.*, 258 : 664-684.

Thy, P., (1991). High and low pressure phase equilibria of a mildly alkalic lava from 1965 Surtsey eruption: Experimental results. *Lithos*, 26: 223-243. *Res. 23*, P. 39-68.

Vidal, P., Dupuy, C., Maury, R., Richard, M., (1989). Mantle metasomatism above subduction zones: trace element and radiogenic isotope in xenoliths from Batan island (Philippines). *Geology*, 17: 1115-1118.

Zerka, M., (1991). Etude des enclaves ultramafiques du volcanisme plio-quadernaire de l'Oranie occidentale. Exemple des massifs d'Aïn Témouchent et de la Basse Tafna. Thèse Magister, USTHB, Alger, 175 p.