

N° d'ordre :

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 02 Mohammed Ben Ahmed
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du Grade
De Master en Sciences de la Terre.

Option : **Magmatologie, Géodynamique et Transfert Lithosphérique.**

Thème :

**Etude géomorphologique, dynamique et pétrographique du
volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire de la région de l'Eifel
dans le fossé rhénan (Allemagne).**

Présenter par :

MESSABIHI Med Amine GHIAZI Imène

En Cadrer par :

MEDINI S.

Oran, 2016

Remercîment

Au moment ou s'achève ce travail, il m'est agréable d'exprimer mes remerciements a mes très chers parents qui m'ont fourni au quotidien un soutien et une confiance sans stricte et de ce fait, je ne saurais exprimer ma gratitude seulement par des mots. Vous êtes les êtres les plus chers a mon cœur et je vous aime plus que tout et si je ne le dis pas souvent sachez que pour moi vous aimer c'est une chose tellement évidente que je n'ai pas besoin de le dire. que dieu vous protège et vous garde pour nous.

A notre encadreur Mr.Medini pour ces conseil et ces dirigés du début à la fin de se travail, et nous tenons également à remercier messieurs les membres de jury MR. Zerka notre président de jury, ainsi que Mr.Mahmoudi notre examinateur.

A ma précieuse sœur Fatima, les mots ne peuvent pas résumer mes gratitudes et mon amour envers toi.

A mes chers frères Nadir et Brahim Mon neveu Kamel et je vous aime trop.

A toute la famille Ghiaza.

A mon binôme Amine et sa famille que j'ai eu le plaisir de travailler avec lui.

A mes précieux et précieuses amies, Iméne, Zaki, Amine, Sifou, Adel, Badji, Dounia, Asma, Zahra, Sara, Hassna, Amina, Hanane, Nabila, Asma.

A toutes les promotions de géologie passées.

A tous mes enseignants de tout le cycle d'étude.

Iméne

La Liste des Tableau

Tableau1 : classification de la série basaltique alcaline sous saturée de l'eifel.

Liste des Figures

- Fig 1 :** Un rift peut être continental. C'est un fossé d'effondrement, encore appelé graben, bordé par des failles dites normales conjuguées et des blocs appelés horst. Les flèches rouges sur ce schéma indiquent les mouvements responsables de la formation d'un rift. © C. Brunet, CNRS.....3
- Fig 2 :** D'après une figure de Brousse et Bellon, 1983. Fond cartographique Blue Marble. Localisation des ensembles volcaniques d'après la carte géologique du portail OneGéology..4
- Fig 3 :** Carte de localisation de l'Eifel.....7
- Fig 4:** Aspect géologique et localisation du Fossé Rhénan (Rousse, 2006; d'après Brun et al, 1991).....8
- Fig5 :** Schéma simplifié du graben du Rhin entre Bâle et Mayence. Les Vosges et la Forêt-Noire constituent les horsts.....14
- Fig6:** Schéma structural du fossé Rhénan montrant le système de failles bordières qui limite le fossé et Les failles intra graben. Modifiée de Gideon et al. [2006].....16
- Fig7:** Le graben Rhénan et les champs volcaniques allemands, dont WEVF : Westeifel vulkanfeld - EEVF : Osteifel vulkanfeld - HEVF : Hocheifel vulkanfeld in Vulkane der Eifel de H-U.Schmincke.....18
- Fig 8:** Le domaine des volcans d'Europe central est le plus jeune avec environ 240 volcans dans l'Eifel ouest, et 100 volcans dans l'Eifel est, le domaine du Laacher See.....19
- Fig9 :** Les deux entités composant le champ volcanique Eifel : le WEVF - West Eifel Vulkan Feld, au SO. et le EEVF - Est Eifel Vulkan Feld (Riedener et Laacher).....19
- Fig10 :** Coupe schématique d'un strato volcan..... 21
- Fig11 :** Structure de type maar - doc. Géomorphologie revues.....22
- Fig 12:** Schéma représentatif de l'évolution et formation d'un maar : La rencontre du magma et de l'aquifère génère une éruption phréatomagmatique d'après doc. GEO- Infoband "Vulkaneifel.....23
- Fig13 :** Photo montrant le Meerfelder maar - c'est la plus grande formation issue d'une éruption phréatomagmatique de l'Eifel., occupée partiellement par un lac de cratère, partiellement par des terres agricoles et de l'habitat rural - photo Manderscheid.....26
- Fig14 :** Photo montrant Ouest - Dauner maare : de bas en haut, Gemünderner maar, Weinfelder maar et Schalkenmehrener maar.....26

| | |
|--|-----------|
| Fig15 : Photo montrant les Couches de téphra dans rebord de Leyendecker volcan, WEVF d'apprêt Bogaard van den 1995..... | 28 |
| Fig16 : Photo montrant le Dépôt de Tephra du Laacher See éruption, champ volcanique de l'Eifel de l'Ouest, Allemagne de l'Ouest. Cette éruption a eu lieu il ya 13.000 ans et a impliqué environ 5 km ³ de magma (Bogaard van den 1995). Le Laacher See téphra se trouve dans toute l'Europe du nord-ouest. Date de photo 8/95, © JS Aber..... | 28 |
| Fig17 : Photographie du front de taille (les personnes en bas de la photo donnent l'échelle) de la carrière du Wingertsberg. © DR..... | 29 |
| Fig18 : Vue schématique et interprétative du front de taille du Wingerstberg. © DR..... | 30 |
| Fig19 : Le front de taille du Wingertsberg, avec situation approximative des couches..... | 31 |
| Fig20 : Eruption phréatique ou phréatomagmatique..... | 34 |
| Fig21 : Photo montrant Carrière du Wingertsberg - Le grand front de taille stratifié -d'apprêt B.Duyck 2010..... | 35 |
| Fig22 : Photo montrant Blocs de basalte et figure de charge -d'apprêt B.Duyck 2010 l'antidune située derrière lui. -d'apprêt B.Duyck 2010..... | 35 |
| Fig 23 :Photo montrant lapilli accrétionnés sur un front de taille du côté d'Eich roche pyroclastique dominée par lapilli scoriacée 2 à 10 mm de diamètre, à mésostase sombre aphanitique ; Eifel, Kemperich,..... | 36 |
| Fig24 : Photo montrant le Dépôts en strates des éruptions, bien visibles dans l'une des nombreuses carrières aux environs du Laacher see, d'apprêt SD Chéreau (juillet 2009)..... | 37 |
| Fig25 : Photo montrant Tuf volcanique Ces débris forment autour du lac un anneau de tuf de un à plusieurs mètres d'épaisseur composé d'inclusions de schistes prises dans une masse de ponces phonolitiques..... | 37 |
| Fig26 : Vue en gros plan du basalte Niedermendigier montrant de nombreuses inclusions de xenolith de peridotites(A)et Sélection d' enclaves de péridotite du tephra Leyendecker. Ces fragments sont composés d'olivine(B) dérivée du manteau supérieur..... | 38 |
| Fig 27 : Photo montrant les coulées basaltiques superposées – d'apprêt Bernard Duyck 05.2014..... | 38 |
| Fig28 : photo montrant Coulee basaltique eifel- Herbstein / Gallberg - d'apprêt Bernard Duyck 05.2014..... | 39 |
| Fig29 : Photo montrant La selbergite c'est une phonolite très riche en leucite et en noséane Rheinland-Pfalz, Germany..... | 39 |

| | |
|---|-----------|
| Fig30 : Leucitite échantillon. Image tirée du "Musée d'Histoire Naturelle de l'Académie des physiocrates." | 41 |
| Fig31 : photo montrant la Leucite téphrite carrière brousse montagne, Achkarren, Vogtsburg, Breisgau-Hochschwarzwald, district; Fribourg, district; Baden-Württemb. | 42 |
| Fig32 : Tephrite : àOlivine et pyroxene ;Fohrenberg, Ihringen, Breisgau-Hochschwarzwald, district; Fribourg, district; Baden-Württemb. | 42 |
| Fig 33 : Diagramme AQHP de steckeisen représentant la série des roches de l'eifel. | 44 |
| Fig34 : Classification de Lebas et Al 1986 représentant la série de roches volcanique de l'Eifel. | 45 |
| Fig35 :Vue microscopique d'un basalte alcalin à une matrice constituée de phénocristaux d'olivine clinopyroxéne ,plagioclase et des minéraux opaques dans la photo A (LN) et photo B (LP). | 48 |
| Fig36 : Vue microscopique de Tuf de basalte dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP). | 50 |
| Fig37 : photo montrant lave néphéline (gris) contenant une xénolite de péridotite (jaune). | 51 |
| Fig38 : Vue microscopique d'une néphéline à olivine a texture porphyrique dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP). | 52 |
| Fig39 : Vue microscopique d'une néphéline à olivine en (LP). | 53 |
| Fig40 : Photo montrant la Leucitite à néphéline (Collection Institut f de Leucitit. Sciences géologiques, FU Berlin). | 53 |
| Fig41 : Vue microscopique d'une Leucitite à Néphéline a texture porphyrique microlitique dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP). | 55 |
| Fig42 : Photo montrant la téphrite Leucite-néphéline, Laacher See, Allemagne Ward's University Rock Collection, Copyrigh d'apprêt Dexter Perkins 2001. | 55 |
| Fig43 :Vue microscopique d'un Tephrite à leucite et néphéline a porphyrique hyalo-microcristalline à microlitique dans la photo A (LN) et photo B (LP). | 56 |
| Fig44 :Vue microscopique d'un Tuf de palagonite a texture porphyrique dans la photo A (LN) et photo B (LP). | 58 |
| Fig45 : Photo montrant une schorenbergite avec phénocristal de leucite. | 59 |

| | |
|--|-----------|
| Fig46: Vue microscopique de schorenbergite a texture porphyrique microlitique à microcristalline dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP)..... | 61 |
| Fig47 : agrandissement d'un minéral de Noséan présentant un zonage, en vert aegirine-augite, les minéraux incolores la leucite..... | 61 |
| Fig48: vue microscopique de cristal automorphe de sphène en(LN)..... | 61 |
| Fig49 : Photo montrant la noséane dans une Selbergite, Rheinland-Pfalz, Germany..... | 62 |
| Fig50: Vue microscopique de Selbergite dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP)..... | 63 |
| Fig51: Vue microscopique de Selbergite dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP)..... | 63 |
| Fig52 : Vue microscopique des Phénocristaux hâiÿne –Noseane présentant la couleur (bleu) et (Les bords bruns), région Schellkopf, Eifel, en Allemagne..... | 64 |
| Fig53: Vue microscopique d'un tuf de Selbergite dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP)..... | 65 |

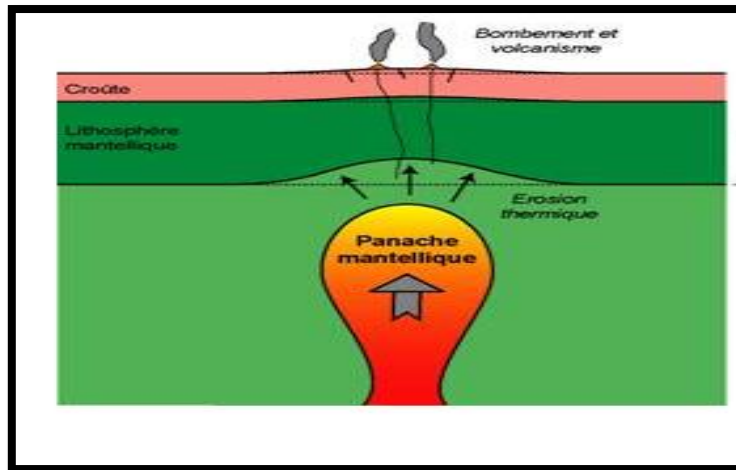
I.1. Introduction :

Le volcanisme Continental intra-plaque se produit au sein de la lithosphère durant tous les âges de l'Archéen à Phanérozoïque; génération de magmas les plus primitifs a été expliquée soit par extension lithosphérique induite de la décompression- fusion ou par une augmentation de la température du manteau dans un panache mantellique profonde (Turcotte et Emerman 1983). Les roches volcaniques du Tertiaire et du Quaternaire sont abondantes en Europe centrale, se produisant en Allemagne, en France, en Hongrie, en République tchèque et en Pologne.

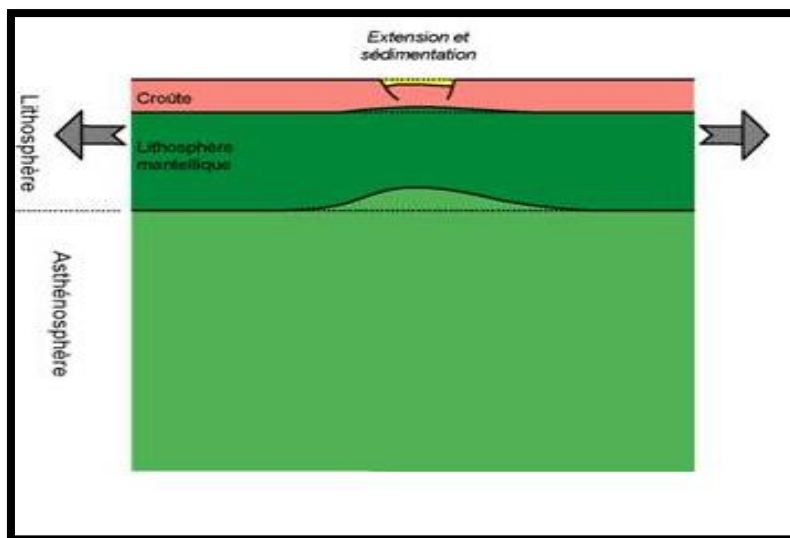
Ce volcanisme lié au domaine de **rift** qui est expliqué est une région où la croûte terrestre s'amincit. L'amincissement de cette lithosphère, c'est-à-dire la formation d'un rift, peut se produire à la suite de deux mécanismes fondamentaux distincts : le rifting actif ou passif. L'évolution tectonique est alors très différente suivant l'un ou l'autre de ces deux modes d'amincissement.

Un rift actif résulte de l'ascension d'un panache mantellique depuis les profondeurs de la Terre. Comme un gigantesque chalumeau situé à l'aplomb de la plaque et qui l'amincit par en dessous (phénomène appelé érosion thermique), cette ascension provoque dans un premier temps un soulèvement topographique marqué, dont les causes essentiellement thermiques, ont déjà été modélisées numériquement. Si le volcanisme peut être synchrone de ce bombement en liaison avec la décompression de l'asthénosphère, l'extension de la lithosphère n'apparaît qu'ensuite, comme une conséquence de ce soulèvement. Il en résulte que la sédimentation est tardive dans l'évolution générale du système. L'évolution tectonique classique associée à ce mode de rifting correspond à la suite chronologique : 1. soulèvement et volcanisme puis 2. Extension, formation des fossés d'effondrement et sédimentation.

À l'inverse, un rift est dit passif lorsque l'extension résulte de forces trouvant leur origine aux limites de la plaque tectonique. Celle-ci s'étire alors horizontalement comme un chewin-gum, ce qui provoque d'abord en surface des fossés d'effondrement (grabens) qui se combent de sédiments et où le volcanisme est généralement absent. Ce n'est que dans un second temps qu'un soulèvement d'origine thermique et un volcanisme concomitant se produit. L'évolution tectonique classique associée à ce mode de rifting correspond alors à la suite chronologique: 1. extension et sédimentation puis 2 soulèvements et volcanisme.



1-premier stade d'un rift actif : soulèvement et volcanisme en surface.



2- premier stade d'un rift passif : fossé d'effondrement et sédimentation en surface.

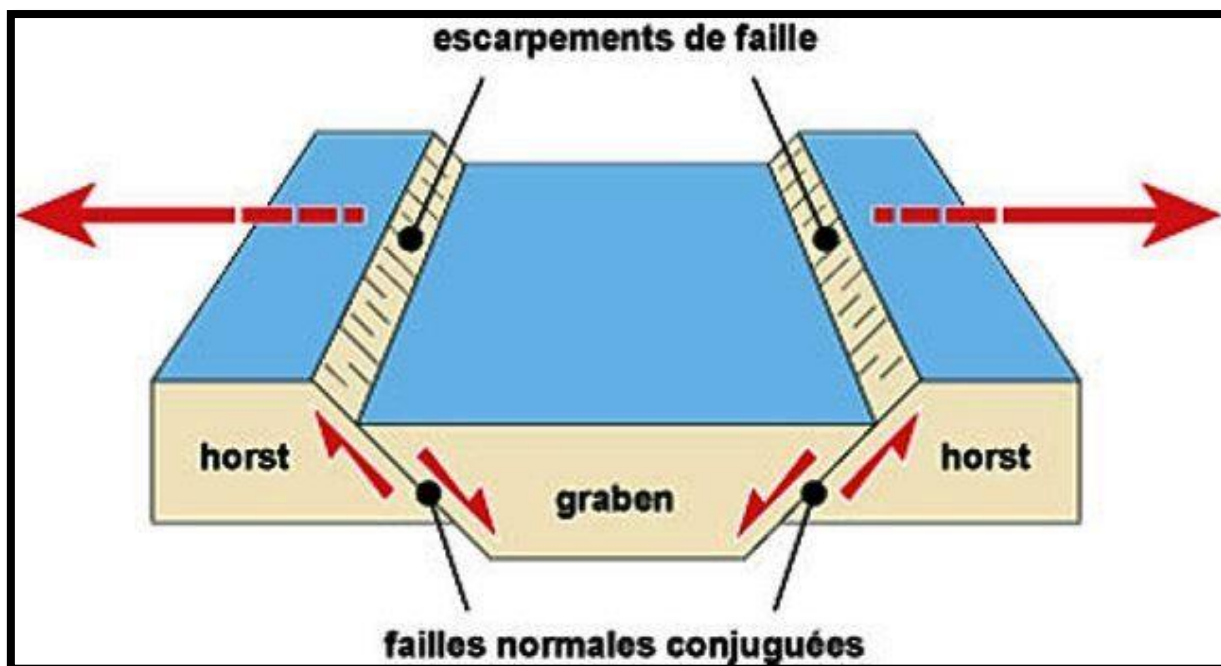


Fig 1: Un rift peut être continental. C'est un fossé d'effondrement, encore appelé graben, bordé par des failles dites normales conjuguées et des blocs appelés horst. Les flèches rouges sur ce schéma indiquent les mouvements responsables de la formation d'un rift. © C. Brunet, CNRS.

Parmi les rifts continentaux Le rift ouest-européen (abrégié en *ROE*) est un système de grabens situé en Allemagne, en France et en République tchèque, à l'avant des Alpes, qui se sont formés durant le Cénozoïque. La formation de ce rift est à l'origine des provinces volcaniques cénozoïques de l'Europe occidentale, telles que le Massif central ou l'Eifel. Il s'étend sur plus de 1 000 km de la Bohême jusqu'au couloir rhodanien en suivant la courbure de l'arc alpin. Il est prolongé au nord-ouest par le rift de la mer du Nord et au sud par le rift nord-ouest méditerranéen.

Le rift ouest-européen est situé dans l'est de la France, dans la moitié sud de l'Allemagne et dans l'ouest de la République tchèque.

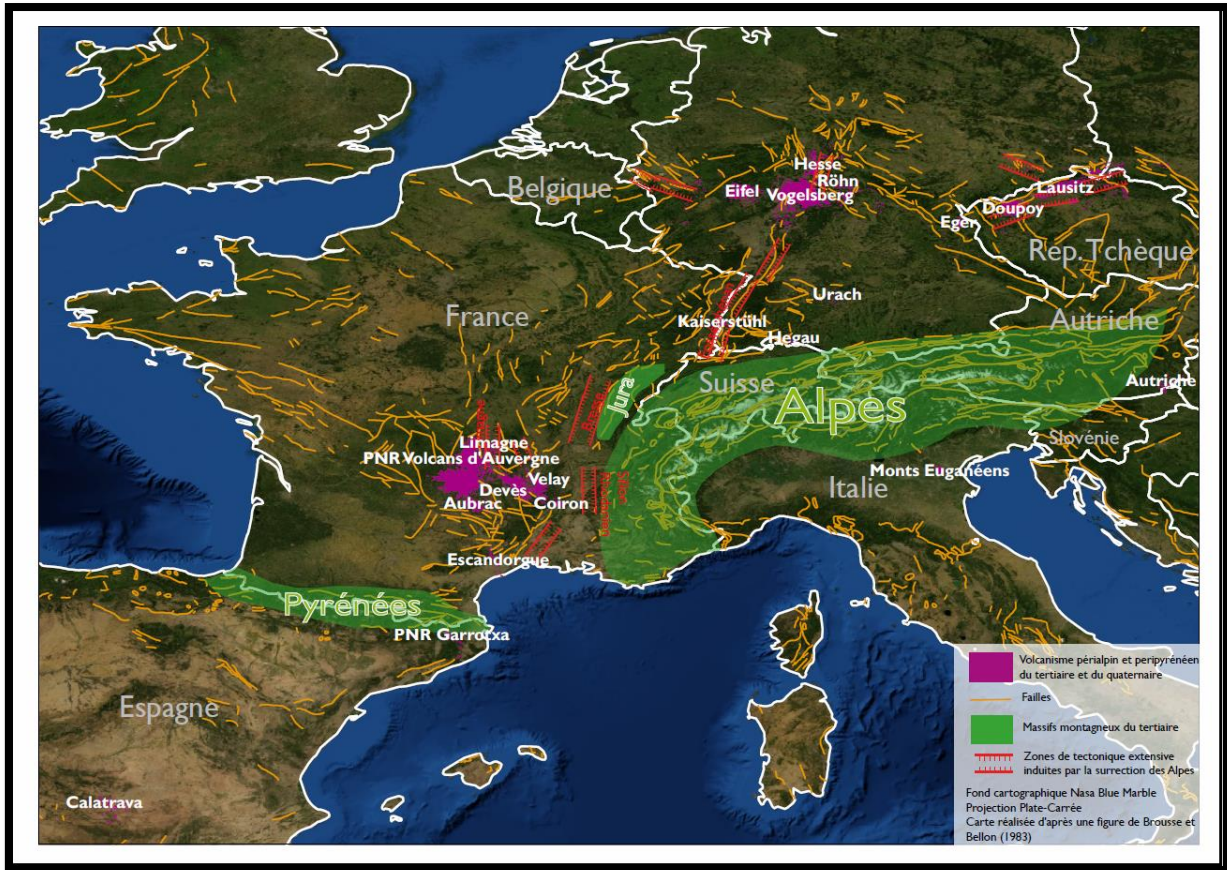


Fig 2 : D'après une figure de Brousse et Bellon, 1983. Fond cartographique Blue Marble. Localisation des ensembles volcaniques d'après la carte géologique du portail OneGéologie.

En général, les sous-provinces sur les zones surélevées ont été liés à l'arrivée de panaches mantelliques ; parmi eux le volcanique du Massif Central français, à travers le centre de l'Allemagne (Eifel, Westerwald, Vogelsberg, Rhön), au graben Eger et SW Pologne

Le thème de notre mémoire concernera à une partie du rift ouest européen, il s'agit de province volcanique de l'Eifel située dans le fossé rhénan. L'ouverture de ce fossé rhénan a débuté au cours de l'ère tertiaire (il y a environ 33 millions d'années), au début de l'Oligocène.

Le fossé une fois formé est rapidement envahi par la mer, d'abord en liaison avec l'océan alpin. Il s'y dépose en particulier des sédiments: des sels de sodium et de potassium et, ailleurs, des marnes et grès où du pétrole. Le fossé s'ouvre ensuite vers la Mer du Nord. Puis un basculement régional dû à la surrection des Alpes provoque le retrait de la mer et seuls des lacs d'eaux douces subsistent.

Cette l'activité volcanique est attribuée à un système de rifting causé par la collision alpine.

Des éruptions volcaniques importantes ont édifié les massifs du Volgelberg au Nord et du Kaiserstuhl au Sud. L'apparition tardive du volcanisme indique le caractère passif de ce rift.

..

Le volcanisme de l'Eifel a commencé il y a 50 millions d'années à l'ère tertiaire, il a connu une intense activité volcanique et se poursuit jusqu'à nos jours. Il a créé de nombreux bouleversements du paysage originel par les édifices volcaniques. Nombre des collines sont des volcans éteints. Les lacs de la région sont généralement des cratères d'origine volcanique appelés des maars constitué par des coulées de lave, de large couverture de projections de tuf et pierre ponce. Les dernières éruptions eurent lieu il y a environ 10 000 ans, donc vers la fin du quaternaire.

Une hypothèse est que l'activité volcanique de l'Eifel fut produite par l'existence d'un point chaud dans le manteau terrestre sous-jacent.

Bien que l'Eifel volcanique aujourd'hui ne présente pas de volcans en activité, des éruptions futures ne sont pas improbables. Aujourd'hui encore actifs, les phénomènes volcaniques sont nombreux, comme les sources minérales et quelques geysers d'eau chaude.

Dans ce mémoire qui concerne Le champ volcanique quaternaire de l'Eifel possédant les caractéristiques typique d'un champ volcanique intra plaque " continentale ; nous nous efforcerons dans un premier temps de mettre en avant le cadre géomorphologique du volcanisme ainsi que son dynamisme , puis puisque l'opportunité d'avoir une collection de lame mince se rapportant au roches volcanique de la région permettra une étude pétrographiques détaillée , ce qui sans aucun doute est une chance de plus permettant d'étudier une région qui nous est lointaine et qui peut présenterait les mêmes similitude que ceux du massif volcanisme récent de l'atakora (hoggar, sahara algérien), et du volcanisme alcalin plio-quaternaire du cellel d'oran.

I.2.Contexte géographique:

L'Eifel volcanique s'étend du Rhin à la vallée de Wittlich. Elle est bordée au sud et au sud-ouest par le Südeifel, à l'ouest par l'Ardenne belge et luxembourgeoise et dans le nord par le Nordeifel avec les Hautes-Fagnes. À l'est le volcanisme ne dépasse pas le Rhin.

Plusieurs chaînes de collines peuvent être distinguées au sein de l'Eifel :

- le nord de la région est appelé Ahrgebirge et s'étend au nord de la rivière Ahr dans le district d'Ahrweiler ;
- au sud de cette rivière se trouve la Hohe Eifel (littéralement « Haute Eifel »), avec le Hohe Acht (« Haut Huit ») culminant à 747 mètres au-dessus du niveau de la mer et constituant le plus haut sommet de l'Eifel ;
- à l'ouest, sur la frontière belge, la région est connue sous le nom de Schneifel (ou Schnee-Eifel, littéralement « Eifel neigeuse »), culminant à 698 mètres au Schwarzer Mann (« Homme Noir ») ;
- la partie sud de l'Eifel est moins élevée. Le massif est coupé de plusieurs rivières descendant dans la direction nord-sud vers la Moselle. La plus importante de ces rivières est la Kyll, et la forêt qui la borde est la Kyllwald ;

- au sud de l'Eifel se trouve la Voreifel surplombant la Moselle ;
- le Nürburgring, un des circuits automobiles les plus célèbres du monde, se trouve dans l'Eifel. La partie nord du circuit (*Nordschleife*) est aussi connue sous le nom d'Enfer Vert (*Grüne Hölle*) à cause de sa longue, difficile et dangereuse traversée de la forêt.

I.2.1. Les villes d'Eifel :

En Eifel allemande : Adenau, Bad Münstereifel, Bad Neuenahr-Ahrweiler, Bitburg, Daun, Gerolstein, Hillesheim, Kall, Kaisersesch, Kyllburg, Manderscheid, Mayen, Mechernich, Montjoie, Neuerburg, Prüm, Schleiden, Schweich, Wittlich

- En Eifel belge : Saint-Vith, Bullange, Amblève, Burg-Reuland
- Villes d'importance des environs :
- Aix-la-Chapelle, Bonn, Coblenze, Cologne, Euskirchen, Liège, Luxembourg, Maastricht, Trèves, Verviers

I.2.2. L'histoire :

Une curiosité archéologique intéressante de la région est l'aqueduc de l'Eifel, un des plus longs aqueducs de l'Empire romain, approvisionnant Cologne en eau.

I.2.3. Protection environnementale :

Depuis 2004, 110 km² de la région de l'Eifel sont protégés et inclus dans le parc national de l'Eifel.

L'Eifel volcanique est naturellement divisé en trois parties:

- Eifel volcanique occidentale (communes de Manderscheid, Daun, Gerolstein, Obere Kyll, Hillesheim)
- Le Haut Eifel volcanique (communes d'Adenau, Kelberg, Ulmen et Nohn),
- Eifel volcanique orientale (communes de Brohltal, Vordereifel, Mendig, Pellenz)

Le centre de l'Eifel volcanique est la région de Daun - Manderscheid dans le district de Mayen-Coblenze.

Le paysage de l'Eifel est marqué par un volcanisme récent qui a laissé de nombreuses traces visibles de nos jours.

L'ensemble de l'Eifel volcanique s'étend sur un territoire d'environ 2 000 km² et est habité par plus de 200 000 habitants (2007).

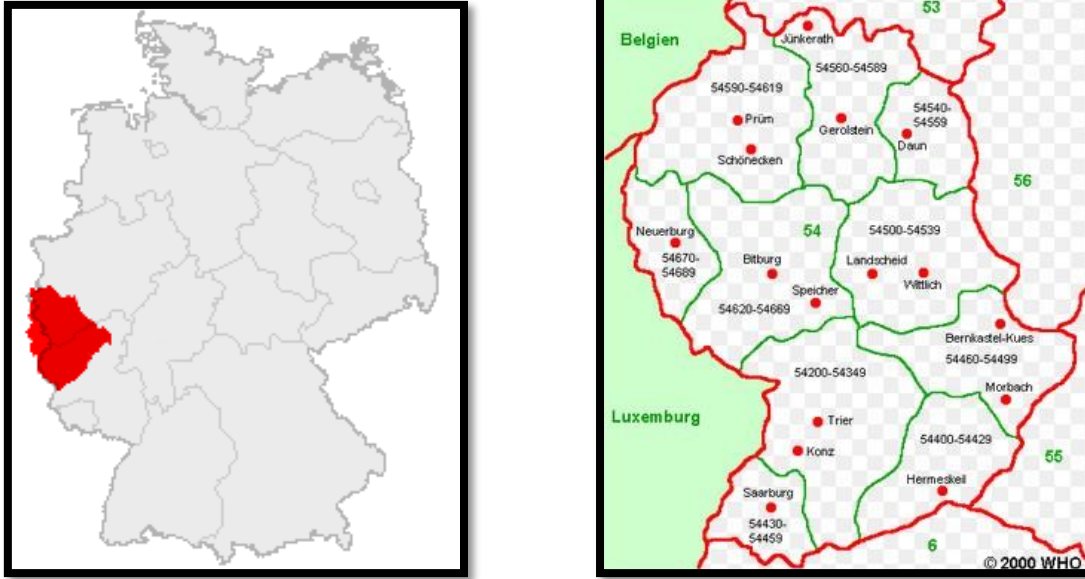


Fig 3 : Carte de localisation de l'Eifel.

I.3.Contexte géologique :

I.3.1.Esquisse géologique du fossé rhénan (Laurent Michon mémoire 2000 : dynamique de l'extension continental ; application au rift ouest européen pour l'étude du massif central.) :

Le Fossé rhénan est un bassin sédimentaire d'effondrement qui s'étend depuis Bâle au Sud, Jusqu'à Frankfort au Nord sur environ 300 km suivant une direction générale NNE-SSW, et large de 35 à 45 km , il se place sur un axe de distension NNE-SSW qui abaisse le socle à des profondeurs de 1200 à 3400m .culminantes des deux massifs cristallins qui l'encadrent , les Vosges et la forêt noire avoisinent les 1500m . la mise en distension date de l'éocène, et surtout du dépôt de l'oligocène.

Ce fossé est classiquement subdivisé en trois unités morphologiques distinctes séparées par des failles entre les massifs bordiers, les Vosges à l'ouest, la forêt-Noir à l'est (**Fig4**) et la plaine du Rhin large de 35 Km en moyenne.

L'ouverture du Fossé rhénan est principalement due à une phase tectonique d'extension qui s'est produite à l'Oligocène c'est-à-dire il y a environ 25 million d'années.

Le Bouclier Rhénan est globalement orienté WSW-ENE et est constitué de sédiments paléozoïques faiblement métamorphisés (du Cambrien au Carbonifère). Il correspond à la zone externe de la chaîne varisque dans laquelle les sédiments ont subi une tectonique plicative et des chevauchements vers le Nord (Murawski et al, 1983).

Perpendiculairement à l'orientation générale du Bouclier Rhénan, la dépression de l'Eifel correspond à la structure principale.

A l'Ouest de cette dépression, les sédiments pré-dévonien ont subi un métamorphisme anté-varisque et toute la pile est recoupée par la faille du Midi. Cet accident majeur dans les Ardennes ne se retrouve pas à l'Est de la dépression de l'Eifel et les rares reliques de sédiments pré-dévonien ne présentent pas de métamorphisme initial (Murawski et al, 1983).

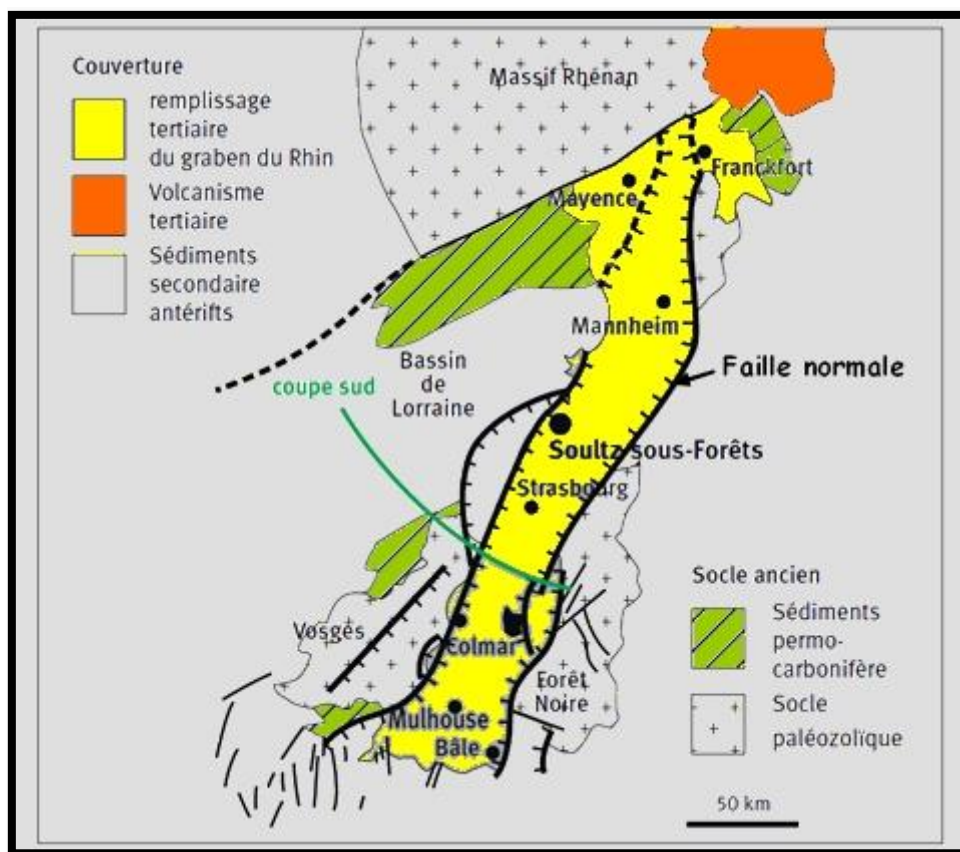


Fig 4: Aspect géologique et localisation du Fossé Rhénan (Rousse, 2006; d'après Brun et al, 1991).

A partir du Carbonifère supérieur et jusqu'au Permien, la tectonique extensive qui a affecté l'ensemble de la chaîne varisque a induit la création de bassins limités par de grandes failles

normales dont la faille de Taunus-Hunsrück qui constitue la bordure méridionale du Bouclier Rhéna.

Au Sud du Bouclier Rhéna, les deux massifs hercyniens des Vosges et de la Forêt-Noire correspondent à la zone interne de la chaîne hercynienne. Ces deux ensembles sont constitués de roches plutoniques et métamorphiques.

Les principales unités géologiques correspondent à peu près à celles des régions naturelles.

Quatre régions naturelles se partagent la surface de la feuille :

-La zone orientale des Vosges cristallines moyennes.

-Le domaine des collines sous-vosgiennes.

-La plaine du Rhin.

-Le massif du Kaiserstuhl.

I.3.2 : esquisse stratigraphique du fossé Rhenan :

Par rapport à c'est quatre régions nous nous efforcerons d'établir une succession stratigraphique assez complète de l'ensemble de la région.

Les traits essentiels de la structure actuelle n'ont été réalisés qu'au cours du Tertiaire ; ils font suite à une longue histoire géologique dont nous essaierons de retracer les principales étapes.

I.3.2.1 : Les terrains du socle et leur couverture paléozoïque :

I.3.2.1.1 : Les terrains Cristallins (Socle) :

Le Socle méridional, avec les premiers lambeaux de Dinantien. Ce socle, partie intégrante du socle précambrien de l'Europe moyenne (Modanubien) affleure sur le versant alsacien des Vosges moyennes. Seul le petit secteur situé au Sud-ouest de Wintzenheim fait partie des Vosges constitué de gneiss, de granito-gneiss et des produits de leur réactivation hercynienne précoce, anatectique (migmatites) ou tardive (granites intrusifs à caractère syénitique).

I.3.2.1.2 : La couverture paléozoïque :

Les premiers dépôts paléozoïques identifiés sur la feuille appartiennent au Viséen. Sans doute constitués, à l'origine (comme dans les Vosges méridionales), par des alternances de schistes à plantes et de grauwackes (faciès Culm), les sédiments viséens ont été plissés et métamorphisés lors des mouvements tectoniques anté-namuriens.

-Le Carbonifère:

- Le Viséen : Schistes, cornéennes et amphibolites (h2a) granitisés. C'est un complexe schistes-arkosique métamorphisé à grain fin, à passées d'amphibolites. Cette série a été soumise à un métamorphisme thermique (schistes noduleux à nodules de cordiérite et cornéennes) occasionné par la mise en place de corps granitique.

-Le Namuro-Westphalien et Westphalien : Conglomérats, arkoses et schistes noirs uranifères à minces veines de houille (70m).

-Le permien :

Argiles, sables argileux et arkoses rouge violacé (0 à 30 m). Ce sont des couches argilo-gréseuses à teintes dominantes rouge violacé et rouge lie-de-vin. Leur épaisseur oscille entre 20 et 30 m.

I.3.2.2 : Les terrains secondaires:**- Le trias :**

Formation détritique essentiellement gréseuse, de couleur généralement rouge (100 à 180m) disposés en bancs épais de 0,50 m à 6 m ; la stratification est oblique ou entrecroisée, le plus souvent horizontale. Aucun fossile n'y a été observé. Le Grès repose soit directement sur les roches cristallines du socle, soit sur des lambeaux permien.

-Le jurassique:**-le lias :**

-Hettengien –sinémurien: Calcaires et marnes à Gryphées (10-15 m).

- Pliensbachien : calcaire épais 60m en banc de 0,20 à 1 m, riche en ammonites.

-Le Carixien : débute par les marnes à *Zeilleria numismalis*, marnes bleu-noir à nodules calcaires et concrétions ferrugineuses avec quelques intercalations de calcaire marneux.

-Le Domerien : complexe marneux (30 à 40m) surmonté de calcaires gréseux à *Pleuroceras spinatum* (2 à 3 m).

- Le Toarcien : Marnes à rares intercalations calcaires (8 à 10m). Surmontés de des schistes argileux (10 à 12 m).

- le Dogger :

- l'Aalénien : la sédimentation marneuse se poursuit avec un faciès semblable aux Marnes à *Pleydellia aalensis*, alors que l'Aalénien supérieur calcaire annonce le Jurassique supérieur. (50 à 60m).

- Le Bajocien : alternent les marnes et les calcaires et une partie terminale envahie par un faciès calcaire particulier, le Grand oolithe. Zones d'Ammonites (de haut en bas) (80 à 180m).

- Le Bathonien : Marnes à *Rhynchonelle alemanica* (épaisseur supérieure à 10 m). Un seul affleurement de Bathonien a été observé au sommet de la colline du Florimont (au Sud-est de Katzenthal). Ce sont des marnes jaunes à *Rhynchonelle alemanica*.

- l'Eocène :

Calcaire lacustre ; Sidérolithique (Bohnerz) (de 9 à 13m en sondage).

- Oligocène :

Après l'émersion du futur domaine Vosges—Forêt-Noire au Crétacé et le plissement de large amplitude de la surface pré tertiaire, les sédiments éocènes se déposent en discordance sur le Jurassique ; à l'Oligocène, l'effondrement progressif du fossé rhénan coupe en deux le massif Vosges—Forêt-Noire par le jeu de nombreuses failles subméridiennes ; dans le fossé, de grandes aires subsidences séparées par des seuils, sont envahies par des venues alternativement marines et saumâtres qui déposent des sédiments essentiellement marneux.

- Plio-Quaternaire:

Épaisseur maximale de 246 m dans le sondage d'Elsenheim (4-2). Le remplissage alluvial de la plaine rhénane est désigné sous le terme de Plio-Quaternaire dans les sondages pétroliers qui n'ont pas distingué les sédiments pliocènes des alluvions.

I.3.3: Esquisse paléogéographique:

Au Secondaire et jusqu'à la fin du Crétacé, l'étude des versants ouest des Vosges et du versant est de la Forêt-Noire montre que la sédimentation sur l'ensemble du fossé Rhéan est relativement uniforme et épaisse de 1500 m en moyenne. Cette période est suivie de plusieurs phases de subsidence importantes qui se traduisent par des épaisseurs de sédiments variables au sein du fossé. Deux phases sont distinguées : l'une à la fin de l'Eocène jusqu'au début de l'Oligocène, l'autre de l'Oligocène jusqu'au Miocène.

I.3.3.1 : Entre L'Eocène et le début de l'Oligocène :

-Les premiers dépôts sédimentaires du graben de Rhin sont mis en place et ont près de 250 m.

-D'épaisseur [Sissingh, 1998]. Cette sédimentation, marque le début de la subsidence du fossé.

Après un hiatus de sédimentation durant l'Eocène moyen (Bartonien), la réactivation de la subsidence du graben du Rhin date de l'Eocène supérieur [Villemin et al, 1986; Sissingh, 1998].

-Durant l'Eocène supérieur (Priabonien) et l'Oligocène inférieur (Rupélien supérieur), suite à l'effondrement de la partie sud du graben, le fossé Rhéan est envahi par la mer. Une sédimentation marine et salifère se traduit par des dépôts de marnes parfois gréseuses à bancs d'halite (sel gemme), de sylvinite et des niveaux riches en matière organique. Les dépôts marins se généralisent à tout le graben [Sittler, 1965; Sissingh, 1998].

I.3.3.2 : De l'Oligocène supérieur au Miocène :

A l'Oligocène supérieur (Chattien), la sédimentation des parties nord et sud présente de légères différences qui rendent compte de variations de la subsidence et du milieu de dépôt. L'épaisseur moyenne des marnes est d'environ 100 à 200 m et correspond à des incursions marines depuis le Nord [Von Eller, 1984; Sissingh, 1998]. A partir du Chattien supérieur, une asymétrie de la sédimentation se développe entre les parties nord (600 m) et sud (300 m) [Von Eller, 1984]. Cette diminution de la subsidence dans la partie méridionale correspond à un soulèvement associé à la surrection des Alpes qui donne lieu à une régression marquée par le retour des sédiments lacustres.

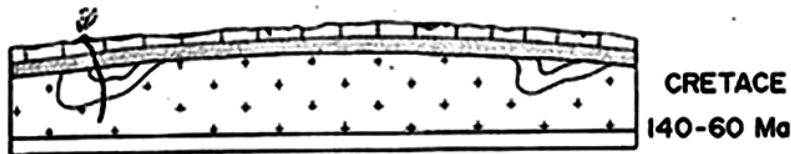
Du Miocène inférieur au Miocène moyen, l'absence de sédiments dans la partie sud atteste d'un arrêt de la subsidence. Durant cette période, plus de 1500 m de sédiments marins puis lacustres (1100 m) se déposent dans la moitié nord. L'arrivée des influences marines depuis le Nord provoque le bouclier Rhéan se situait ponctuellement sous le niveau marin

[Sissingh, 1998]. La dessalure progressive des sédiments à la fin du Miocène moyen suggère un début de surrection du massif Rhénan. Le cycle de sédimentation est clos par un dépôt lacustre dont l'âge est mal établi [Sissingh, 1998].

A la fin du Miocène une seconde phase d'extension intervient en liaison avec la nouvelle phase tectonique alpine. La subsidence est la plus importante au Nord. La sédimentation reste partout fluviatile.

I.3.3.3. L'orogénèse hercynienne est à l'origine du Socle rhénan:

-**Au Crétacé et jusqu'au paléocène** : la région du Fossé rhénan est en domaine continental l'essentiel des terrains mis en place précédemment est érodé.



-**A l'Eocène** : le secteur est marqué par la présence de petits lacs, de fleuves, à l'origine d'une sédimentation détritique. Dans ce période la formation de fossé rhénan on cratérisé des failles enregistré par la tectonique.



-**Au début de l'Oligocène** : on assiste à l'effondrement de la partie centrale de l'ancien massif entre les Vosges à la Forêt Noire. La formation du Fossé rhénan est active : les massifs bordiers sont érodé et accumulé dans les fossé par le progressif de la mer a la partir oligocène terminal.



-**Au Miocène et pliocène**: on assiste à l'explosion du volcan de Kaiserstuhl d'un partie méridionale, se mettent en place les roches volcaniques du Kaiserstuhl.

Le pliocène est caractérisée par l'altération, l'érosion et l'accumulation du matériau sont de règle dans le fossé rhénan.



-**Au Quaternaire** : la morphologie actuelle se dessine et, durant les périodes glaciaires, d'érosion avec des dépôts de moraines et la formation des grands lacs des Vosges. Les glaciers couvrent principalement les Vosges du sud qui vont être érodés jusqu'au socle ancien.



I.4. Tectonique :

La tectonique provoque une subsidence rapide associée à un enfoncement progressif du bassin dû au jeu de failles normales (Fig5). Ce sont des structures allongées limitées par ces failles normales (grabens et demi-grabens).

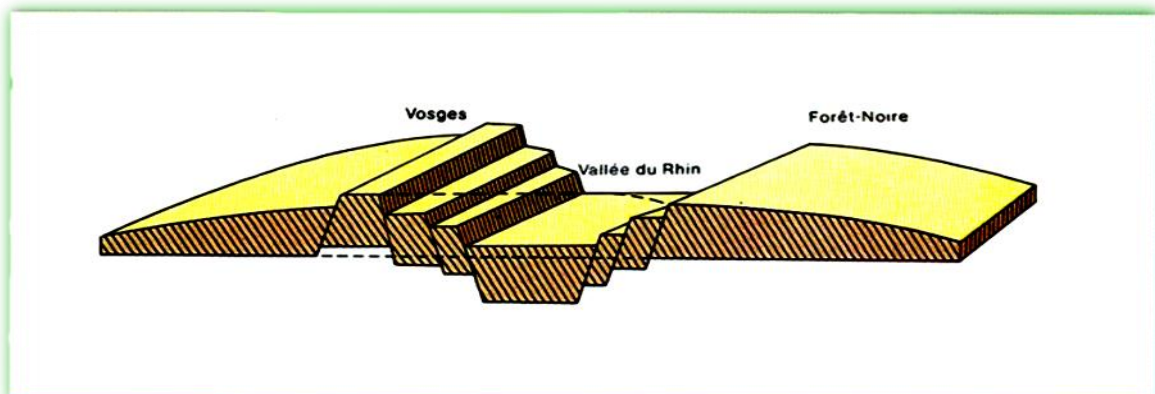


Fig5 : Schéma simplifié du graben du Rhin entre Bâle et Mayence. Les Vosges et la Forêt-Noire constituent les horsts.

Le fossé Rhénan est caractérisé par trois types de failles lui donnant sa géométrie actuelle (**Fig6**):

I.4.1. Failles de transfert :

Ce sont des failles normales majeures orientées généralement ENE-WSW, Elles sont associées à des zones tectoniques de cisaillement varisque [Kroche, 1992 ; Edel et al. 2002]. Ces zones de transfert correspondent à des accidents de socle pré-rift sous

La couverture méso-cénozoïque qui va avoir plusieurs influences sur la mise en place et l'évolution de la bassine effondrement.

Elles vont compartimenter le rift en sous bassins, constitués de demi-grabens a basculement tantôt vers l'est tantôt vers l'ouest. De plus ces accidents se marquent bien dans la topographie actuelle et décalent nettement en décrochement les diverses sous-parties du fossé Rhénan. On distingue :

- A l'extrémité nord, la terminaison du graben est contrôlée par la faille hercynienne de Taunus-Hunsrück [Schwab, 1987] isolant le sous-bassin de Mayence.
- Au centre la faille de transfert de Lalaye-Lubine-Baden-Baden qui sépare le fossé Rhénan Supérieur en deux parties nord et sud.
- Au Sud, la faille de transfert de Mulhouse qui met en évidence le bassin potassique et la zone De transfert jurassique à l'extrémité sud du fossé séparant le graben rhénan du bassin Molassique et du Jura.

I.4.2. Failles bordières :

Il s'agit d'accidents tertiaires (failles cénozoïques, syn-rift et post-rift) qui Soulignent les bordures topographiques actuelles par rapport aux bassins (ex. bassin de Lorraine à l'est) et aux massifs (ex. massif des Vosges et le massif de la Forêt Noire) qui l'entourent.

I.4.3. Failles rhénanes:

Elles sont une importante population de failles normales à l'intérieur du fossé qui contrôlent les dépôts sédimentaires syn-rift [Sittler, 1969 ; Düringer, 1988].

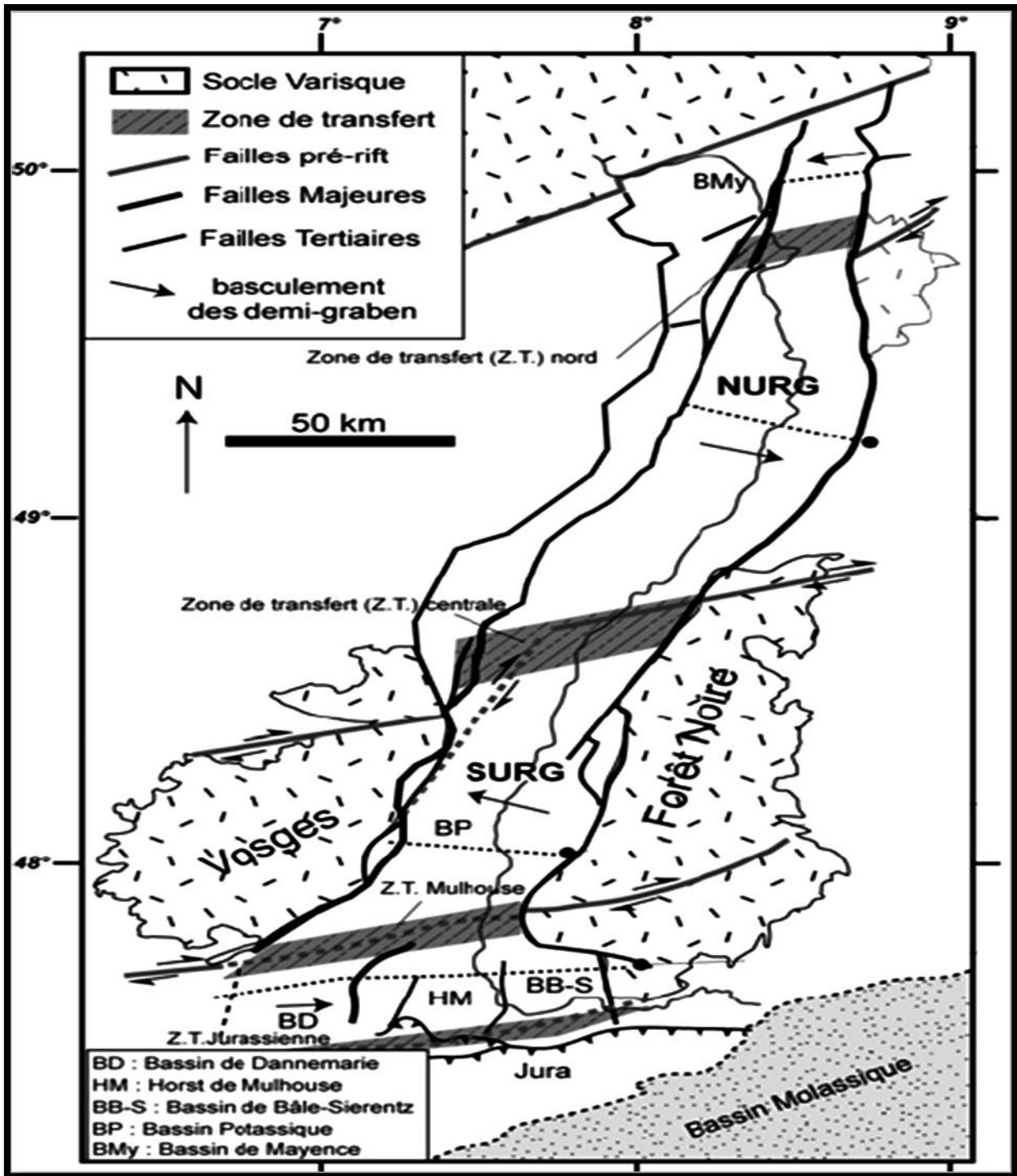


Fig6: Schéma structural du fossé Rhénan montrant le système de failles bordières qui limite le fossé et Les failles intra graben. Modifiée de Gideon et al. [2006]

I.5. le volcanisme de l'Eifel : âge, activité, morphologie :

Le volcanisme de l'Eifel apparaît sur un socle géologique qui est constitué d'une part par des grès et argilites dévoniennes et par une croûte métamorphique, principalement schisteuse. Sur cette unité, se trouvent des galets quartzeux d'origine fluviale datés du Miocène. Le volcanisme de l'Eifel s'est manifesté au quaternaire, entre – 70 000 et – 11 000 ans, pendant la principale phase de surrection du massif rhénan.

I.5.1. Chronologie et événement de mise en place des roches magmatiques:

Le volcanisme de l'Eifel a commencé il y a 50 millions d'années à l'ère tertiaire, et se poursuit jusqu'à nos jours. Il a créé de nombreux bouleversements du paysage originel par les édifices volcaniques, les coulées de lave et la large couverture de projections de tuf et pierre ponce, Il s'agit d'un vaste champ volcanique qui couvre une superficie d'environ 1000km² entre les villes d'Ormont à l'ouest et de Coblenz (Koblenz) à l'Est. Elle se divise en deux zones volcaniques :

- l'Eifel Ouest (West Eifel Volcanic Field, WEVF) :

Constitué d'un groupe de 240 cônes de scories, maars et petits stratovolcans, il s'étire selon un axe nord-ouest sud-est sur près de 50km, occupe une surface d'environ 600 km² a débuté sa formation il y a 700000 ans près d'Ormont, lors d'une phase d'accélération du soulèvement du bouclier rhénan. Le temps passant l'activité se déplace progressivement vers le sud-est et atteint un pic d'activité dans ce qui est actuellement la zone centrale de l'WEVF, près de Daun, entre 600 000 et 450 000 ans. Les éruptions cessent ensuite pour ne reprendre qu'il y a 100 000 ans plus au sud-est, avec une fréquence d'éruptions qui augmente dans le temps. La dernière éruption relevée, qui est aussi la plus récente de tout l'Eifel, est celle du maar phonolitique d'Ulmen il y a 11 000 ans environ. L'WEVF est constitué d'environ 240 édifices dont 66% sont des cônes de scories et le reste des maars. Le volume total de lave émis pour les édifier est estimé à 1.7km³.

- l'Eifel Est (East Eifel Volcanic Field, EEVF):

a débuté sa formation il y a environ 460 000 ans et s'est poursuivie jusqu'à l'éruption du Laacher See, complexe phonolitique, il y a 12900 ans. Couvrant une surface moins importante que l'WEVF, l'EEVF s'étire sur environ 35 km de long et 20 km de large, entre les villes et

villages de Weiler et Mayen au sud et Andernach et Burg-Brohl au nord. Il est constitué d'une centaine d'édifices dont 80% sont des cônes de scories et très peu sont des maars. Mais sa principale différence avec l'WEVF est la présence de quatre importants complexes phonolitiques (Kempenich, Rieden, Wehr et Laacher See) qui constituent les quatre grandes étapes de son édification. La première (Kempenich) et plus ancienne va de 500 et 450 000 ans environ. Très peu étudiée, elle est très abimée par l'érosion et recouverte d'une importante épaisseur de sol et de végétation. On peut y voir quelques restes de cônes et des necks de phonolites. La seconde (Rieden) s'est mise en place entre 430 et 360 000 ans.



Fig7: Le graben Rhénan et les champs volcaniques allemands, dont WEVF : Westeifel vulkanfeld - EEVF : Osteifel vulkanfeld - HEVF : Hocheifel vulkanfeld in Vulkane der Eifel de H-U.Schmincke.

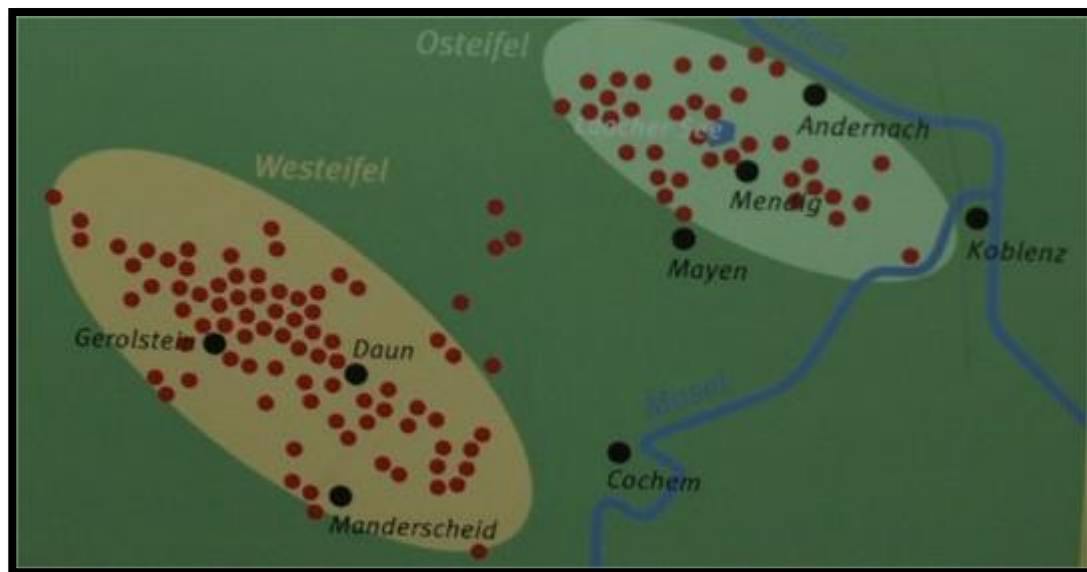


Fig 8 : Le domaine des volcans d'Europe central est le plus jeune avec environ 240 volcans dans l'Eifel ouest, et 100 volcans dans l'Eifel est, le domaine du Laacher See.

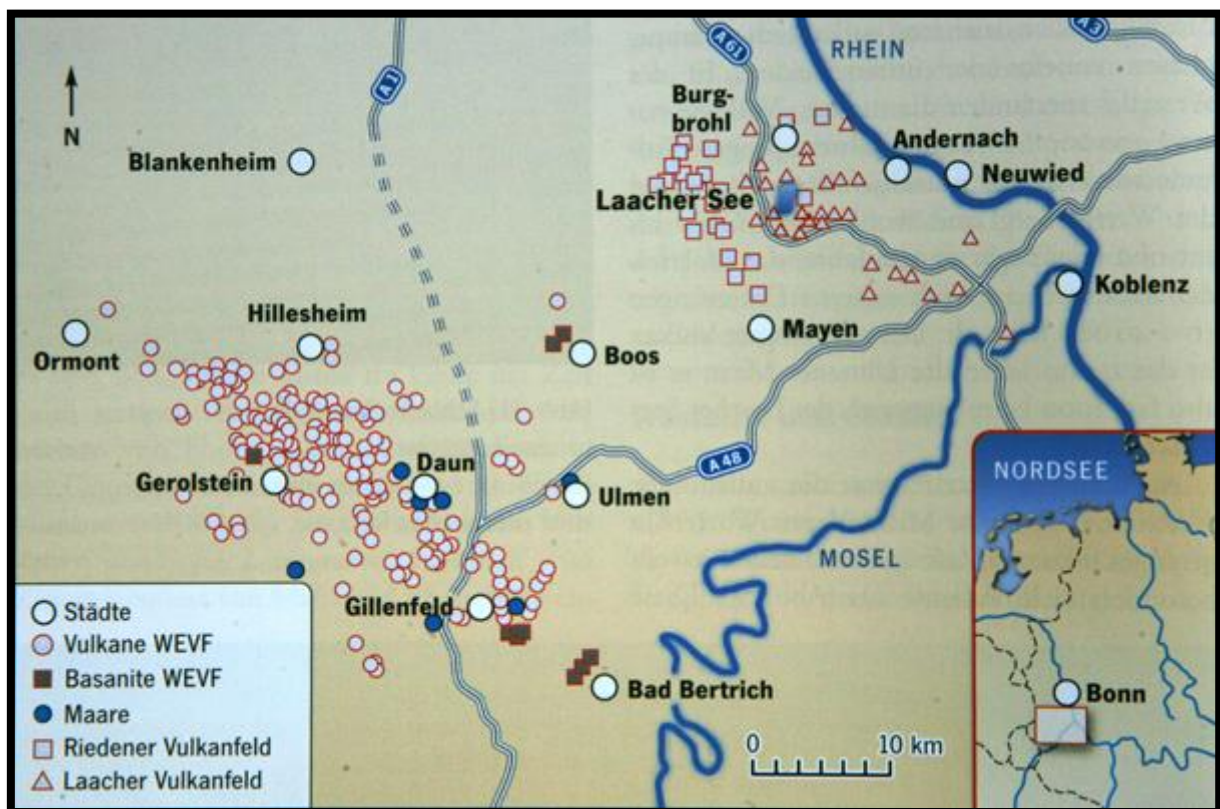


Fig9 : Les deux entités composant le champ volcanique Eifel : le WEVF - West Eifel Vulkan Feld, au SO. et le EEVF - Est Eifel Vulkan Feld (Riedener et Laacher ...

I.5.2. Selon la morphologie et le dynamisme de mise en place nous distinguons dans la région un ensemble de Strato-volcans :

L'activité volcanique dans l'Eifel débute par l'édification de nombreux strato-volcans qui continue pendant toute cette période. Ils émettent des tufs basaltiques alcalins et des coulées de basanites, de téphrite et de leucitite. Parfois même les volcans se mettent en place dans des régions gorgées d'eau comme le prouve l'existence de tufs à palagonite.

Les volcans plus récents de l'Eifel oriental consistent principalement en des dômes de tuf et de scories, dont les flancs sont souvent brisés en un ou plusieurs endroits. Les volcans, les coulées de lave et de leurs éjections couvrent presque totalement les anciens sous-sols. De nombreux volcans ont un cratère central, d'où sortaient les coulées de lave de plusieurs kilomètres ont souvent utilisé des vallées existantes et les ont fermées.

L'effondrement des cratères, à la suite de l'explosion de gaz volcaniques, se remplirent d'eau pour former des maars. Les plus récentes datent de 10 000 ans. Les maars sont caractéristiques du paysage de l'Eifel volcanique. On peut citer la Weinfelder Maar, la Schalkenmehrener Maare.

I.5.2.1. Définition :

Un stratovolcan, ou volcan composite, est un volcan dont la structure est constituée de l'accumulation de coulées de lave, de tephres et/ou de pyroclastites au cours des différents stades éruptifs. Les stratovolcans prennent une forme conique à cause de leur lave pâteuse qui s'écoule difficilement, des retombées de cendres et de scories se faisant préférentiellement près de la cheminée volcanique et des dépôts laissés par les coulées pyroclastiques partant du sommet du volcan. Leurs éruptions peuvent être explosives, de type vulcanien, strombolien, péléen ou plinien. La forme du volcan est généralement conique ou emboîtée à la suite de l'explosion du volcan, un nouveau cône se forme dans le cratère ou la caldeira. Ils atteignent en général de grandes hauteurs, parfois plusieurs milliers de mètres, et leurs pentes sont prononcées, parfois jusqu'à 45°.

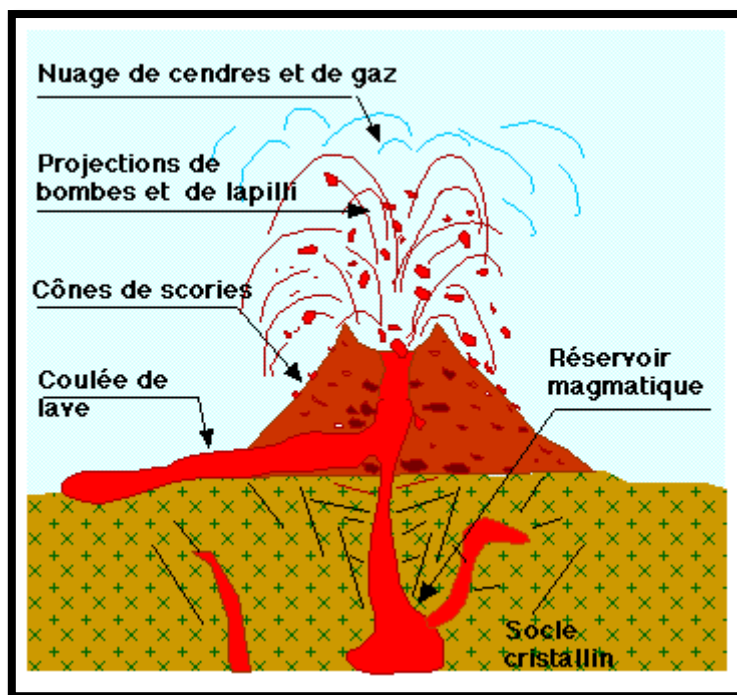


Fig10 : Coupe schématique d'un strato volcan.

L'abondance de ces appareils volcaniques ne permet pas de tout les mettre en avant nous nous contentons de citer la et la des exemples qui nous espérons donné un aperçue général .

Tous sont distinctes par leur évolution, pourtant partiellement synchrones. Ils sont composées avant tout d'édifices monogéniques de type cônes (les plus fréquents) et maars. C'est à l'Eifel que l'on doit le mot « **maar** » (« cratère ») internationalement adapté dans le vocabulaire volcanologique pour décrire un cratère ouvert dans le socle par une activité explosive (**Fig19**) liée à un contact magma-eau (type phréatomagmatisme) . Cette zone volcanique s'est construite sur un vaste bombement de la croûte terrestre appelé par les spécialistes « Bouclier Rhénan ».

Une hypothèse est que l'activité volcanique de l'Eifel fut produite par l'existence d'un point chaud dans le manteau terrestre sous-jacent. Des mesures géodésiques ont établi que l'Eifel est actuellement en surrection, et on estime le taux moyen de cette surrection à environ 1 à 2 millimètres par an. Des études ont montré que le volcanisme actif de l'Eifel n'était pas un phénomène continu dans le temps, mais qu'entre deux phases d'activité il existait une phase inactive pouvant durer de dix à vingt mille ans ; se basant sur cette constatation, certains géologues n'excluent pas la possibilité d'éruptions futures, les dernières éruptions ayant eu lieu à une époque peu reculée dans le temps.

Les dernières éruptions datent d'environ entre 10 000 et 20 000 ans. Bien que l'Eifel volcanique aujourd'hui ne présente pas de volcans en activité, des éruptions futures ne sont pas improbables. Aujourd'hui encore actifs, les phénomènes volcaniques sont nombreux, comme les sources minérales et quelques geysers d'eau chaude.

Les cônes de scories forment les deux-tiers des centres volcaniques, les 30% restants sont constitués de maars et d'anneaux de tuf.

Effectivement Trente pour cent des volcans du champ Eifel-ouest sont constitués de maars.

A peine ces strato-volcans basaltiques commencent-ils à se construire qu'une autre activité s'annonce, surtout dans le nord-ouest de la zone volcanique. De nombreux cratères crachent des tufs de nature phonolitique, qualifiés localement de " selbergitique ", pendant que des dômes de même composition se mettent en place. Ce volcanisme, dont le centre se situe dans le bassin de Rieden, ne dure que 250 000 ans, puisqu'il s'arrête à la deuxième glaciation Gunz il y a 320 000 ans. Le Schellkopf et l'Engelnerkopf en sont de beaux exemples. Par ailleurs, une autre manifestation importante se produit : les explosions de ponce du bassin de Rieden qui se déroulent vers - 350 000 ans, à la deuxième glaciation Gunz.

Deuxième période : alors que les éruptions de nature selbergitique sont définitivement terminées et que les explosions de ponce sont arrêtées, les strato-volcans basaltiques continuent d'être actifs dans cette deuxième période qui débute il y a 300 000 ans à la fin de la première glaciation Mindel et s'achève il y a peut-être 100 000 ans, à la glaciation Riss.

Troisième période : elle est surtout caractérisée par l'alternance d'explosions de ponce et l'édification de strato-volcans de basanite, de téphrite, de leucitite et de néphéline. Son commencement se situe il y a 100 000 ans, à la fin de la glaciation Riss et elle s'achève il y a 11 000 ans seulement, bien après la troisième glaciation Würm.

Toutes ces éruptions de nappes de ponces sont probablement issues d'un même réservoir magmatique, Ces éruptions que l'on peut qualifier de pliniennes étaient courtes, car il n'y a ni paléo-sols, ni érosion dans les bancs. Les aires de dispersion de ces matériaux sont souvent importantes, puisque la ponce de Meerboden se retrouve dans l'est du Westerwald et que celle du lac de Laach a atteint Berlin, la Forêt Noire, les lacs de Constance, de Zurich et le Léman. L'activité du lac de Laach termine les manifestations volcaniques de l'Eifel qui au cours du temps semblent s'être déplacées d'ouest en est.

Les dernières éruptions datent d'environ entre 10 000 et 20 000 ans.

Les cônes de scories forment les deux-tiers des centres volcaniques, les 30% restants sont constitués de maars et d'anneaux de tuf.

Effectivement Trente pour cent des volcans du champ Eifel-ouest sont constitués de maars.

I.5.2.2. Définition du "maar" :

Maar est un terme allemand utilisé pour définir une dépression à fond plat, parfois occupée par un lac(**Fig12**), suite à l'imperméabilisation par des argiles d'altération. Le maar diffère d'un cratère classique, souvent situé en position sommitale et pouvant rester ouvert. Les dimensions sont variables, échelonnées 60 et 8.000 mètres de large, pour une profondeur comprise entre 10 et 200 mètres(**Fig11**).

Le dynamisme volcanique à la base de la formation des maars est le phréatisme, où la transformation liquide-vapeur de l'eau, consécutive à la rencontre de l'aquifère et du magma, induit une forte explosion qui pulvérise le substratum en cendres, lapilli et blocs.

Donc Un maar est un cratère volcanique d'explosion de grand diamètre occupé par un lac ou envahi par la mer ou parfois colmaté ; non situé au sommet d'un édifice éruptif, mais entaillant à l'emporte pièce le substratum préexistant. . Les fragments arrachés à ce substratum constituent toujours une part importante, souvent prédominante, des produits projetés par ce cratère.

Lorsque le cratère produit lors de l'explosion est actuellement un lac, on parle de « gour ». Lorsque ce cratère s'est comblé pour former une zone plus ou moins marécageuse, on parle de « narse ».

Deux types de maars sont connus selon qu'ils ont été alimentés par un magma acide (maars trachytiques) ou basique (maars basaltiques). Nous insisterons dans cette étude plus particulièrement sur les maars basaltiques.

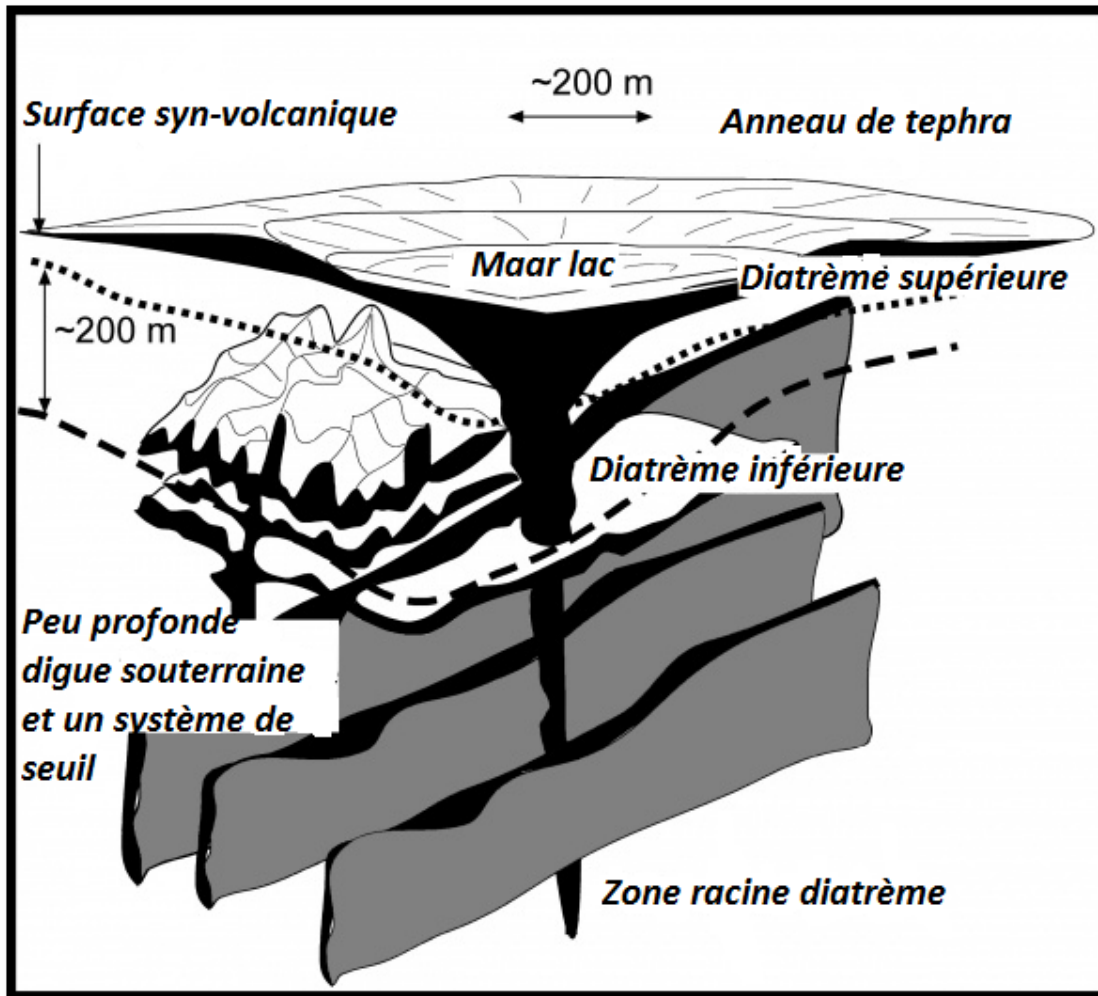


Fig11 : Structure de type maar - doc. Géomorphologie revues

C'est l'hydrovolcanisme qui caractérise les maars, et met en œuvre les éruptions de *type phréatique* sensu stricto, lorsque le magma sous-jacent, à l'origine de l'augmentation du flux de chaleur et de la vaporisation de l'eau, reste en profondeur, ou les éruptions de *type phréatomagmatique* (**Fig 12**), dans lesquelles le magma et l'eau interviennent en diverses proportions, avec sortie du magma en surface.

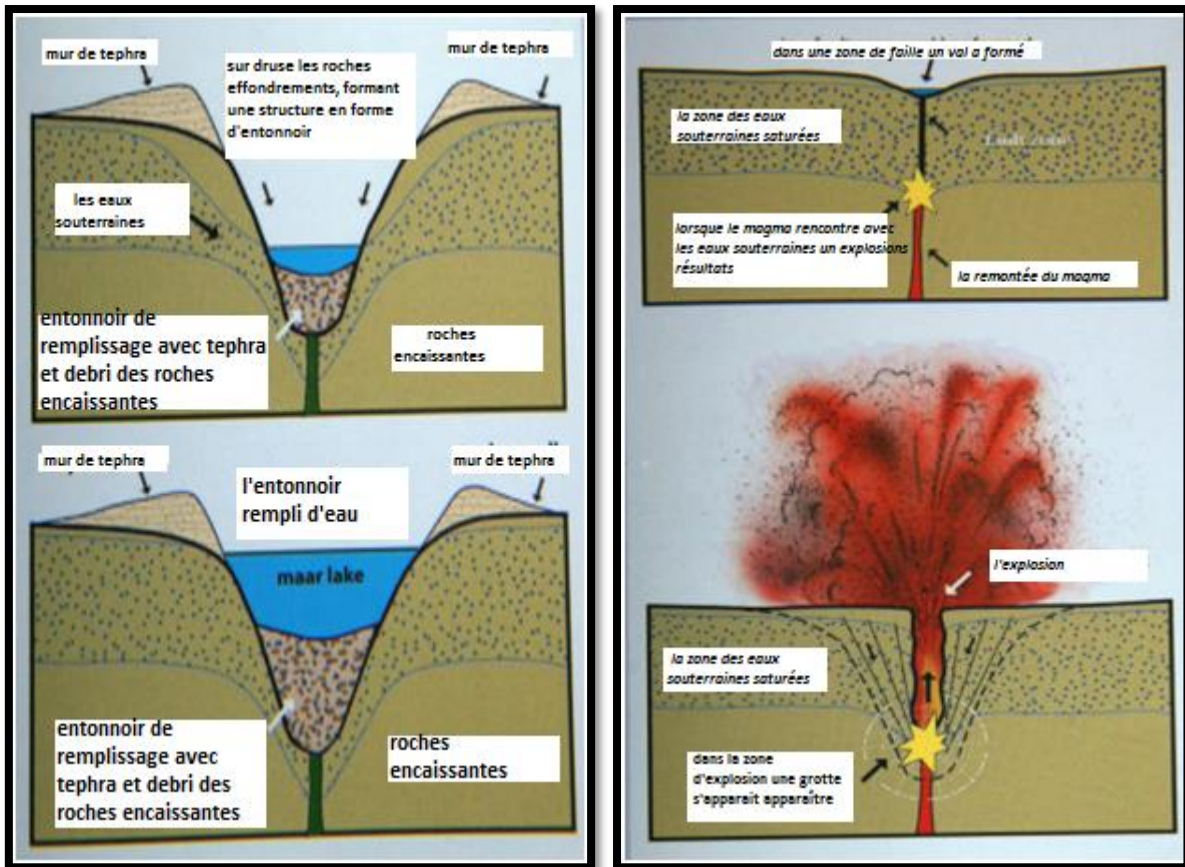


Fig 12: Schéma représentatif de l'évolution et formation d'un maar : La rencontre du magma et de l'aquifère génère une éruption phréatomagmatique d'après doc. GEO- Infoband "Vulkaneifel".

Éjecta retombent en partie dans la dépression et autour de celle-ci, formant un anneau (tuff ring) - l'imperméabilisation par des argiles d'altération va permettre l'occupation de la dépression par un lac. - d'après doc. GEO- Infoband "Vulkaneifel".

Le maar primordial, inhabité, ne contient que des eaux stériles contenues entre des parois de ponces et lapilli. Les glissements de terrain vont peu à peu en faire diminuer la profondeur et en quelques milliers d'années, leur structure profonde va se transformer en un lac "plus plat".



Fig13 : Photo montrant le Meerfelder maar - c'est la plus grande formation issue d'une éruption phréatomagmatique de l'Eifel., occupée partiellement par un lac de cratère, partiellement par des terres agricoles et de l'habitat rural - photo Manderscheid.-



Fig14 : Photo montrant Ouest - Dauner maare : de bas en haut, Gemünderner maar, Weinfelder maar et Schalkenmehrener maar.

I.5.2.3. Tephra :

Est un matériau fragmentaire du à une éruption volcanique, indépendamment de la composition, la taille des fragments ou un mécanisme de mise en place.

Les volcanologues se réfèrent également à des fragments aéroportés de pyroclastes. Une fois les fragments tombés au sol, ils restent aussi tephra moins assez chaud pour faire fondre ensemble dans la roche pyroclastique ou tuf.

La répartition des téphras la suite d'une éruption implique généralement les plus grands rochers qui tombaient à terre le plus rapide et donc plus proche de l'événement, tandis que des fragments plus petits voyagent plus loin – les cendres peuvent souvent voyager pour des milliers de km, car il peut rester dans la stratosphère des jours à quelques semaines après une éruption. Lorsque de grandes quantités de téphras s'accumulent dans l'atmosphère provenant des éruptions volcaniques massives (ou à partir d'une multitude de petites éruptions se produisant simultanément), ils peuvent refléter la lumière et la chaleur du soleil à travers l'atmosphère, dans certains cas, provoquer une baisse de température, entraînant un, «temporaire hiver volcanique», le changement climatique. Tephra mélangé avec des précipitations peut aussi être acide et causer des pluies acides et des chutes de neige.

La visite du Wingertsbergwand - la paroi du Wingertsberg - un ancien cône de scories est amplifié par les dépôts de l'explosion du Laacher See.

Le front de taille de la carrière du Wingerstberg est la succession la plus complète de l'éruption de ce volcan. On n'y observe aucun sol intercalé, ni figure de ravinement. On peut en conclure que l'éruption s'est faite en une seule fois, sans interruption notable. Elle doit avoir duré entre 3 et 6 jours, d'après les divers périodes d'émissions.



Fig15 : Photo montrant les Couches de téphra dans rebord de Leyendecker volcan, WEVF d'après Bogaard van den 1995.



Fig16 : Photo montrant le Dépôt de Tephra du Laacher See éruption, champ volcanique de l'Eifel de l'Ouest, Allemagne de l'Ouest. Cette éruption a eu lieu il ya 13.000 ans et a impliqué environ 5 km³ de magma (Bogaard van den 1995). Le Laacher See tephra se trouve dans toute l'Europe du nord-ouest. Date de photo 8/95, © JS Aber.

I.5.2.4. Le Laacher See :

La carrière du Wingertsberg se trouve à environ 1,5 km au sud-est du Laacher See. Cette carrière est constituée d'un front de taille d'une trentaine de mètres de hauteur.



Fig17 : Photographie du front de taille (les personnes en bas de la photo donnent l'échelle) de la carrière du Wingertsberg. © DR

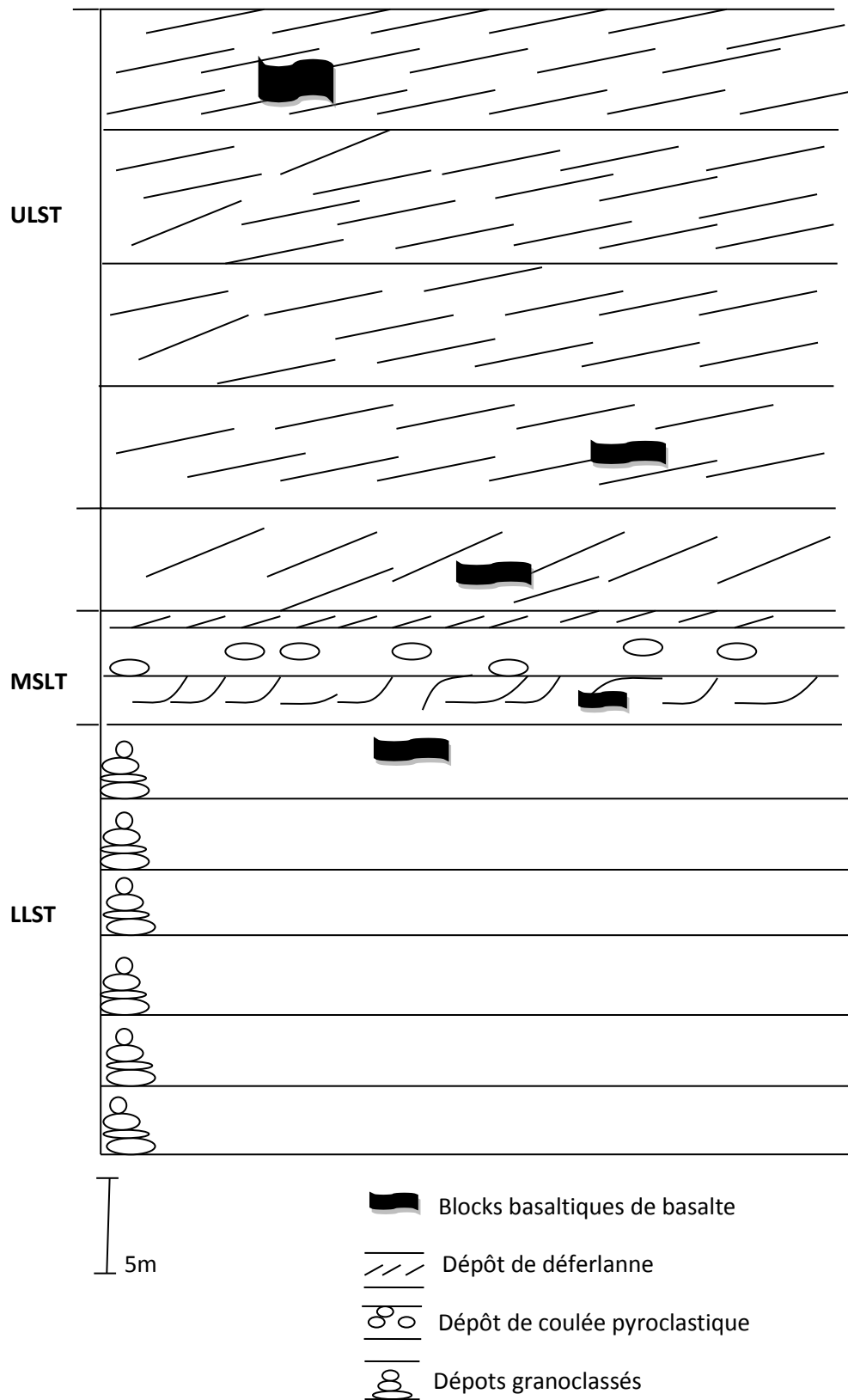


Fig 18 : Vue schématique et interprétative du front de taille du Wingerstberg. © DR

On y observe la succession phonolitique issue du Laacher See. Cette séquence est subdivisée en trois (**Fig 18**) et (**Fig 19**):

- la Lower Laacher See Tephra (LLST) ;
- la Middle Laacher See Tephra (MLST) ;
- l'Upper Laacher See Tephra (ULST).

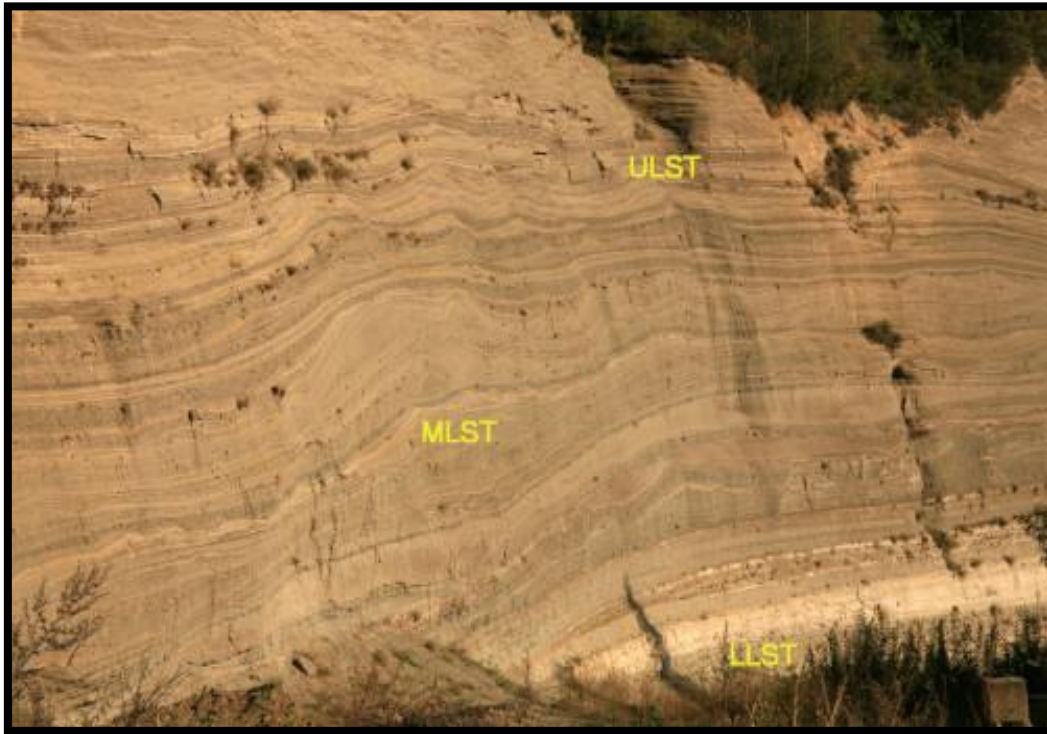


Fig 19: Le front de taille du Wingertsberg, avec situation approximative des couches.

© B.Duyck 2007 La couche supérieure, soit l'ULST - Upper Laacher See Tephra - est la zone la plus riche en phénocristaux et en minéraux mafiques. La couche moyenne - MLST, Middle Laacher See Tephra - présente des échantillons plus hétérogènes et de couleur variable. Dans le bas, les ponces blanches éjectées en premiers - LLST, Lower Laacher See Tephra - forment des strates horizontales, chaque strate correspondant à une explosion. Elles sont fortement vacuolaires et contiennent peu de phénocristaux.

La Lower Laacher See Tephra

Les ponces blanches éjectées en premier (LLST) forment des couches (ou strates) horizontales. Elles sont les plus vésiculées et contiennent très peu de grands cristaux (ou phénocristaux). La plupart de ceux-ci sont de la sanidine. Ces dépôts possèdent un granoclassement. Chaque strate est due à une explosion.

La Middle Laacher See Tephra

Les échantillons de la MLST sont un peu plus sombres. De plus, ils sont souvent hétérogènes et présentent des variations de coloration (gris clair à gris sombre). Le pourcentage de phénocristaux est plus important que dans la LLST et il existe plus de minéraux mafiques.

Dans cette partie de la séquence, on trouve deux types de strates :

- des couches massives à toit plat et à base ondulante avec des blocs plutôt rassemblés vers le toit de la strate. Ces dépôts sont issus de coulées pyroclastiques dans lesquelles la concentration en éléments est forte. Donc les grains se soutiennent mutuellement. Les grains les plus gros sont ceux qui tiennent le mieux. Par conséquent, les plus petits décantent vers le bas, ce qui explique que les gros blocs se situent au toit de la couche. Ces éléments sont déposés par un courant laminaire. Ces niveaux ont une base érosive, ce qui explique la base ondulante des strates. C'est le front de la nuée qui érode les terrains ;
- les autres couches de la MLST sont des niveaux à stratifications internes fines obliques et ondulées, à base ondulée et à toit plus ou moins plat. Ces dépôts sont issus de déferlantes dans lesquelles les éléments sont plus isolés les uns des autres. Leur transport se fait alors par suspension dans un nuage gazeux. Pendant l'avancée de la nuée, les grains se sédimentent et sont alors transportés par traction. C'est ce changement de mode de transport qui est à l'origine des stratifications obliques. Ces éléments sont déposés par un courant turbulent. On trouve dans ces niveaux des lamines dues à une augmentation de la force du courant. Si cette force augmente encore, on observe des antidunes (image ci-dessous) où les processus d'érosion et d'accrétion sont inversés par rapport aux dunes d'un désert à cause de la violence des vents.

I.5.3. Phréatomagmatisme :

Le terme phréatomagmatisme est utilisé pour décrire toute activité éruptive qui résulte du contact entre un magma qui est :

- soit en cours ascension (magma stricto sensu)
- soit déjà en surface (lave)

Et de l'eau qui peut-être :

- soit souterraine (nappe phréatique, paléo réseau hydrographique, etc.)
- soit en surface (lac, rivière, tourbière, etc.)

Le phréatomagmatisme se retrouve dans plusieurs styles d'activités différentes, mais toujours explosives :

- les activités éruptives stricto sensu dont l'origine est, ou peut être, phréatomagmatique sont :

L'activité volcanienne, qui est parfois d'origine phréatomagmatique ;

L'activité surtseyenne, qui se met en place dans les eaux peu profondes (lac, sommet de volcan sous-marin sub-affleurent, etc), elle forme des cônes de tufs ;

L'activité phréatomagmatique stricto sensu avec formation de maars ;

- les activités explosives "secondaires" :

Explosions phréatomagmatiques au passage d'une coulée sur une zone humide, avec formation de cratères secondaires ou de "cônelets sans racines" ;

Arrivée de coulées de lave en mer ; il peut alors se former des "cônes littoraux" (Piton de la Fournaise, en 2003) ;

L'Arrivée d'écoulements pyroclastiques sur des zones humides avec formation de cratères secondaires à la surface des dépôts (Mt St Helens 1980 ; Grand Sarcouy en Chaîne des Puys, nappe de ponces du Mont Dore, il y a 3 Ma).

Le paramètre essentiel qui détermine l'explosivité d'une activité phréatomagmatique est le rapport "quantité de magma/quantité d'eau" (Wolertz et McQueen, 1984). Si ce rapport est élevé (beaucoup de magma et peu d'eau) l'activité est très proche d'une activité magmatique classique (strombolienne, etc.). L'explosivité est alors modérée à faible.

Si ce rapport est très faible (beaucoup d'eau et peu de magma) l'explosivité est très faible également, comme "étouffée" par la trop grande quantité d'eau qui dissipe la chaleur apportée par le magma. Ce sont les éruptions surtseyennes.

Mais il existe un optimum dans ce rapport magma/eau qui entraîne un optimum de la fragmentation du magma, c'est à dire de l'explosivité. Ce rapport, situé entre (en gros) 0,1 et 1, libère le maximum d'énergie mécanique et donne donc la plus grande explosivité à l'éruption. C'est à cet optimum que le plus de chaleur magmatique est convertie en fragmentation mécanique.

Par ailleurs la composition du magma joue un rôle elle aussi, les éruptions basiques libérant, pour un même rapport magma/eau, une énergie mécanique moins importante qu'une trachyte. Le front de taille de la carrière du Wingerstberg est la succession la plus complète de l'éruption de ce volcan (**Fig17**) et (**Fig 18**). On n'y observe aucun sol intercalé, ni figure de ravinement. On peut en conclure que l'éruption s'est faite en une seule fois, sans interruption notable. Elle doit avoir duré entre 3 et 6 jours, d'après les ratios d'émissions.

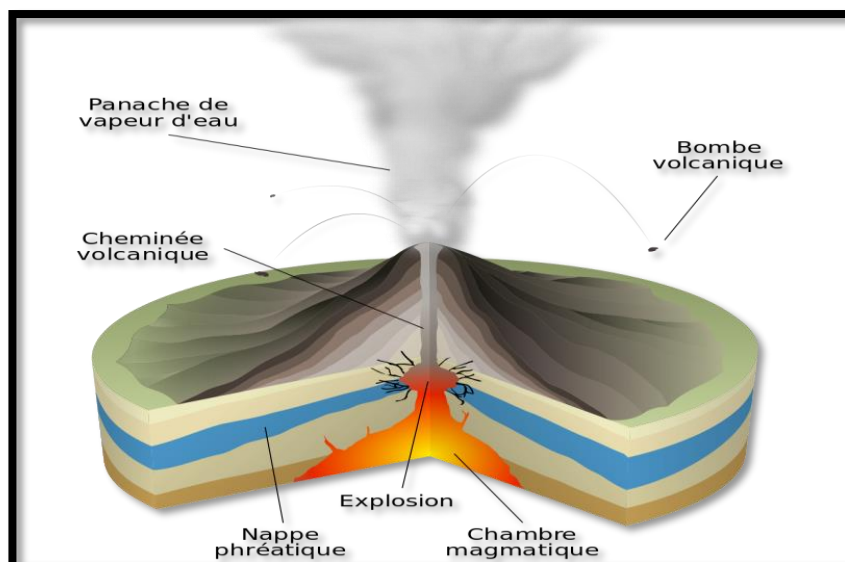


Fig20 : Eruption phréatique ou phréatomagmatique.

Les écoulements pyroclastiques = **nuées ardentes**

Les éruptions explosives se manifestent par des nuées ardentes. Écoulements pyroclastiques, émulsions denses de solides, liquides et gaz magmatiques à haute température (jusqu'à 500 °C), s'épanchent à grande vitesse (jusqu'à 500 km/h), souvent de façon dirigée, et constituent un **danger majeur pour l'homme**.

Les dépôts des nuées ardentes

Les dépôts des nuées ardentes, contrairement aux retombées, sont constitués d'un mélange de blocs et de cendres très mal classés.

L'étude du dépôt dans son ensemble permet de quantifier la puissance de l'éruption.

- épaisseur du dépôt à une distance donnée du cratère,
- dispersion (aire des dépôts dont l'épaisseur demeure supérieure ou égale à une valeur donnée),
- fractionnement = % de matériel d'une taille < 1 mm à une distance donnée du cratère.

Ces paramètres augmentent avec l'intensité du phénomène générateur : une éruption violente laisse des dépôts sur une épaisseur importante, dispersés sur une aire large, finement pulvérisés.

L'épaisseur n'est pas un bon paramètre pour comparer des éruptions à nuées ardentes, car elle dépend aussi de la largeur de la vallée qui les canalise par exemple ; en revanche le paramètre fractionnement est intéressant.

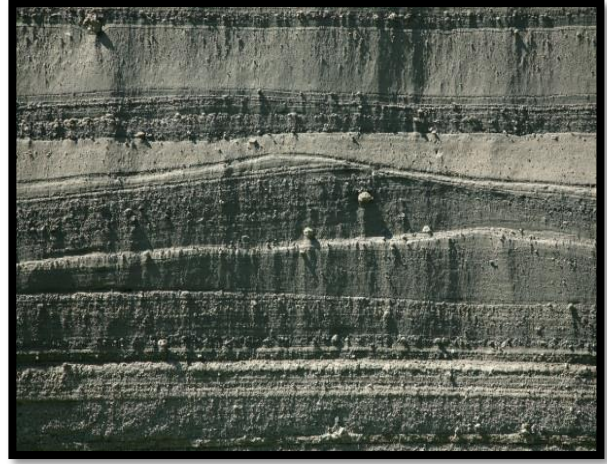


Fig21 : Photo montrant Carrière du Wingertsberg - Le grand front de taille stratifié -d'après B.Duyck 2010



Fig22 : Photo montrant Blocs de basalte et figure de charge –d'après B.Duyck 2010
l'antidune située derrière lui. –d'après B.Duyck 2010.

II.1.introduction :

La magmatologie de la région semble simple, un basalte alcalin à olivine a donné par différenciation par gravité et par pneumatolyse, des téphrites et des basanites.

Les produits des roches volcaniques de cette région se divisent en produits pyroclastiques et en laves.

II.2.Le magmatisme : Pétrographie des roches volcaniques de la région de l'Eifel :

II.2.1.Les produits pyroclastiques comprennent :

- les tufs basaltiques alcalins de couleur noirs et contiennent olivine, augite, biotite et minéraux opaques (magnétite). On les rencontre sous forme de dépôts stratifiés tuff rouge. C'est un agglomérat de scories produites lors d'éruptions explosives de type phréatomagmatique.

Les enclaves de roches volcaniques et du socle ne sont pas rares.

- les tufs selbergitiques qui ont la composition chimique de phonolites très riches en leucite et en noséane, sont gris, verdâtres ou jaunâtres. Les enclaves de roches étrangères sont fréquentes.

Les ponces forment de grandes nappes dans les bassins de Rieden, de Wehr et de Laach. La ponce du bassin de Wehr est blanche, très riche en verre, on peut très bien l'observer dans la carrière de Kärlich. La ponce du bassin de Laach est également blanche, très riche en verre, elle est bien visible dans les carrières de Mendig, l'absence de néphéline et de noséane dans les ponces du bassin de Laach permet de les distinguer de celles du bassin de Wehr.



Fig 23:Photo montrant lapilli accrétiés sur un front de taille du côté d'Eich roche pyroclastique dominée par lapilli scoriacée 2 à 10 mm de diamètre, à mésostase sombre aphanitique ; Eifel, Kemperich,



Fig24 : Photo montrant le Dépôts en strates des éruptions, bien visibles dans l'une des nombreuses carrières aux environs du Laacher see, d'après SD Chéreau (juillet 2009).



Fig25 : Photo montrant Tuf volcanique Ces débris forment autour du lac un anneau de tuf de un à plusieurs mètres d'épaisseur composé d'inclusions de schistes prises dans une masse de ponces phonolitiques.



A

B

Fig26 : Vue en gros plan du basalte Niedermendiger montrant de nombreuses inclusions de xenolith de peridotites(A)et Sélection d' enclaves de péridotite du tephra Leyendecker. Ces fragments sont composés d'olivine(B) dérivée du manteau supérieur.

II.2.2. Les laves comprennent les basaltes alcalins :

les Schorenbergite, les selbergites, les leucites, les néphélinites, les basanites et les téphrites.

- les basaltes alcalins : affleurement sous forme de coulée de couleur foncée, avec phénocristaux d'olivine et clinopyroxène, mais aussi ce tuf rouge. C'est un agglomérat de scories produites lors d'éruptions explosives de type phréatomagmatique.

Le tuff de Michelnaou contient 64% de matrice vitreuse, 32% de zéolithes et de matières indéfinies, 2% de pyroxène, et d'autres minéraux accessoires dont l'olivine. On retrouve les zéolithes dans les pores, constituant pour moitié de ce tuf. La couleur rouge du tuff provient de sa teneur en fer(Fig27).



Fig 27 : Photo montrant les coulées basaltiques superposées – d'apprêt Bernard Duyck

05.2014



Fig28: photo montrant Coulee basaltique eifel- Herbstein / Gallberg - d'apprêt Bernard Duyck 05.2014

- Les selbergites sont des phonolites très riches en leucite et en noséane (**Fig29**), elles doivent leur nom au Selberg, situé dans la zone de Laach. Ce sont des roches claires. Les leucites sont assez claires et contiennent des phénocristaux de leucite et d'augite, elles forment quelques coulées et des intrusions près de Weibern, Mayen ou Oberlützingen



Fig29 : Photo montrant La selbergite c'est une phonolite très riche en leucite et en noséane Rheinland-Pfalz, Germany.

II.2.3.les basanites :

C'est un groupe de roches Tephritique qui contient essentiellement des plagioclase calcique (plus de 10% des minéraux felsiques), du clinopyroxène, des minéraux foidiques et de l'olivine. Les Basanites sont donc des roches à minéraux riches en alcalin (Na- K)-L'olivine > 10%. Donc les Basanites sont une l'ignée de roche alcaline fine dominée par olivine essentiellement, du plagioclase et des feldspathoïde,(habituellement néphéline, leucite et / ou analcime) .Les basanites contiennent également un minéral ferromagnésien généralement un clinopyroxène représenté par de l'augite, aegirine-augite, ou aegirine. L'Olivine et le pyroxène se produisent habituellement comme phénocristaux. Basanites phonolitiques contiennent également des feldspaths alcalins.

Les roches alcalines qui sont essentiellement dépourvues de feldspath sont appelés foidites et ils comprennent néphélines, Melilitites et Leucitites.

Néphélinites sont des roches extrusives à grains fins composés par Nepheline et clinopyroxène; Néphélinites dans lequel les minéraux mafiques sont appelés melanephelinites: sont sombres ce sont des roches extrusives à grains fins composés de phénocristaux d'augite, d'olivine, parfois de mica rouge. Qui possèdent une paragenèse de type pyroxène+oxydes+néphéline. Dans le cas où les minéraux mafiques sont plus nombreux que les minéraux sont appelés melanéphelinites.

Leucitites : sont assez claires et contiennent des phénocristaux de leucite et d'augite, elles forment quelques coulées et des intrusions près de Weibern, Mayen ou Oberlützingen. La Schorenbergite est une leucoleucitite à noséane. Sont des groupes de roches extrusives ou subvolcaniques à grains fins, souvent porphyrique composées essentiellement de Leucite et clinopyroxène (Titanoaugite, diopside ou Aegirine).Le terme a été utilisé pour la première fois par Rosenbush en 1877.



Fig30 : Leucite échantillon. Image tirée du "Musée d'Histoire Naturelle de l'Académie des physiocrates."

La téphrite : Est une roche magmatique volcanique dont la structure peut ou non présenter des cristaux apparents. La composition minérale est généralement riche en feldspathoïdes (leucite et néphéline), en plagioclases et dans une moindre mesure en feldspaths alcalins. Les pyroxènes (clinopyroxènes) sont des minéraux courants. On y trouve fréquemment des traces d'amphiboles et d'Hauyne nesoane. En revanche, le quartz et l'olivine $\leq 10\%$ parfois elle est absente. La Téphrite est donc une l'ignée de roche alcaline fine dominée par plagioclase essentiellement, et feldspathoïde, habituellement néphéline, leucite et / ou analcime. Téphrites contiennent également un minéral ferromagnésien un clinopyroxène tels qu'augite, aegirine-augite, ou aegirine. Les Pyroxène et les feldspathoïdes se produisent habituellement comme phénocristaux. Téphrites phonolitiques contiennent également des feldspaths alcalins. roches sombres à grands cristaux d'augite, parfois d'olivine, de leucite et de biotite. Elles forment des coulées au Bausenberg près de Niederzissen, au Veitskopf près du lac de Lach, au Bellberg près d'Ettringen et à Mendig(**Fig30**).



Fig31 : photo montrant la Leucite téphrite carrière brousse montagne, Achkarren, Vogtsburg, Breisgau-Hochschwarzwald, district; Fribourg, district; Baden-Württemb.



Fig32 : Tephrite : à Olivine et pyroxene ;Fohrenberg, Ihringen, Breisgau-Hochschwarzwald, district; Fribourg, district; Baden-Württemb

| | Avec feldspathoïdes | Avec feldspaths et feldspathoïdes. |
|--------------------------------------|--|--|
| Feldspaths alcalins ou dominants. | Phonolite | <u>Néphéline</u> (avec <u>néphéline</u> seuls) |
| Feldspaths alcalins et plagioclases. | <u>Téphrite</u> (sans <u>olivine</u>) | |
| Plagioclases seuls (An>50) | <u>Basanite</u> (sans <u>olivine</u>) | leucite (avec <u>leucite</u>) |

Tableau 1 : classification de la série basaltique alcaline sous saturée de l'eifel.

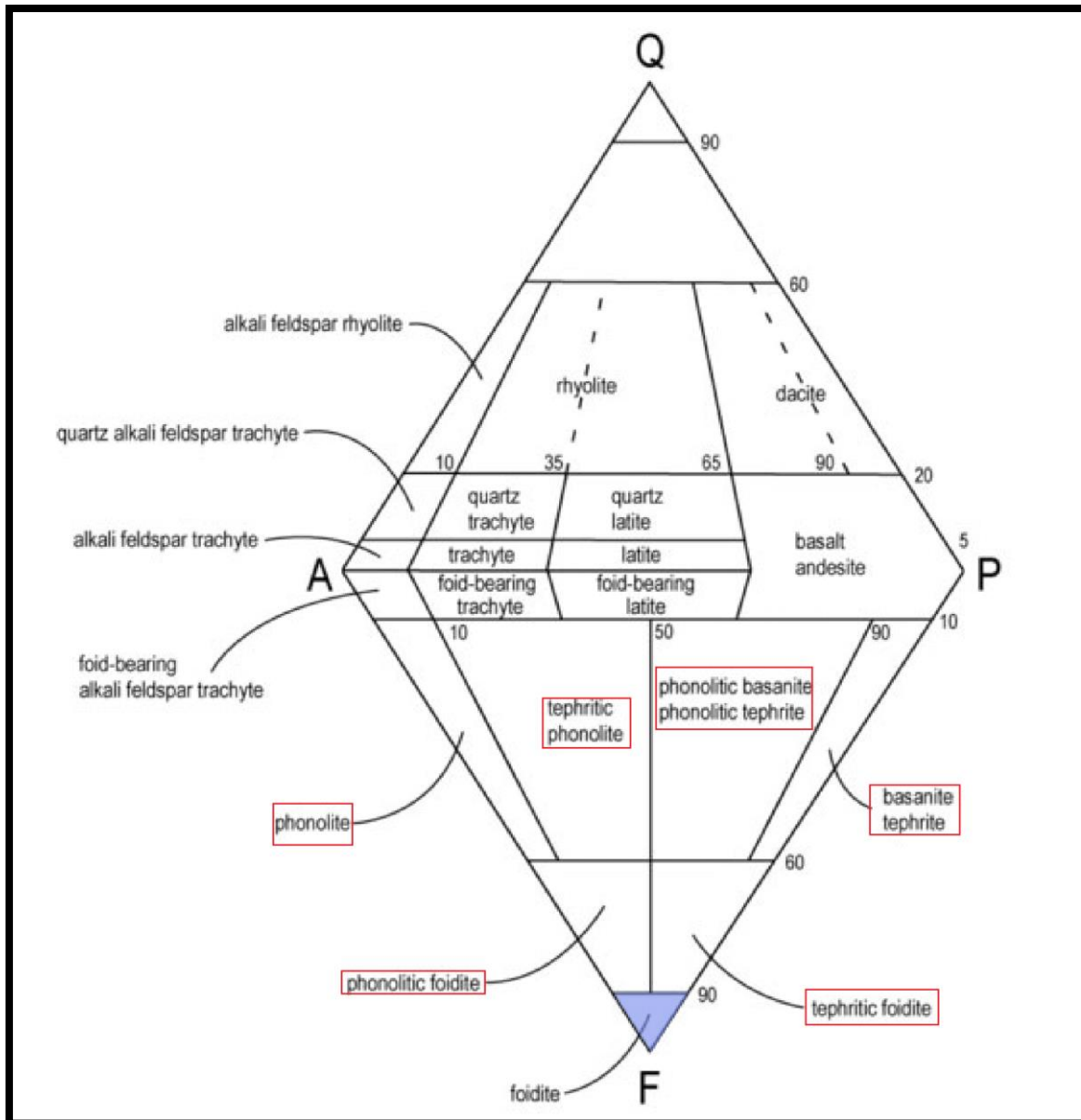


Fig 33 : Diagramme AQHP de steckeisen représentant la série des roches de l'eifel.

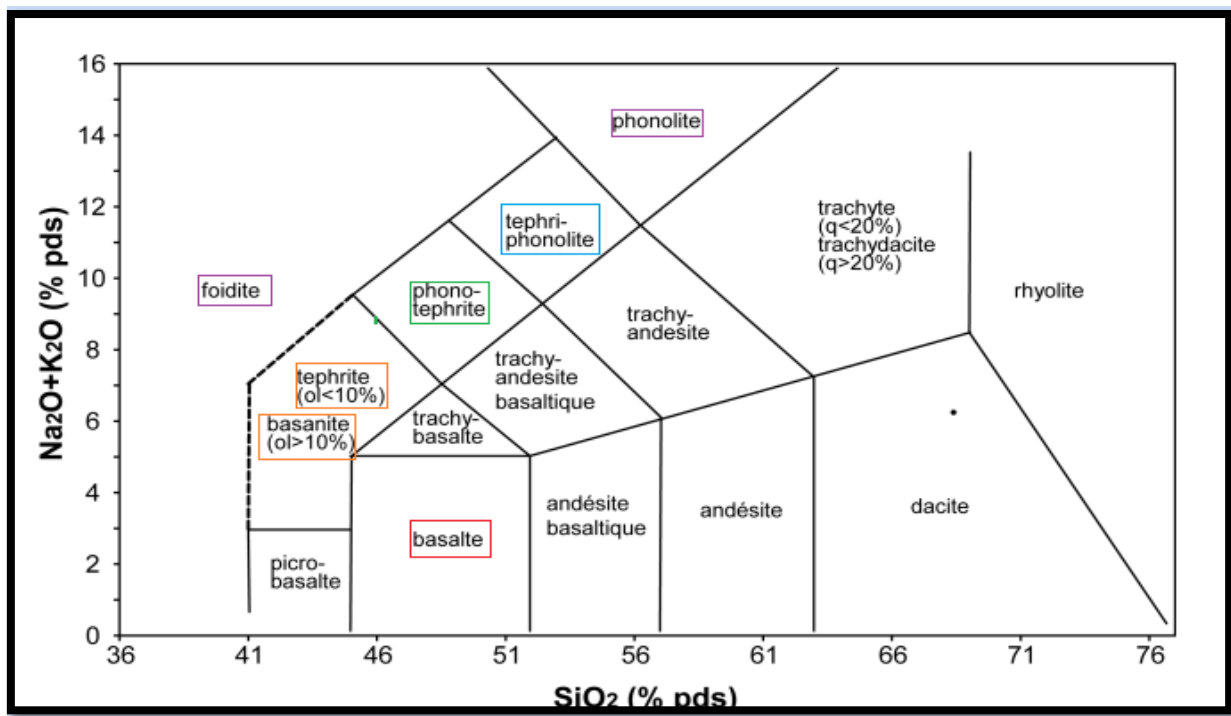


Fig34 : Classification de Lebas et Al 1986 représentant la série de roches volcanique de l'Eifel.

Du point de vue magmatologique on sait très peu de chose au sujet du volcanisme de la zone de Laach. Pour certains il existe un basalte alcalin à olivine en profondeur, pour d'autres il y a deux réservoir de magma indépendants dérivant d'un basalte alcalin à olivine.

La minéralogie des échantillons de différents lieux a donnée des laves généralement fraîches. Toutefois, les phénocristaux d'olivine montrent souvent des couronnes d'iddingsite et dans plusieurs échantillons les vésicules sont remplies de carbonate. Les laves les plus primitives contiennent des phénocristaux d'olivine, clinopyroxène et spinelle, avec des cristaux atteignant des dimensions allant jusqu'à 5 mm. Enclaves de péridotite jusqu'à 2 cm de diamètre, ainsi que l'olivine et orthopyroxène xénocristaux plusieurs millimètres de diamètre, sont observés dans plusieurs échantillons. Les olivines de la matrice ainsi que des phénocristaux d'olivine contiennent 70-85% alors que l'olivine Fo dans les enclaves et les xénocristaux d'olivine ont plus Fo contenu de 88-91%. Clinopyroxènes dans les roches les plus primitives sont brunâtres Ti-augites avec un fort zonage et les gros cristaux présentent souvent des bordures de croissance automorphes entourant arrondies à noyaux de couleur claire. Les compositions sont similaires à Ti-augites dans les laves de l'Eifel (Duda et Schmincke, 1985). Dans la Matrice le plagioclase primitive varie de An 64 à An 87 dans les

laves. Les laves les plus évolués contiennent souvent de grandes quantités de phénocristaux de plagioclase, anorthose, sanidine et, moins abondant l'aegyrine-augite, Ti-magnétite et apatite. Les phénocristaux de plagioclase ont des compositions allant d'An 26 à An 45.

II.3. Etude microscopique :

Une collection de dix huit (18) lames minces furent nécessaires à l'étude microscopique des différentes séries volcaniques allant de basalte alcalin à olivine qui par différenciation aux téphrites et aux basanites.

Les produits des roches volcaniques de cette région se divisent en produits pyroclastiques et en laves.

II.3.1. le basalte alcalin :

II.3.1.1. Description microscopique :

L'examen microscopique de cette roche montre une texture porphyrique microlitique à hyalo-microcristalline, elle renferme des phénocristaux de Clinopyroxène, d'olivine, et minéraux opaque.

-L'olivine : (Ol₁):

Visible en phénocristaux de forme automorphe représentant environ 5-6%, de taille variable entre (0.2-0,7mm), généralement incolore, présentant des golfs de corrosion, et est craquelée. Et présente de petites inclusions d'opaque (Op₁).

-Le clinopyroxène : (Cpx₁) :

Plus abondant représente 10 à 12 % de la roche .il apparait en cristaux automorphe de taille variable entre (0.05 - 0.5 mm) ou en petits de cristaux agglomérés. Le Clinopyroxène (cœur foncé vert et bordure jaune clair) est le pléochroïsme est faible, la biréfringence est moyenne, l'extinction oblique l'angle (40-45⁰).la macle h₁est fréquente et la bordure est zonée. Ces caractéristiques optiques correspondent entre pigeonite -augite. Les inclusions de petits cristaux de Plagioclases (Pl₁) sont assez fréquentes.

-Le plagioclase : (Pl₂)

Est moins abondant dans ce facies, sa proportion atteint 2% de la composition modale de la roche, il se présente le plus souvent en petite baguette allongée de taille variant entre (0.2 -0.5 mm), sont assez limpides et les macles polysynthétiques sont toujours visibles. Des inclusions fluides en fines aiguilles enchevêtrées parsèment le minérale.

-Les minéraux opaques : (Op₂)

Plus abondant 12 à 15% Apparaissent essentiellement en grain de taille (0,02 – 0,05 mm), représente moins de 1%, de la roche, automorphe à sub-arrondie parfois agglomérés.

-La mésostase:

Elle est microlitique à hyalomicrocristalline

La mésostase est presque totalement recristallisée, représente 65% du volume de la roche, elle est marquée par la présence de nombreux microcristaux de Pyroxène (Cpx₂), d'olivine(Ol₂) et des microlites de plagioclase (Pl₃) en prisme allongée et de minéraux opaque (Op₃) et rares cristaux d'analcime(Analc₁) difficile à déterminer, et verre amorphe non cristallisée.

-Ordre de cristallisation :

(Op₁+ Pl₁)→ (Ol₁+ Cpx₁+ Pl₂+ Op₂)→(Ol₂+ Cpx₂+ Pl₃+ Op₃+ Analc)→ verre amorphe

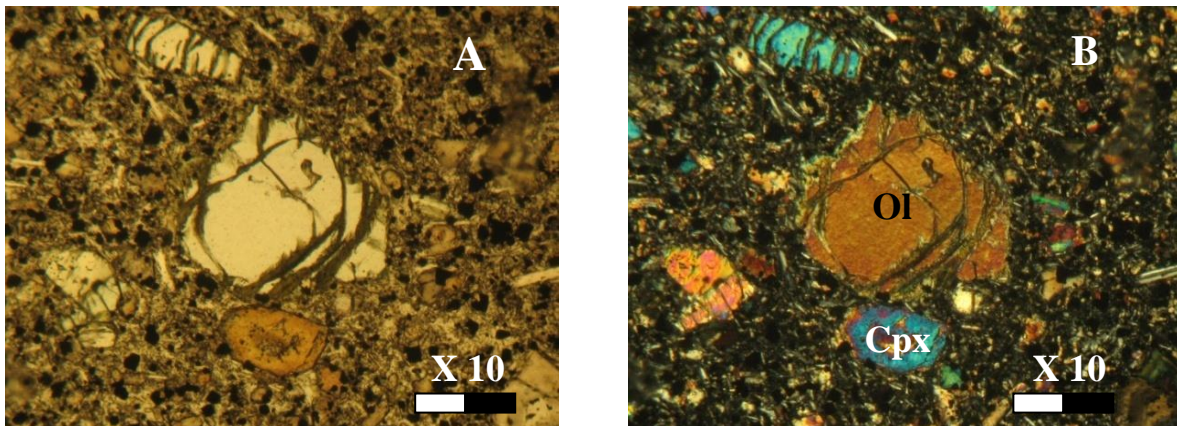


Fig35:Vue microscopique d'un basalte alcalin à une matrice constituée de phénocristaux d'olivine clinopyroxène ,plagioclase et des minéraux opaques dans la photo **A** (LN) et photo **B** (LP).

II.3.2.Tufs de Basalte :**II.3.2.1.Description microscopique :**

L'examen microscopique du Tuf basaltique montre une texture cristallo-lithoclastique à fond presque absent hyalin (amorphe) vitreuse. C'est un tuf à éléments fins constitué de

lithoclastes et cristalloclastes variables appartenant roches du substratum et aux roches volcaniques.

-Les lithoclastes :

Assez abondant, ils représentant environ 70% du volume total, de la roche. Contient des éléments du socle (quartzite, schiste) et des lithoclastes des roches volcaniques.

-les lithoclastes d'éléments de roches du substratum : assez abondant de forme et de tailles variables de 0,5 mm à plus de 1 mm représentés par des quartzites à cristaux de quartz de forme de taille et texture variables ; de schistes micacés etc ...

-les lithoclastes de roches volcaniques présentent les même forme et taille que les précédentes, il s'agit de basaltes à texture porphyrique à fond microlithique hyalo- visculaire à vacuolaire, généralement aphanitique.

les phénocristaux représentent moins de 5% de la roche de taille variée entre(0,1-0,2mm) ce sont des olivines (**Ol₁**), et des pyroxène (**Cpx₁**), des opaques (**Op₁**) rare et des amphiboles (**Amp₁**) avec des inclusion de plagioclases (**Pl₁**)

un fond finement microlitique représenté par une faible teneurs moins de 10% environ de la roche de plagioclase, rarement de granules d'opaque, le reste est représenté par du verre amorphe isotrope

-Cristalloclastes :

Composés de phénocristaux brisés et cassé cependant conservent l'automorphie il s'agit de Pyroxène augite le plus souvent à macle h₁, d'Olivine craquelée d'orthoclase (Sanidine) maclée carlsbad et de minéraux opaques .ils représentent moins de 5 % de la roche, on retrouve même de rare cristaux de feldspaths potassiques perthitique témoignant probablement d'un substratum de composition granitique.

L'ensemble des litho et cristalloclastiques sont soudés par un fond peu abondant presque absent d'un verre amorphe isotrope

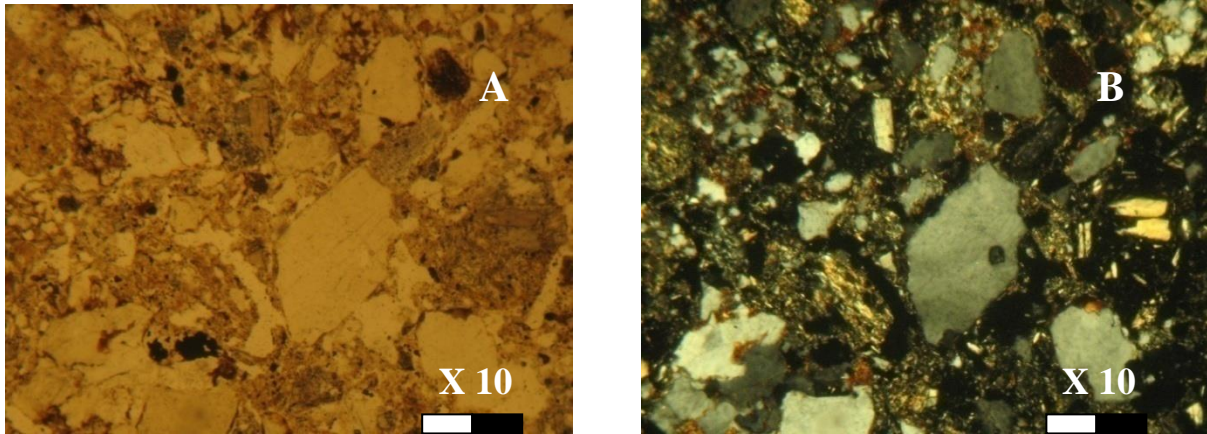


Fig36: Vue microscopique de Tuf de basalte a texture cristallo-lithoclastique à fond presque absent dans la Photo **A** (LN) et même échantillon dans la Photo **B** (LP).

II.3.3. Néphéline basanite ou néphélinite à olivine :

-II.3.3.1. Description macroscopique :

C'est une roche ignée à grains fins composé presque entièrement de néphéline et clinopyroxène (variété augite). L'olivine est présente, la roche peut être classée comme une néphélinite olivine. La Néphélinite est de couleur foncée et peut ressembler au basalte.

Basalte, basalte alcalin ; basanite, néphélinite tephritique et néphélinite diffèrent en partie dans les proportions relatives de plagioclase et néphéline. Le basalte alcalin peut contenir de la néphéline en très faible proportion et ne contient pas de néphéline dans sa minéralogie normative CIPW. Un rapport critique dans la classification de ces roches est le rapport néphéline / (néphéline, plus plagioclase). La Basanite a une valeur de ce rapport compris entre 0,1 et 0,6 et contient également plus de 10% d'olivine. La néphélinite Tephritique a une valeur comprise entre 0,6 et 0,9. La Néphélinite a une valeur supérieure à 0,9. Le Maitre (2002) définit et discute d'autres critères dans la classification des roches ignées.

Néphélinite est un exemple d'une roche ignée de silice-sous-saturé Le degré de saturation de la silice peut être évaluée avec la minéralogie normative calculée à partir des analyses chimiques, ou avec la minéralogie réelle pour les roches ignées complètement cristallisées mafiques roches ignées de silice-sous-saturé contient l'olivine magnésienne mais pas de orthopyroxène magnésienne, et / ou un feldspathoïde.



Fig37 : photo montrant lave néphéline (gris) contenant une xénolite de péridotite (jaune).

II.3.3.2. Description microscopique :

L'examen microscopique de la lame mince montre une texture porphyrique. Dans cette lave, nous reconnaissons principalement des phénocristaux de l'Olivine, du Clinopyroxène, de la Néphéline et des minéraux opaques, et quelques petits cristaux de plagioclase, Clinopyroxène, d'olivine, de Néphéline, des granules d'opaque qui apparaissent dans le fond.

-Olivine : (Ol₁)

Visible en phénocristaux de forme automorphe représentant environ 6%, à taille variable entre (0.5-1mm), généralement incolore, présentant des golfes de corrosion, et est craquelée (Fig45).

-La néphéline (Néph₁) :

Généralement subautomorphe est totalement altérée en analcime, de taille allant de (0.8-2mm). Elle représente 5% du volume total de la roche.

-Le clinopyroxène (Cpx) :

Plus abondant représente 8% de la composition modale de la roche. Il apparaît en cristaux automorphe de taille variable entre (0.15- 0.8mm) ou en petits cristaux agglomérés. Le Clinopyroxène est faiblement coloré en jaune verdâtre et le pléochroïsme est faible, la biréfringence est moyenne, l'extinction oblique l'angle (40-45°). La macule h₁ est fréquente et la

bordure est zonée. Ces caractéristiques optiques correspondent à de l'augite. Les inclusions de grain d'opaque (**Op1**) et de Plagioclases (**Pl**) sont assez fréquentes.

-Les minéraux opaques : (**Op2**)

Sont assez visible dans ce facies et leur proportion n'excède pas 1% de la roche. Il s'agit de la magnétite précoce sous forme de grains subarrondie à automorphe de moins de 0.3mm.

-La mésostase :

Constituée principalement de microlite de moins de 0.6mm de plagioclase (**Pl2**) de Clinopyroxéne (**Cpx3**) d'olivine (**Ol2**) et d'opaque (**Op2**). La proportion de verre volcanique représente plus de 80%.

-L'ordre de cristallisation:

$(Ol_1 + Cpx_1 + Néph_1 + Op_1) \longrightarrow (Op_2 + Pl_1 + Ol_2 + Cpx_2 + Néph_2) + \text{Verre non recristallisé (amorphe)}$.

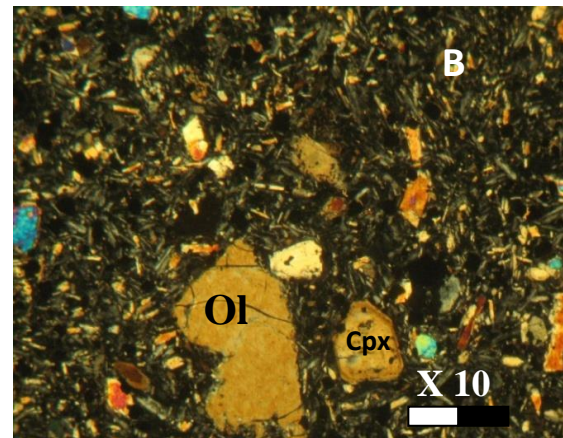
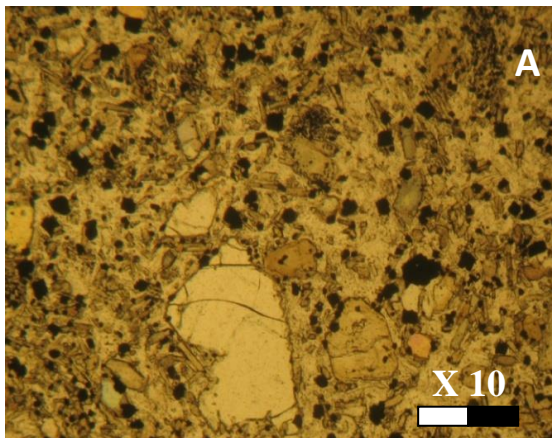


Fig38: Vue microscopique d'une néphéline à olivine a texture porphyrique dans la Photo **A** (LN) et même échantillon dans la Photo **B** (LP).

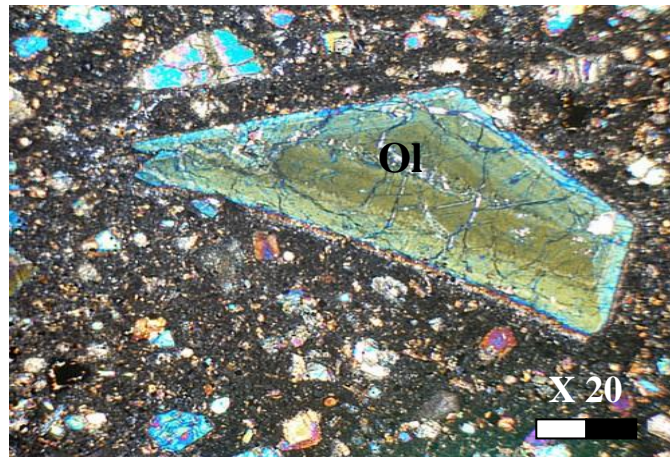


Fig39: Vue microscopique d'une néphéline à olivine en (LP).

II.3.4. Leucitite à Néphéline :

-II.3.4.1. Description macroscopique :



Fig40 : Photo montrant la Leucitite à néphéline (Collection Institut f de Leucitit. Sciences géologiques, FU Berlin).

-La Leucitite :

C'est une roche ignée extrusive, de couleur gris cendre à presque noire, qui contient leucite et augite comme grands cristaux (phénocristaux) dans une matrice à grains fins) de leucite, augite, sanidine, apatite, titanite, magnétite ; à cet égard, il est similaire à la néphéline, une partie de la leucite est substituée par de la néphéline.

II.3.4.2. Description microscopique :

L'examen microscopique de la lame mince montre une texture porphyrique microlitique. Dans cette lave, nous reconnaissons principalement la Leucite, la Néphéline subautomorphe et totalement altérée en Analcime et de clinopyroxène et d'Amphibole déstabilisé (épigénisée) et de Leucite, de Cpx, d'oxydes de Fer

Les phénocristaux :

-La néphéline : (Néph₁) :

Généralement subautomorphe est totalement altérée en analcime, de taille allant de (0.8-3mm). elle représente 5% du volume totale de la roche

-La leucite: (leu₁) :

Elle est à forme et contour irrégulière elle occupe 15% du volume totale de la roche. La taille des cristaux varie entre (0,5-0,8mm).

-Le pyroxène: (Cpx₁):

Ce sont des cristaux automorphe, légèrement zonée, représente une proportion de 1% du volume totale de la roche il s'agit d'augite. La taille des cristaux est réduite (0,5-0,8mm), ils ne sont pas altérée (le cœur vert et la bordure jeune due ou chimisme)

-L'amphibole: (Amp₁) :

Présente en cristaux prismatique allongée généralement automorphe (5-7%) et de taille variable entre (0,2 -0,5mm) cette amphibole est généralement altérée représentée uniquement par des fantômes, elle est complètement épigénisée déstabilisé (granule d'opaque, quartz, épidote).

-La mésostase:

Elle est constituée principalement de petits cristaux de Plagioclase (microlite) (**Pl₁**), Pyroxène (**Cpx₂**), et granule d'opaque (**Op₁**) sont plus abondant, et des petits cristaux de leucite (**leu₂**) totalement altérée, de sanidine (**san₁**) ; faible proportion de verre volcanique isotrope.

-Ordre de cristallisation :

(Néph₁+ leu₁+ Cpx₁+ Amp₁)→(Pl₁+ Cpx₂+ Op₁+leu₂+san₁)→verre amorphe

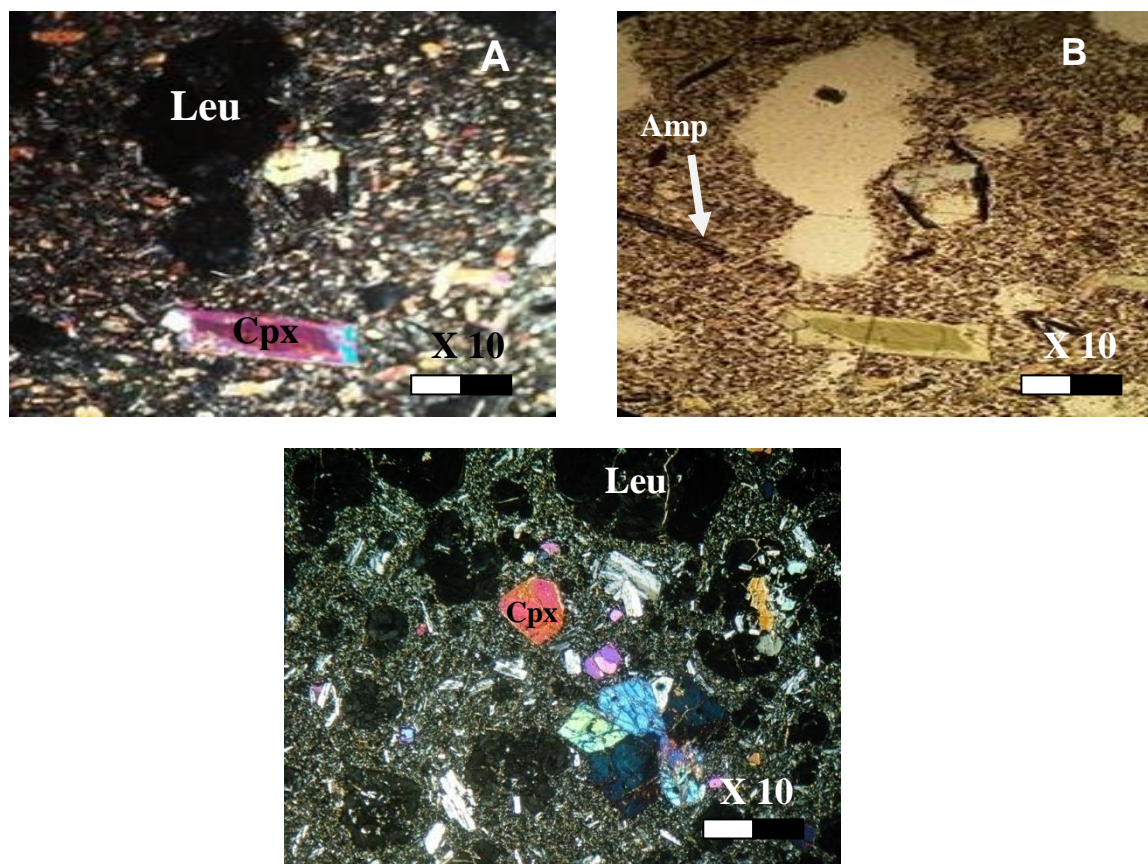


Fig41 : Vue microscopique d'une Leucite à Néphéline a texture porphyrique microlitique dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP).

II.3.5. Tephrite à leucite et néphéline :

-II.3.5.1. Description macroscopique :

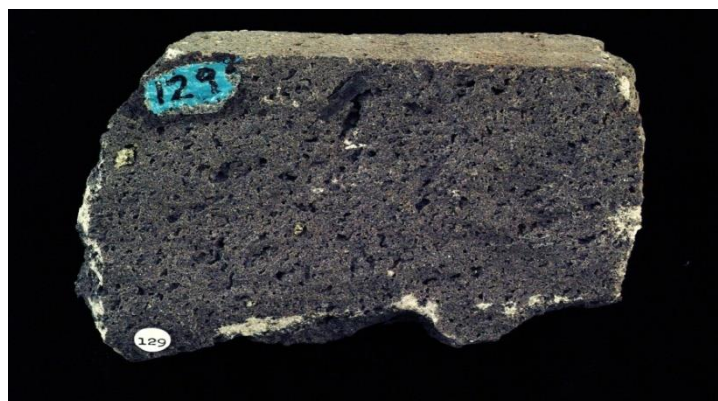


Fig42 : Photo montrant la téphrite Leucite-néphéline, Laacher See, Allemagne Ward's University Rock Collection, Copyright d'apprêt Dexter Perkins 2001

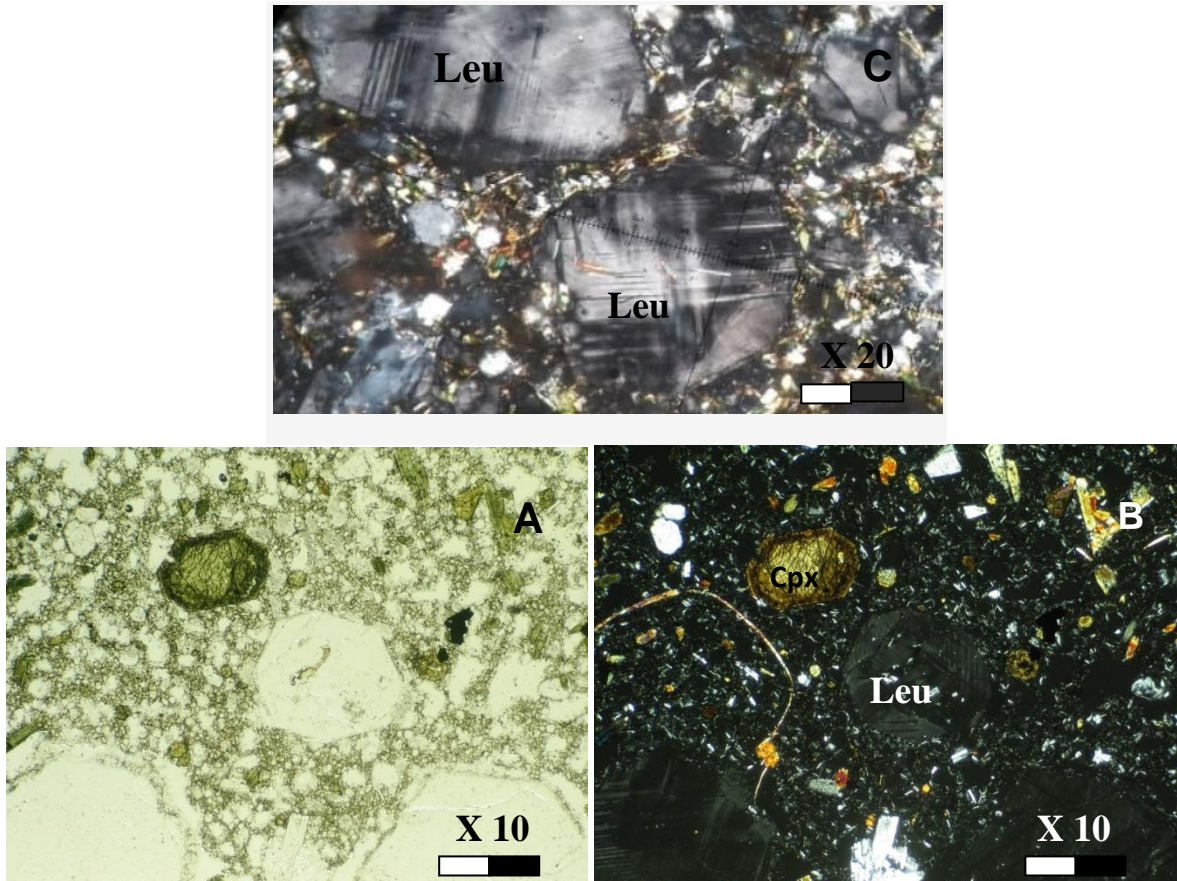


Fig43: Vue microscopique d'un Tephrite à leucite et néphéline a porphyrique hyalo-microcristalline à microlitique dans la photo **A** (LN), photo **B** (LP) et photo **C** un grossissement de la Leucite.

La téphrite Leucite-néphéline est une roche étroitement liée au basalte commun, autre le plagioclase typique et l'augite de basalte, la tephrite contient de la leucite ou de la néphéline ou les deux, elle présente une texture porphyrique hyalo-microcristalline à microlitique.

II.3.5.2. Description microscopique :

Les phénocristaux abondant dépassent les 25 % de la roche représentés par de la leucite, pyroxène, amphibole, et minéraux opaques, ils baignent dans une mésostase microcristallin dans la proportion de verre est faible.

-La leucite :

(**leu₁**) imposante, en fantôme, subautomorphe de taille comprise entre 0,2 – 0,6 mm, le plus souvent regroupées en plusieurs individus, elle représente environ 6-8 % des phénocristaux ; l'absence de macles typique est due à une altération en analcime.

-Le clinopyroxène :

(**Cpx₁**), de loin le phénocrystal le plus abondant plus de 12%, de taille réduite 0,1-0,4 mm automorphe avec un léger pléochroïsme dans la verte et jaune pale, il présente également une zonalité marquée, la macule h₁ fréquente, parfois présente de petits cristaux d'opakes (**op₁**), de plagioclase (**Pl₁**) et de sphère automorphe (**sph₁**). Le calcul d'angle d'extinction opte pour de aegirine-augite.

-l'amphibole :

(**Amp₁**) présente uniquement en fantômes totalement épigénisée transformée en un assemblage de petits cristaux d'opakes de quartz épidotes. Elle est le plus souvent en prisme automorphe de taille réduite 0,1-0,4 mm, elle constitue 5% des phénocristaux.

- Les minéraux opaques :

(**Op₂**) les phénocristaux d'opakes sont rares quelques individus sub-automorphes de taille de taille ne dépassant 0,3 mm.

-haüyne –Noseane : rare phénocristaux de hauyne-noséane se limitant à quelques individus automorphe, légèrement teintée en bleu, la taille n'excède pas 0,3 mm.

-la mésostase :

microcristalline constituée par un assemblage constituant environ 70% en volume de la roche elle est dominé par des cristaux de leucite (**Leu₂**) arrondis jusqu'à 0,2 mm de diamètre, d'aegirine-augite (**Cpx₂**), des microlites de feldspath plagioclases (**Pl₂**), des petits fantômes d'amphiboles (**Amp₂**) totalement épigénisées, de petits cristaux de néphélines (**Ne₁**) difficile à identifier, et de petits cristaux sous forme de granules d'opakes (**Op₃**), le reste est constitué par du verre amorphe.

Ordre de cristallisation :

(**Op₁+Pl₁+sph₁**)→(**leu₁+Cpx₁+Amp₁+haüyne-noséane+Op₂**)→(**leu₂+Cpx₂+Pl₂+Amp₂+Ne₁+Op₃**)→ verre amorphe

II.3.6. Tuf de palagonite :

II.3.6.1. Définition :

La palagonite se forme dans un contexte de volcanisme hydromagmatique. Lorsqu'une éruption se produit à la surface de la mer ou d'un lac ou lorsqu'une coulée s'y déverse, le contact brutal entre la lave basaltique chaude et l'eau provoque la vaporisation explosive de l'eau et la pulvérisation de la lave en minuscules fragments vitreux. Ceux-ci en retombant s'accumulent, forment des cônes et s'agrègent en une roche légère tuffeuse. Il s'agit d'une "hyaloclastite", littéralement une roche d'« éclats de verre », dont le composant principal est généralement un sidéromélane. À partir de ce matériau, sous l'effet de l'hydratation, un processus naturel de transformation, la palagonitisation, peut s'enclencher et convertir une partie du sidéromélane en palagonite, un gel de type argileux riche en fer.

Donc c'est un processus qui concerne l'ensemble des roches volcanique de notre région d'étude, la lame en notre possession est un tuf néphélinique.

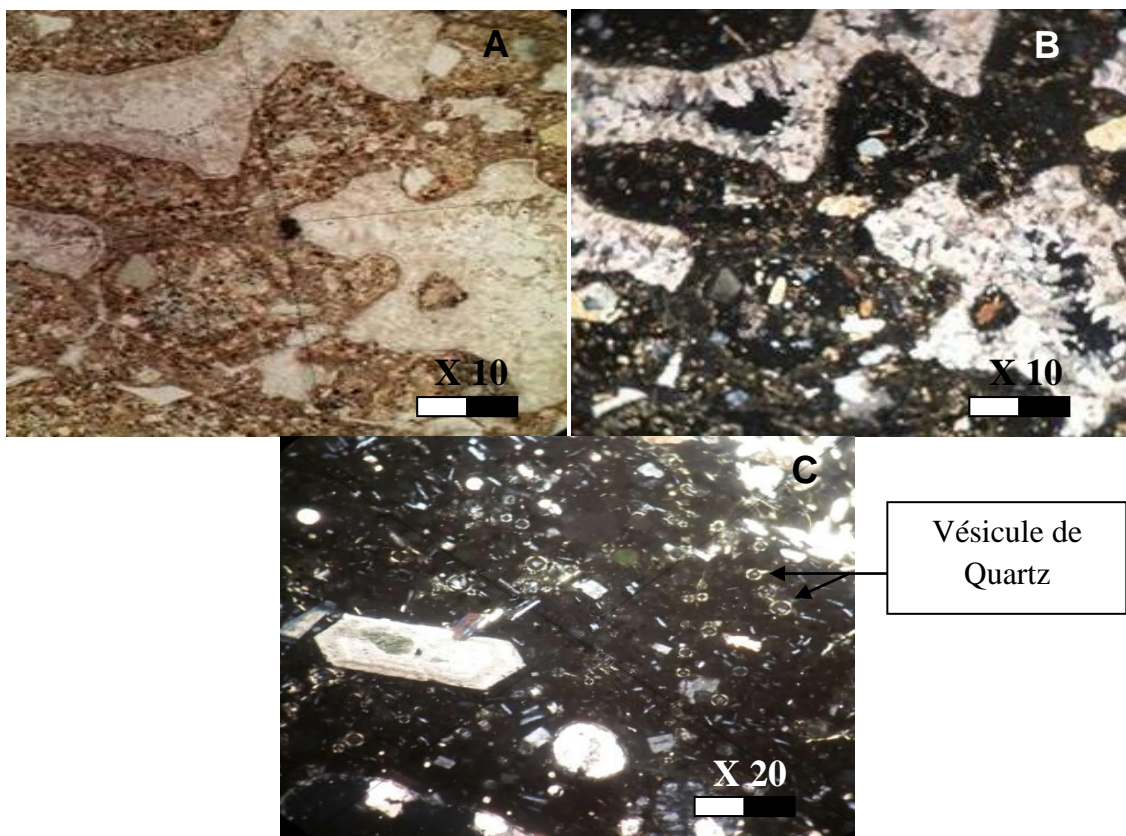


Fig44: Vue microscopique d'un Tuf de palagonite a texture porphyrique dans la photo A (LN) et photo B (LP) C un grossissement.

II.3.6.2 Description microscopique :

La texture est de type porphyrique hyaline vésiculaire pour les lithoclastes, ils sont enrobés dans une matrice calcitique à texture sparitique à drusique.

Les lithoclastes qui constituent environ 50 % de la roche représentés par une néphéline elle est constituée par des phénocristaux de néphéline automorphe de taille comprise entre 0,2 et 0,3 mm elle représente environ 20% de la roche, associée à des cristaux automorphe de clinopyroxène représentés par de l'augite automorphe de taille allant de 0,3 à 0,5 mm le plus souvent zoné parfois présentant la macle h_1 la proportion n'excède pas les 10 % de la roche ,on note également une multitude de petits granules d'opacques parsemant la roche leurs taille est réduite ne dépassant pas 0,05,mm , le reste est représenté par un fond ou mésostase constitué par du matériel vitreux de couleur brunâtre due au processus d'oxydation lié au phénomène de palagolinitisation , dans ce fond apparait de petites vésicules de formes sphériques de taille n'excédant 0,3 mm à occupé par un matériel à texture sphérolitique fibro-radiaire difficile à déterminer sans aucun doute approprié a des zéolites.ces lithoclastes sont enrobés par un matériel carbonaté constitué de calcite sparitique parfois présentant une texture drusique.

II.3.7. la schorenbergite :

II.3.7.1.Description macroscopique :

Il s'agit d'une phonolite à nosean et leucite, il s'agit d'une roche volcanique extrêmement rare (sinon unique) de la localité de Schorenberg près de Rienden dans l'eifel (**Fig45**).



Fig45 : Photo montrant une schorenbergite avec phénocristal de leucite.

II.3.7.2. Description microscopique :

L'observation microscopique montre une texture porphyrique microlitique à microcristalline, les phénocristaux assez abondants représentent environ 30 à 35% de la roche, il s'agit de noséane, leucite, aegirine-augite, dans un fond de sanidine, aegirine-augite,

- Les phénocristaux :

La noséane :

(No₁) elle représente 50% en volume de phénocristaux, sont automorphe à subautomorphe, cristaux arrondis (Fig47), avec de très fines inclusions microscopiques donnant des bandes grisâtres simulant des clivages fins et réguliers caractéristiques, de taille allant de 1 à 1,5 mm, il est isotrope, elle est en relique sauf la bordure est saine et présente une légère coloration en bleu et présente une altération en zeolites (fibreuse), argile (kaolinite), calcite.

Certaines sections de noseane présentent des inclusions des minéraux automorphes d'aegirine-augite (Cpx₁).

- la leucite :

(Leu₁) elle représente 40% des phénocristaux Elle est automorphe à subautomorphe en cristaux arrondis La taille des cristaux varie entre (0,3-1 mm) (Fig43),

- Le clinopyroxène :

(Cpx₂) : Aegirine-augite environ (10%) il s'agit de petit cristaux automorphe en prisme allongés de taille réduite 0,1 à (0,4 mm) de couleur vert légèrement, pléochroïque, parfois certains sont regroupés (agglomérés). Inclusions fréquentes de petits cristaux en granules d'opakes (Op₁).

-sphène :

(Sph₁), de beau spécimen automorphe section losangique, de taille ne dépassant pas 0,4 mm ; le plus souvent associé au Cpx₁ agglomérés, il ne dépasse pas 1% de la roche (Fig48).

- la mésostase :

assez fin microcristallin constitué de petits prismes automorphe de sanidine (San₁), elle est dominante, de petit cristaux de noseane isotrope (No₂), de néphéline (Nep₁), de prisme

automorphe d'augite-aegyrine (Cpx_3), et de granules d'opacités (Op_2) le tout clairsemé de verre brun isotrope.

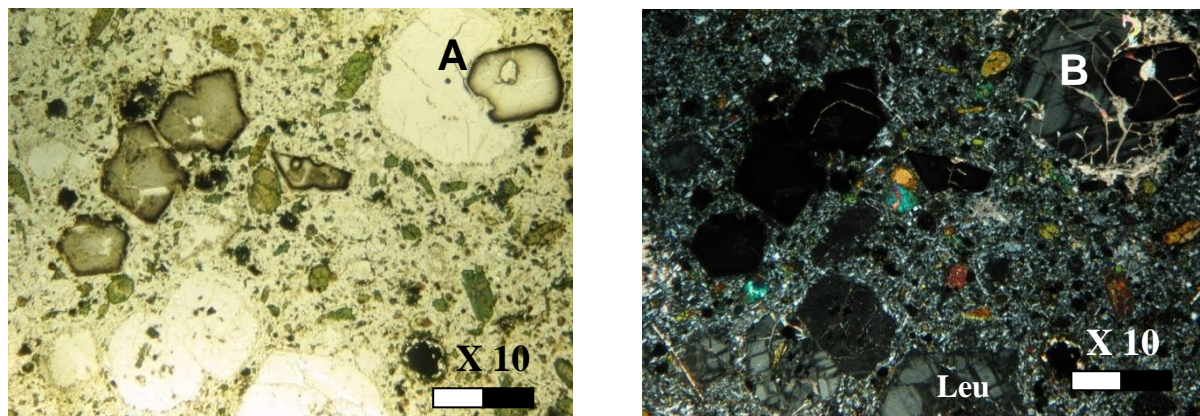


Fig46: Vue microscopique de schorebergite a texture porphyrique microlitique à microcristalline dans la Photo **A** (LN) et même échantillon dans la Photo **B** (LP).

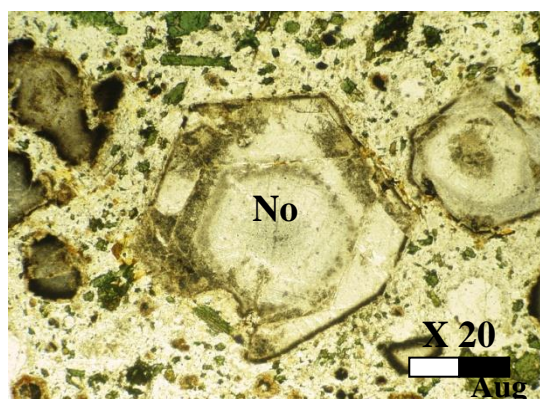


Fig47 : agrandissement d'un minéral de Noséan présentant un zonage, en vert aegirine-augite, les minéraux incolores la leucite.

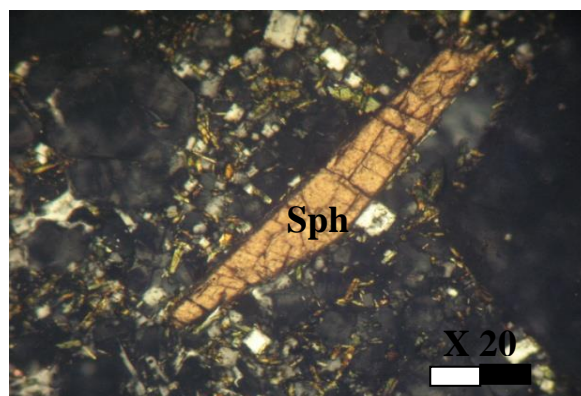


Fig48 : vue microscopique de cristal automorphe de sphène en(LN)

Ordre de cristallisation :

$(op_1 + cpx_1) \rightarrow (No_1 + Leu_1 + Cpx_2 + sph_1) \rightarrow (San_1 + No_2 + Cpx_3 + Op_2) \rightarrow$ verre amorphe.

II.3.8. Selbergite:

II.3.8.1. Description macroscopique :

Les Selbergites sont des phonolites très riches en leucite et en noséane (**Fig49**), elles doivent leur nom au Selberg, situé dans la zone de Laach, ce sont des roches claires.

La texture est porphyrique et un fond légèrement microlithique à hyalo- microcristallin.



Fig49 : Photo montrant la noséane dans une Selbergite, Rheinland-Pfalz, Germany.

II.3.8.2. Description microscopique :

Les phénocristaux occupant la roche sont peu abondant se limitent à quelques individus de taille le plus souvent dépassant le mm, la teneur ne dépasse pas les 3 % de la roche, ils sont représenté par :

-**sanidine** : en cristaux automorphe en prisme le plus souvent maclé carlsbad, le plus souvent limpide rarement à aspect sale (kaolinitisation) (**Fig50**).

-**Häüyne-noséane**: rectangulaire de bel individu automorphe, à forme sub-carrée, la taille dépassant le mm, seul la bordure est saine à couleur typique bleuâtre(**Fig51**), le reste d'aspect sale altération en zeolites (fibreuse), argile (kaolinite),

La mésostase :

Fins représenté par des petits cristaux de sanidine, de leucite sub-globuleux, de prisme fins de fantômes d'amphiboles totalement épigénisées, complètement occupé par des granules d'opacités et un verre isotrope associé à de la matière brunâtre hydroxydée probablement associée à de la matière argileuse.

Secondairement la roche est recouper par des filonnets occupé par du quartz secondaire.

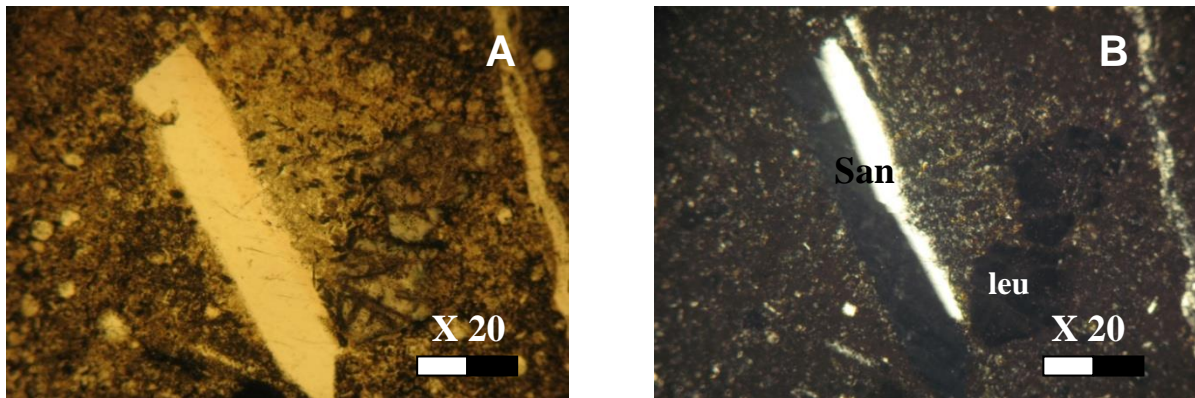


Fig50: Vue microscopique de Selbergite dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP).

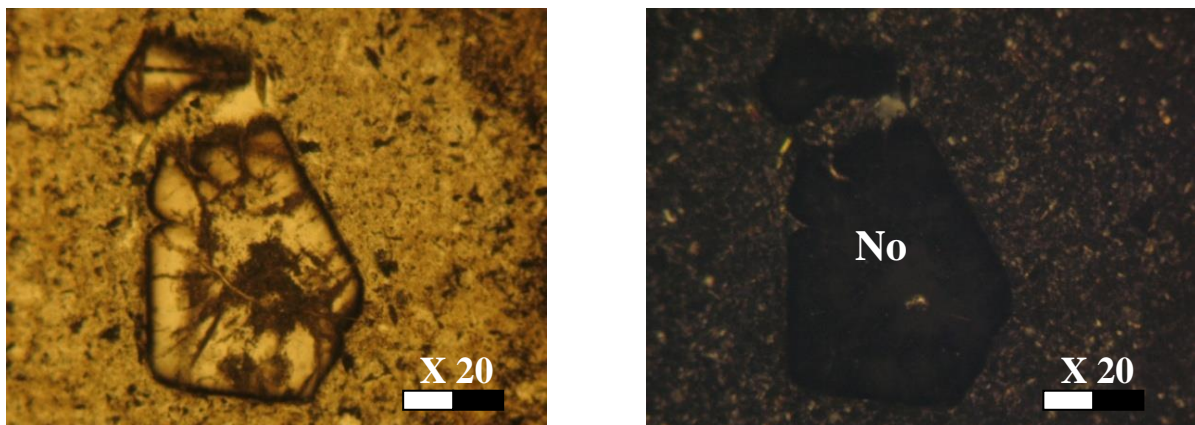


Fig51: Vue microscopique de Selbergite dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP).



Fig52 : Vue microscopique des Phénocristaux hâiïne –Noseane présentant la couleur (bleu) et (Les bords bruns), région Schellkopf, Eifel, en Allemagne.

II.3.9.tufs de Selbergite :

II.3.9.1.Description microscopique :

L'observation microscopique fait apparaître une abondance d'élément Pyroclastique, qui est représentés par des des lithoclaste et Cristalloclastes .et un fond fin microcristallin légèrement microlitique.

Il s'agit d'un tuf fin les éléments généralement ne dépassant pas 3 mm.

-Les Cristalloclastes:

Composés de phénocristaux de Pyroxène, Leucite, biotite, amphibole, plagioclase, ils représentent moins de 20 % de la roche.

-Le Clinopyroxène :

Généralement en grand Cristalloclastes, le plus souvent conserve ses formes géométriques (automorphe) de taille comprise entre 0,3 et 0,5 mm.

-La leucite (Leu₁) :

Visible en sections à contour irrégulier à sub automorphe par endroit agglomérée de taille comprise entre (0,2-0,3mm), elle représente moins de 0,1 % du volume total de la roche.

-La biotite :

Représentée par de fines paillettes fortement altéré en vermiculite.

-Amphibole (Amp₁):

Présente en cristaux généralement automorphe et de taille variable entre (0,2 -0,5mm) cette amphibole est généralement altérée représentée uniquement par des fantômes, elle est complètement épigénisée déstabilisé.

-Les opaques: (Op₁)

Subautomorphe de taille n'excédant pas 0,3 mm, présentant de fines inclusions de Plagioclases.

-Les Lithoclastes :

Composés de lithoclastes des roches volcanique aphanitique et des lithoclastes de l'encaissements (schiste) .la taille varie entre (1 et 3) mm ils sont plus abondant que les Cristalloclastes.

- La matrice:

Très fine Environ 50 à 55% de la roche Constituée généralement par des petits cristaux de leucite (**leu₂**) de taille n'excédent pas 0,1mm, associés à de petite cristaux de Pyroxène (**Cpx₂**) Biotite(**Biot₂**) et de granule d'opaque très fin (**Op₂**), le fond isotrope (verre) est peu abondant.

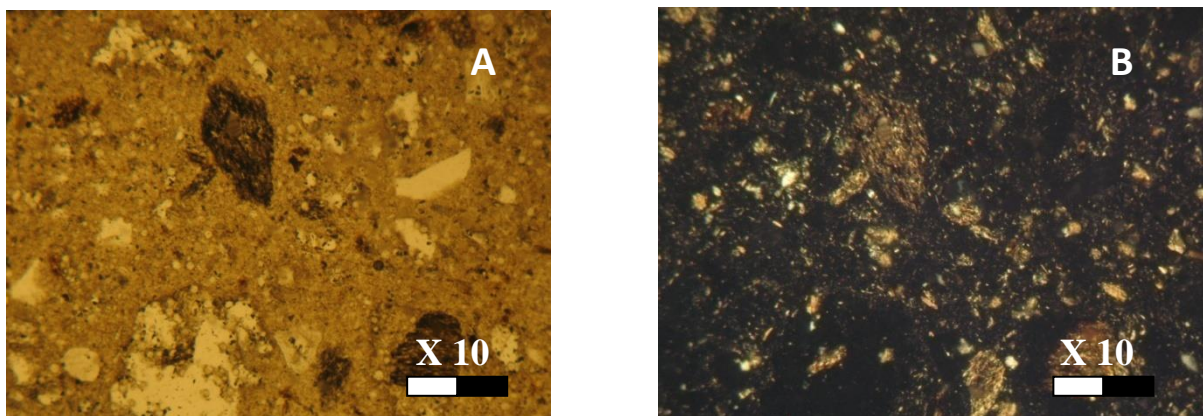


Fig53: Vue microscopique d'un tuf de Selbergite dans la Photo A (LN) et même échantillon dans la Photo B (LP).

Comme les néphélines, basaltes leucite riches sont divisés en fonction de leur composition minéralogique: leucitite ne contient pas d'olivine ou plagioclase; leucite basalte contient de l'olivine, mais pas plagioclase; Leucite-téphrite contient plagioclase mais aucune olivine; et leucite-basanite contient à la fois plagioclase et olivine. Dans tous les autres égards, ces roches sont semblables. Avec une augmentation de la teneur en néphéline, leucite basaltes riches passent au-dessus dans les variétés de néphéline riches.

Conclusion :

L'Eifel est un vaste champ volcanique qui couvre une superficie d'environ 1000km² entre les villes d'Ormont à l'ouest et de Coblenz (Koblenz) à l'Est.

Elle se divise en deux zones volcaniques :

- l'Eifel Ouest (West Eifel Volcanic Field, WEVF) et ,
- l'Eifel Est (East Eifel Volcanic Field, EEVF),

Distinctes par leur évolution, pourtant partiellement synchrones. Toutes deux sont composées avant tout d'édifices monogéniques de type cônes (les plus fréquents) et maars. C'est à l'Eifel que l'on doit le mot « maar » (« cratère ») internationalement adapté dans le vocabulaire volcanologique pour décrire un cratère ouvert dans le socle par une activité explosive liée à un contact magma-eau. Cette zone volcanique s'est construite sur un vaste bombement de la croûte terrestre appelé par les spécialistes « Bouclier Rhénan ».

L'WEVF, qui s'étire selon un axe nord-ouest sud-est sur près de 50km, a débuté sa formation il y a 700000 ans près d'Ormont, lors d'une phase d'accélération du soulèvement du bouclier rhénan. Le temps passant l'activité se déplace progressivement vers le sud-est et atteint un pic d'activité dans ce qui est actuellement la zone centrale de l'WEVF,

Donc Un point chaud serait mis en évidence et sa géométrie précisée jusqu'à 270 km par tomographie sismique (Granet et al. 1995) : il s'agit d'une anomalie thermique positive de 200 °C, d'un diamètre relativement faible de 200 km. Ce serait donc plutôt seulement un des diapirs mantelliques issus d'un gigantesque point chaud sous-jacent commun à toute l'Europe occidentale et centrale mais avorté en profondeur.

Des mesures géodésiques ont établi que l'Eifel est actuellement en surrection, et on estime le taux moyen de cette surrection à environ 1 à 2 millimètres par an.

Le champ volcanique quaternaire de l'Eifel possède des caractéristiques typique d'un champ volcanique intraplaque "atypique.

Le volcanisme de l'Eifel a commencé il y a 50 millions d'années à l'ère tertiaire, et se poursuit jusqu'à nos jours. Il a créé de nombreux bouleversements du paysage originel par les édifices volcaniques, les coulées de lave et la large couverture de projections de tuf et pierre ponce,

Les dernières éruptions datent d'environ entre 10 000 et 20 000 ans. Bien que l'Eifel volcanique aujourd'hui ne présente pas de volcans en activité, des éruptions futures ne sont pas improbables. Aujourd'hui encore actifs, les phénomènes volcaniques sont nombreux, comme les sources minérales et quelques geysers d'eau chaude.

La géochimie a montré le faible pourcentage de silice pour toutes ces laves (moins de 40%). D'autre part on constate un enrichissement en potassium des laves de l'Eifel, qui peut être interprété comme le résultat d'un enrichissement du manteau soit par des fluides métasomatiques peut-être responsables de la présence des cœurs verts de pyroxènes soit par de la lithosphère océanique recyclée.

La magmatologie semble simple, un basalte alcalin à olivine a donné par différenciation par gravité et par pneumatolyse, des téphrites et des basanites

Pétrographiquement, les laves obéissent à suites distinctes dont les termes peuvent évoluer vers des magmas différenciés: une suite basanitique fortement sous-saturée à leucite, et néphéline ; L'étude pétrographique a permis de distinguer la profonde différence entre les laves de l'Eifel qui possèdent une paragenèse de type pyroxène+oxydes+néphéline.

Les minéraux comme certains feldspathoïdes contenus dans les néphélinites a révélé contenir de hâüyne.

Les téphrites et basanites sont sombres, riches en olivine, augite, mélilite, hâüyne noséan, leucite, néphéline, magnétite et sphène.

On les rencontre à travers tout le massif, mais surtout dans les strato-volcans sous forme de coulées.

Références bibliographiques

- Duringer, P. 1988.** Les conglomérats des bordures du rift Cénozoïque rhénan. Dynamique Sédimentaire et contrôle climatique. Thèse, Université de Strasbourg I.
- Edel, J-B, Campos-Enriquez, O, Goupillot, M et Kiro, K-N, 1982.** Levé magnétique du fossé Rhénan supérieur. Interprétation géologique. Bull Bur Rech Géol Min 2:179–192.
- Edel, J.B. Lutz, H et Elsass, P. 2002.** Le socle varisque et les tectoniques rhénanes dans le fossé Rhénan méridional: traitement et interprétation de la carte gravimétrique du fossé à partir du levé haute densité des MDP. Geol. Fr. 3, 43–59.
- Françoise Bergerat,** Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne, Paris, Université Pierre et Marie Curie, 27 février 1985, 364 p.
- Jean-Louis Chaput,** Initiation à la géomorphologie, Éditions Ellipses, Collection « Universités », 2006 (2^e édition), 172 pages (principalement la page 47).
- Kraml, M. Keller, J and Henjes-Kunst, F. 1999.** Time constraints for the carbonatitic intrusions of the Kaiserstuhl Volcanic Complex, Upper Rhine Graben, Germany. Journal of Conference Abstracts 4, p.322.
- Michon, L. 2000.** Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand; France.
- Michon, L. van Balen, R-T. Merle, O and Pagnier, H. 2003.** The Cenozoic evolution of the Roer Valley rift system integrated at a European scale, Tectonophysics, 367, pp. 101–126
- Nathalie Pajon-Perrault. 2008** Le fossé rhénan : Compléments d'informations
- Nelson, J. B. 1986.** An Alternate Derivation of the Three-dimensional Hilbert Transform Relations from First Principle. Geophysics 51, 1014–1015. borderfault (southwest Germany). Tectonophysics, 137, 115-126.
- Schmincke - H-U - Ed.** Spektrum Vulkane der Eifel.
- Sittler, C. 1965.** Le Paléogène des fossés Rhénan et Rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 24, 392p.

Sittler, C. 1969. Le fossé Rhénan en Alsace, aspect structural et histoire géologique. Rev. Geogr.Phys. Geol. Dynamique, (2)6(5): 465-494.

Sittler, C. 1972. Le Sundgau, aspect géologique et structural. Bull. Sci. Géol. 25, pp. 93–118.

Sittler, C. 1985. Les hydrocarbures d'Alsace dans le contexte historique et géodynamique du fossé Rhénan. Soc. Nat. Elf Aquitaine Production, BCREDP 9, pp. 336-371.

Thierry Fuchslock.2009. la géologie du massif vosgien et de fossé Rhénan.

Villemin, T. 1986. Tectonique en extension, fracturation et subsidence: le fossé Rhénan et le bassin Sarre-Nahé. Thèse de Doctorat de l'université Paris VI, Paris, 270 p.

Villemin, T and Bergerat, F. 1987. L'évolution structurale du fossé Rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension, Bull. Geol. Fr. 8, pp. 245–255.

Villemin, T. Alvarez, F and Angelier, J. 1986. The Rhinegraben: extension, subsidence and shoulder uplift, Tectonophysics 128, pp. 47–59.

Wimmenauer W. 1962. Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls. Teil IV: Die Gesteine der phonolitischen Familie. Teil V: Die subvulkanischen Breccien. Neues Jahrbuch der Mineralogie, Abhandlungen, 98:367–415.

Wimmenauer, W. 1974. The alkaline province of the Central Europe and France. In: SØRENSEN (Eds). The alkaline rocks. John Wiley & Sons, 622p.

Ziegler, P.A. 1992. European cenozoic rift system. Tectonophysics, Vol. 208, pp. 91-111.

Table des matières

| Chapitre I: Généralités | page |
|---|-------------|
| I.1. Introduction..... | 1 |
| I.2.Contexte géographique..... | 5 |
| I.2.1. Les villes d'Eifel..... | 6 |
| I.2.2.L'histoire | 6 |
| I.2.3. Protection environnementale..... | 6 |
| I.3.Contexte géologique..... | 7 |
| I.3.1.Esquisse géologique du fossé rhéna..... | 7 |
| I.3.2 : esquisse stratigraphique du fossé Rhenan | 9 |
| I.3.2.1 : Les terrains du socle et leur couverture paléozoïque..... | 9 |
| I.3.2.1.1 : Les terrains Cristallins (Socle)..... | 9 |
| I.3.2.1.2 : La couverture paléozoïque..... | 10 |
| I.3.2.2 : Les terrains secondaires..... | 10 |
| I.3.3: Esquisse paléogéographique..... | 12 |
| I.3.3.1 : Entre L'Eocène et le début de l'Oligocène..... | 12 |
| I.3.3.2 : De l'Oligocène supérieur au Miocène..... | 12 |
| I.3.3.3.L'orogénèse hercynienne est à l'origine du Socle rhéna..... | 13 |
| I.4.Tectonique..... | 14 |
| I.4.1.Failles de transfert..... | 15 |
| I.4.2.Failles bordières..... | 15 |
| I.4.3.Failles rhénanes..... | 15 |
| I.5.le volcanisme de l'Eifel : âge, activité, morphologie..... | 17 |
| I.5.1.Chronologie et événement de mise en place des roches magmatiques... 17 | |
| I.5.2.Selon la morphologie et le dynamisme de mise en place nous distinguons dans la région un ensemble de Strato-volcans | 20 |

| | |
|-------------------------------------|----|
| I.5.2.1.Définition | 20 |
| I.5.2.2. Définition du "maar" | 23 |
| I.5.2.3.Tephra..... | 27 |
| I.5.2.4. Le Laacher See..... | 29 |
| I.5.3. phréatomammatisme..... | 32 |

Chapitre II : Étude Pétrographique

| | |
|---|-----------|
| II.1.introduction..... | 36 |
| II.2.Le magmatisme: Pétrographie des roches volcaniques de la région de l'Eifel...36 | |
| II.2.1.Les produits pyroclastiques comprennent..... | 36 |
| II.2.2.Les laves comprennent les basaltes alcalins..... | 38 |
| II.2.3.les basanites..... | 40 |
| II.3. Etude microscopique.....47 | |
| II.3.1. le basalte alcalin.....47 | |
| II.3.1.1. Description microscopique..... | 47 |
| II.3.2.Tufs de Basalte.....48 | |
| II.3.2.1. Description microscopique..... | 48 |
| II.3.3.Néphéline basanite ou néphélinite à olivine.....50 | |
| II.3.3.1.Description macroscopique..... | 50 |
| II.3.3.2. Description microscopique..... | 51 |
| II.3.4.Leucitite à Néphéline.....53 | |
| II.3.4.1.Description macroscopique | 53 |
| II.3.4.2. Description microscopique..... | 54 |
| II.3.5.Tephrite à leucite et néphéline.....55 | |
| II.3.8.1.Description macroscopique..... | 55 |
| II.3.8.2. Description microscopique..... | 56 |
| II.3.6.Tuf de palagonite.....58 | |
| II.3.6.1.Définition..... | 58 |
| II.3.6.2Description microscopique..... | 58 |

| | |
|--|-----------------------|
| II.3.7. la schorenbergite..... | 59 |
| II.3.7.1.Description macroscopique..... | 59 |
| II.3.3.2.Description microscopique..... | 60 |
| II.3.8.Selbergite..... | 62 |
| II.3.8.1.Description macroscopique..... | 62 |
| II.3.8.2. Description microscopique..... | 62 |
| II.3.9.tufs de Selbergite..... | 64 |
| II.3.9.1.Description microscopique..... | 64 |
| Chapitre III : | Conclusion |
| III. Conclusion..... | 67 |