





UNIVERSITE D'ORLEANS Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre

Master Sciences de la Terre et de l'Environnement 2014-2015

Rapport de stage de recherche de Master 2

Caractérisation pétrologique, géochimique et structurale des ophites du Pays Basque Espagnol

Par Emmanuelle HOMONNAY

Encadrants : ISTO: Charles Gumiaux, Maxime Ducoux BRGM : Thierry Baudin, Olivier Blein, Florence Cagnard

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans GP *Fonctionnement et évolution des Biogéosystèmes continentaux* UMR7327 CNRS/Université d'Orléans 1A, rue de la Férollerie. 45071 Orléans Cedex. France









« Travaux de recherche de Master 2 financés dans le cadre du programme Référentiel Géologique de la France ».

Le Référentiel Géologique de la France (ci-après désigné par « RGF ») est le nouveau programme de « connaissance géologique » du territoire mis en place par le BRGM dans le cadre de sa mission de Service Géologique National. Constituant une suite au programme de la carte géologique de la France qui vient de s'achever, le RGF a pour ambition et objectif d'établir une connaissance tridimensionnelle de l'espace géologique et de fournir une information numérique cohérente et homogène du soussol en y associant la dimension temporelle.

Le RGF a pour ambition d'être un programme scientifique, national et fédérateur des acteurs en géosciences, qui permette de renouveler la connaissance géologique du territoire. Cette connaissance doit également apporter des réponses innovantes aux divers enjeux liés aux ressources, aux aléas, à la gestion environnementale des territoires.

RÉSUMÉ

La structure actuelle de la chaîne pyrénéenne résulte de la superposition de deux cycles orogéniques principaux : le cycle varisque et le cycle alpin. A la fin de l'orogénèse hercynienne, une phase extensive au Permo-Trias, liée à l'ouverture de l'Atlantique, va induire la mise en place d'un magmatisme tholéiitique qui va produire la formation de roches basiques appelées communément ophites. Le cycle alpin débute par une phase de rifting au Crétacé supérieur avec la formation de bassins. Un magmatisme alcalin ainsi que l'exhumation du manteau sous continental accompagnent cet épisode. Cet événement est suivit par la collision de la plaque ibérique avec la plaque eurasienne. Les relations des structures tectoniques de la zone nord pyrénéenne (ZNP) ne sont encore pas bien comprises, notamment la géométrie des ophites ainsi que leurs relations cartographiques avec les roches encaissantes sont parfois males définies.

Le but de cette étude est de caractériser ces roches magmatiques et de déterminer leur rôle sur sur les structures héritées lors des différents stades orogéniques. Un des secteurs les plus propices pour répondre à ce questionnement se situe dans le Pays basque espagnol, où le raccourcissement dû à la compression pyrénéenne, semble le moins avancé. Des études pétrologique, minéralogique, géochimique et structurale ont été établies. Ces roches ont une minéralogie et des signatures géochimiques typiques des ophites décrites dans la littérature. Cependant elles se différencient par leurs anomalies négatives en Nb et Ta plus prononcées avec des rapports Na/Tb sub-chondritiques à super-chondritiques. Ces rapports suggèrent localement la présence en base de croûte de roches basiques caractérisées par des rapports Nb/Ta super-chondritiques.

L'analyse structurale des ophites ainsi que les sédiments encaissants, met en évidence la stratification des ophites au sein des sédiments du keuper. De plus, la variation du volume d'ophite impliqué dans les sédiments du keuper induit la localisation de la déformation dans les sédiments Mésozoïques.

Mots clés : Pyrénées, Pays basque espagnol, ophites, pétrologie, géochimie, étude structurale

ABSTRACT

The current structure of the Pyrenean chain comes from two main orogenic cycles : the Varisc cycle and the Alpine cycle. At the end of the Hercynian orogenesis, an extensive event at Permo-Triassic time, linked to the opening of the Atlantic Ocean, led to the formation of tholeiitic magmatism which produced basic rocks commonly called ophites.

The Alpine cycle started with a rifting phase at Upper-Cretaceous time, associated to sedimentary basins formations, alkaline magmatism and exhumation of sub-continental mantle. This event is followed by the collision between the Iberian plate and the Eurasian plate. Tectonics structures In the North Pyrenean Zone (ZNP) are not well understood, especially ophites geometry and their structural relations with the host rocks.

The aim of this study is to characterize these magmatic rocks and to determine their impacts on the inherited structures from the previous orogenic stages. One of the best place to undertake this study is located in the Spanish Basque Country, where the shortening of the Pyrenean compression seems less important. In this area, petrological, mineralogical, geochemical and structural studies have been carried out.

These rocks have mineralogy and geochemical signatures typical of ophites described in the literature. However, the studied ophites differ f by their important negative anomalies in Nb and Ta, and their ratios Na/Tb subchondritic to superchondritic. These ratios suggest the presence of basic rocks specifically at the base of the crust, caracterised by superchondritic Nb/Ta ratios.

The structural analysis of the ophites and their hosting sediments, evidences the stratification of the ophites within Keuper sediments. Moreover, variation of ophite volume in Keuper sediments leads to localize the deformation within the Mesozoiques sediments.

Key words : Pyrenees, Spanish Basque Country, ophites, petrology, geochemistry, structural study.

SOMMAIRE

Introduction	5
1. Contexte géologique	7
1.1. Structure actuelles de la chaîne pyrénenne	7
1.2. contexte géodynamique de la chaîne pyrénéenne	.10
1.2.1. Le cycle varisque	10
1.2.2. Le cycle alpin	11
1.3. le magmatisme triasique	12
1.3.1. les ophites	
1.3.1.1. Carctéristiques structurales et pétrographiques	13
1.3.1.2. Géothermométrie	14
1.3.1.3. Age et hypothèse de mode de mise en place.	
1.3.1.4. Caractéristiques géochimiques	15
1.3.2. Le magmatisme alcalin triasique	16
1 4 Le magmatisme du Crétacé	17
2. Méthodologie	19
2.1. Travail de terrain	20
2.2 Caractérisation pétrographique et minéralogique des roches magmatiques étudiées	20
2.2 Caracteristation perfographique et inneratografie des roches magmanaques etadees: 2.3 Etude géochimique	20
3. Caractérisation des roches magmatiques du Pays basque espagnol	20
3.1 Description de la zone d'étude	20
3.2 Echantillonnage	23
3.3 Etude nétrographique et minéralogique des roches magmatiques	24
3.3.1 Analyse nétrographique des roches magmatiques	24
3 3 2 Minéralogie des roches magmatiques	21
3 3 3 Synthèse et interprétation	28
3.4 Etude géochimique	31
3.4.1 Résultats	31
3 4 1 1 Les éléments majeurs	31
3 A 1 2 Les éléments traces	34
3 A 2 Interprétation	
3 1 2 1 Comparaison avec les onhites des Purénées	
3.4.2.2 Genèse des onhites étudiées	38
3.5 Synthèse	
1 Relation avec les onhites et les reches ancaissantes	+ 1 /2
4. A 1 Etude structurale des ophites et de leur encaissant	42
4.1. Etude structurale des opinies et de leur encaissant	42
 4.2. Interpretation	40
5. Discussion du role des opintes fors de la déformation pyrénéemie	
Conclusion	49
Remerciements	50
Références bibliographiques	50
Liste des figures	55
Annexes	58

INTRODUCTION

La chaîne pyrénéenne d'orientation générale est-ouest, s'étend sur 150 km de large et sur 400 km de long, de l'océan Atlantique à la mer Méditerranée. Cette chaîne résulte de deux phases orogéniques : la phase hercynienne à la fin du Paléozoïque et la phase alpine Méso-Cénozoïque.

Après la pénéplénation de l'orogène hercynien, une phase extensive datée du Trias supérieur et liée à l'ouverture de l'Atlantique va induire la mise en place d'un magmatisme tholéiitique produisant des roches basiques connues dans les Pyrénées sous le nom générique d'ophites (Walgenwitz, 1976).

Le cycle orogénique Alpin débute à la fin du Crétacé inférieur par une phase de rifting qui génère la formation de bassins de flyschs fortement subsidents jusqu'au Santonien. Cette extension crustale est associée à un magmatisme alcalin (Azambre et al., 1992) ainsi qu'à l'exhumation du manteau sous continental tous deux tenu pour responsable du développement d'un métamorphisme HT-BP (Lagabrielle and Labaume, 2008 et Lagabrielle et al., 2010, Masini et al., 2014). Ce rifting est suivi par la remontée de la plaque ibérique vers le nord provoquant ainsi la collision avec la plaque eurasienne, dès le Campanien (83 Ma) (Choukroune, 1976 ; Jammes et al. 2009).

La problématique abordée dans cette étude concerne la mise en place des roches magmatiques et leur comportement dans les différents stades de l'orogénèse pyrénéenne. Un des secteurs les plus propices pour répondre à ce questionnement se situe dans les massifs basques qui constituent l'extrémité occidentale des Pyrénées et assurent la transition avec la chaîne cantabrique. Tous les composants de la Zone Nord Pyrénéenne peuvent être retrouvés dans cette région (Zone interne métamorphique, bassins crétacés et massifs nord-pyrénéens) mais à un stade de déformation collisionelle beaucoup moins évolué que dans le reste des Pyrénées. D'autre part les volumes de roches intrusives magmatiques y sont particulièrement importants, et semblent jalonner un des accidents majeurs des Pyrénées connu sous le nom de faille de Pampelune laquelle segmente la chaîne à l'instar de la Faille de Toulouse et, plus à l'Est encore, de la Faille de Catalogne (faille de la Têt).

Dans les massifs basques comme dans le reste des Pyrénées, les ophites sont généralement décrites comme étant des filons ou des sills mis en place au sein des sédiments évaporitiques du Keuper. On connait également le rôle de ces évaporites comme niveau de décollement (plan de détachement de la couverture) dans la formation des bassins Nord-pyrénéen et la tectonique salifère associée. Dans ce contexte, il faudra déterminer en particulier quel a été le rôle et le comportement des ophites dans l'extension crétacé et dans la compression qui lui a succédé.

Deux problématiques principales sont alors soulevées :

1- Les roches magmatiques de la zone d'étude qui se trouvent parfois en contact avec les flysch crétacés correspondent-elles bien au magmatisme triasique ?

2- Les ophites ont-elles joué un rôle lors de la déformation qui a lieu après leur mis en place (lors des créations des bassins au Crétacé inférieur et lors de la déformation collisionelle au Crétacé supérieur) ?

Le premier chapitre de ce mémoire de Master présente le contexte géologique des Pyrénées, ainsi qu'un descriptif des études préétablies concernant le magmatisme triasique et crétacé des Pyrénées.

Le deuxième chapitre présente brièvement la méthodologie qui a été employée pour réaliser cette étude.

Le troisième chapitre est consacré à la caractérisation des roches magmatiques du Pays basque espagnol à partir d'une analyse pétrographique, minéralogique et géochimique.

Le quatrième chapitre consiste à caractériser les ophites d'un point de vue géométrique et d'établir leurs relations structurales avec les roches encaissantes à travers le Pays Basque Espagnol.

Le cinquième chapitre présente une discussion sur l'influence des ophites sur la déformation de cette région.

1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

1.1. Structure actuelle de la chaîne pyrénéenne

Les Pyrénées sont classiquement divisées en cinq grands domaines structuraux orientés estouest, parallèlement à l'allongement de la chaîne (Mattauer, 1968 ; Mattauer et Henry, 1974). On distingue du nord au sud (figures 1 et 2) :

(1) Le bassin d'Aquitaine constitue le bassin d'avant-pays nord. Il est composé de séries sédimentaires d'âge triasique à l'actuel. Ces séries reposent sur un socle paléozoïque résultant de l'orogénèse hercynienne. Ce bassin inclut une zone affectée par la déformation pyrénéenne, appelée zone sous-pyrénéenne. Les terrains affleurant sont issus du remplissage du bassin d'avant-pays (crétacé supérieur à paléocène). Cette zone limitée au Sud par le chevauchement nord-pyrénéen (CFNP) est caractérisée par des terrains plissés associés à des chevauchements à vergence nord.



<u>Figure 1</u>: Zones structurales des Pyrénées et failles les délimitant. CFNP : Chevauchement Frontal Nord- Pyrénéen ; FNP : Faille Nord-Pyrénéenne ; FSP : Faille Sud-Pyrénéenne ; CFSP : Chevauchement Frontal Sud- Pyrénéen (Clerc, 2012).

(2) La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) correspond à la zone d'amincissement maximal de la croûte durant l'extension Crétacé. Elle est composée d'une succession de bassins anciennement extensifs compris sous forme de lentille entre les massifs nord-pyrénéens hercyniens. Ces bassins sont composés de dépôts évaporitiques datant du Trias au Jurassique inférieur. On y trouve également les ophites. La période Jurassique moyen-supérieur et début Crétacé est caractérisée par des dépôts de séries carbonatées. La fin du Crétacé inférieur est

marquée par une sédimentation calcaire et pélitique dans d'étroits bassins allongés parallèlement à la faille nord pyrénéenne (FNP). Le Sud des Massifs Nord Pyrénéens est souvent bordé par un cordon de marbres, attribué à la série mésozoïque, qui a subi un métamorphisme de haute température et basse pression (HT-BP). Ce métamorphisme définit une sous-unité de la ZNP que l'on appelle la Zone Interne Métamorphique (ZIM).

(3) La Zone Axiale (ZA) couvre l'axe central des Pyrénées. Elle est principalement composée de terrains paléozoïques structurés pendant le cycle hercynien et relativement peu déformés ensuite pendant l'extension mésozoïque et l'orogénèse pyrénéenne. Au cœur de certaines structures en dômes, les unités paléozoïques présentent des faciès métamorphiques de HT-BP. De manière générale, le niveau structural affleurant s'approfondit d'Ouest en Est montrant un degré de métamorphisme croissant le long de la Zone Axiale. La couverture mésozoïque peut être préservée dans certain cas et repose sur les terrains paléozoïques

(4) La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) chevauche au sud le bassin de l'Ebre par l'intermédiaire du chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen. Les terrains qui la composent sont principalement d'âge crétacé supérieur et éocène.

(5) Le bassin de l'Ebre est constitué de bassins essentiellement comblés de sédiments cénozoïques syn et post-tectoniques. Les formations turbiditiques présentes témoignent de la surrection pyrénéenne.



Figure 2 : Schéma structural de la chaîne pyrénenne d'après Ducoux (thèse en cours).

1.2. Contexte géodynamique de la chaîne pyrénéenne

La structure actuelle de la chaîne pyrénéenne résulte de la superposition de deux cycles orogéniques principaux : le cycle varisque et le cycle alpin.

1.2.1. Le cycle varisque

L'évolution tectonique des Pyrénées commence dès l'orogénèse hercynienne lors de la collision entre les plaques Laurussia et Gondwana suite à la fermeture des océans Rhéique et Galice-Massif Central (Matte, 1991, 2001). La phase compressive principale concernant les Pyrénées a lieu au Carbonifère supérieur. Suite à cette phase de compression, une extension tardi-orogénique de la chaîne se développe de façon contemporaine à un magmatisme calcoalcalin daté du Stéphano-Permien. Un épisode extensif lié à l'ouest à l'ouverture atlantique central et à l'est à la théthys succède à cette phase tardi-varisque et correspond à la mise en place au Trias de bassins intra-continentaux délimités par des failles normales orientées NE-SW. Les séquences sédimentaires silico-clastiques, carbonatés et évaporitiques sont ainsi déposées. Dans la moitié occidentale des Pyrénées, les formations sédimentaires du Keuper sont affectés par un magmatisme de nature tholéiitique (e.g. Montardet & Winnock 1971 ; Walgenwitz 1976 ; Montigny et al., 1982 ; Rossi et al. 2003) en lien avec le rifting de l'atlantique central et la mise en place d'une grande province magmatique (Azambre et al., 1981, 1987; Alibert, 1985; Rossy, 1988; Beziat et al., 1991; Demant and Morata, 1996).



<u>Figure 3</u>: Position de la plaque ibérique à l'Aptien interprétée à partir de l'anomalie magnétique M0 d'après a) Olivet, 1996 et b) Srivastava et al., 2000 et Sibuet et al., 2004, (c,d,e) reconstruction de la position de la plaque ibérique à la fin du Tithonien (c), à la fin de l'Aptien (d) et au Santonien (e), d'après Jammes et al., 2009.

1.2.2. Le cycle alpin

Le cycle alpin est caractérisé par deux phases principales :

(1) La première consiste en une phase extensive prenant place du Jurassique jusqu'au Crétacé inférieur et provoquée par la divergence des plaques Europe et Ibérie. L'évolution cinématique de ces plaques est encore débattue, notamment en ce qui concerne la quantité de déplacement relatif, la cinématique des évènements ainsi que sur le positionnement des pôles de rotation. Une des hypothèses propose que le déplacement de l'Ibérie soit associé à des mouvements décrochants ou transtensifs accommodés le long de la Faille Nord Pyrénéenne et par la formation de bassins en pull-appart (figure 3) (Le Pichon et al., 1970 ; Olivet, 1996 ; Jammes et al., 2009). L'amincissement crustal extrême se traduit par des dépôts marins profonds (flyschs) dans les bassins très subsidents et par l'exhumation du manteau sous continental qui s'exprime par la présence de massifs de lherzolites actuellement à l'affleurement dans la ZNP. Un magmatisme alcalin accompagne également cette phase. Une hypothèse pour expliquer l'exhumation du manteau a été proposée notamment par Lagabrielle et al. (2010) qui proposent l'existence d'un détachement au niveau d'une zone de décollement entre les sédiments du Trias supérieur et le socle (figure 4).

(2) La seconde phase tectonique correspond à une collision continentale. D'après Sibuet *et al.* (2004) dans un continuum cinématique de rotation de la plaque Ibérique (figure 3), un petit déplacement du pôle Eulérien induit une composante de convergence entre les plaques Ibérique et Eurasienne ainsi que l'ouverture et, pro parte, l'océanisation du Golfe de Gascogne, plus vers l'Ouest. Cet épisode se rapporte ainsi à l'orogénèse pyrénéenne paléogène (figures 3 et 5), la phase majeure de la compression débutant au cours de l'Eocène et se poursuivant jusqu'à la fin de l'Oligocène (Verges et al., 2002).



<u>Figure 4</u> : Modèle conceptuel de l'exhumation du manteau dans la partie ouest des Pyrénées. (Lagabrielle et al., 2010).

Il faut noter que l'événement magmatiques, tholéiitique au Trias est considéré comme étant l'équivalent de roches magmatiques décrites sur la marge atlantique nord-américaine et fait partie de la province magmatique centre atlantique (CAMP). Le magmatisme tholéiitique est interprété comme une conséquence de l'éclatement de la Pangée au Trias (Biéziat, 1983). Tandis que le magmatisme alcalin est considéré comme une conséquence de l'amincissement crustal au Crétacé moyen (Azambre et al., 1992).



<u>Figure 5</u> : Coupe interprétative de l'évolution de la géodynamique des Pyrénées de l'Aptien-Albien à l'actuel. 1. couverture sédimentaire 2. croûte supérieure 3. croûte inférieure 4.manteau lithosphérique 5. manteau asthénosphérique (modifié d'après Beaumont et al., 2000)

1.3. Le magmatisme triasique

Deux provinces magmatiques ont été identifiées pour le magmatisme triasique (figure 6). La première est représentée par les ophites du Pays basque espagnol à l'ouest jusqu'à Foix à l'est, et est liée à l'ouverture de l'Atlantique. La deuxième est représentée par des basaltes alcalins uniquement observés dans les Corbières et est liée à l'ouverture de la Téthys. Ces deux évènements de volcanisme se déroulent ensemble et principalement au Trias supérieur. Le magmatisme semble se poursuivre plus localement au niveau de la province occidentale, au cours de l'infralias par un volcanisme explosif, qui s'exprime sous forme de tufs, probablement lié génétiquement aux ophites (Rossi et al., 2003).



Figure 6: Localisation des ophites et des basaltes alcalins dans la chaîne des Pyrénées (Béziat et al., 1991)

1.3.1. Les ophites

1.3.1.1. Caractéristiques structurales et pétrographiques

Les ophites correspondent généralement à des sills mis en place dans les sédiments du Keuper (Walgenwitz, 1976). Un faible métamorphisme de contact peut alors se développer dans ces séries. Ces roches sont des basaltes doléritiques à texture ophitique (pyroxènes englobant des plagioclases). La paragénèse magmatique est constituée principalement d'olivine, de plagioclase calcique et de pyroxène (augite-Ca, pigeonite, ± orthopyroxène). L'amphibole, la biotite sont minoritaires et sont enrichies en calcium et fer. Les minéraux opaques (oxydes et sulfures), le quartz et les feldspaths (Na-K) constituent les phases finales lors de la cristallisation (figure 7). Les ophites peuvent être affectées par du métamorphisme tardif et héritent alors de minéraux du facies amphibolite (hornblende pargasite, scapolite, albite, épidote, biotite, clinopyroxène (salite)), schistes verts (albite, épidote, chlorite, actinote) ou préhnite-pumpellyite (albite, feldspath potassique, préhnite, pumpellyite, épidote, muscovite) (Azambre, 1987).

Dans le détail, trois faciès pétrographiques ont pu être identifiés : a) les bordures figées, b) les zones centrales et c) les pegmatitoïdes différenciés (Walgenvitz, 1976 ; Biezat, 1983 ; Azambre, 1987).

- a) Les bordures figées peuvent mesurer quelques centimètres jusqu'à 3 m d'épaisseur au contact avec le sédiment encaissant. Les textures de refroidissement rapide sont fréquentes sur la périphérie, avec des phénocristaux isolés (olivine, plagioclases et/ou pyroxène), entourés de cristaux squelettiques de plagioclases. Ce faciès passe progressivement à une roche à grain fin à une texture subophitique porphyrique de la bordure vers le centre du sill. La paragenèse est composée d'olivine (presque toujours pseudomorphosée en termes chloritiques ou talco-argileux) et d'une proportion variable de pyroxènes et de plagioclases.
- b) La majorité d'un affleurement type d'ophite (environ 90% du volume) présente une texture ophitique mais qui peut varier jusqu'à un texture doléritique. Les textures varient en fonction de la proportion modale et des relations d'accroissement entre les principaux minéraux. Les faciès enrichis en plagioclases sont rares. La paragenèse consiste essentiellement en olivines (3-6%), augites-endiopsides (30-47%), pigeonites (< de 5%), plagioclases (35-60%) et de faible quantités d'amphiboles,</p>

biotites, chlorites et opaques. Dans certains cas on observe des faciès de cumulât avec une proportion élevée d'olivines (> 10 %), d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes.

c) Les pegmatitoïdes sont répartis de manière aléatoire et sont de petite taille (quelques centimètres à quelques mètres). Ils sont facilement reconnaissables à l'œil nu grâce aux croissances intergranulaires des plagioclases et des pyroxènes de grandes tailles (allant jusqu'à 5 centimètres) et qui ont fréquemment des formes courbes. Leur paragenèse est caractérisée par l'absence d'olivine et par un plagioclase moins basique. Les pyroxènes sont plus enrichis en fer, les développements micro-pegmatiques sont plus fréquents et les oxydes de Fe-Ti (magnétite-ilménite) y sont particulièrement présents.

	BORDURE	ZONE CENTRALE	PEGMATOIDE
	Fo ₈₀ An ₈₅ Wo ₄₁ En ₅₀ Fs ₉	Fo ₇₂ Fo ₅₅ An ₈₄ An ₅₃ Wo ₄₀ En ₅₀ Fs ₁₀ Wo ₃₂ En ₄₂ Fs ₂₆	An ₆₅ An ₄₀ An ₂₀ Wo ₂₃ En ₃₅ Fs ₄₂
ORTHOPYROXENE PIGEONITE	•	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Wo10 En48 Fs42
AMPHIBOLE BIOTITE			
CHLORITE			
OPAQUES MICROPEGMATITE			

Figure 7: résumé de la cristallisation des minéraux dans les ophites (Azambre et al., 1987)

1.3.1.2. Géothermométrie

Pour estimer la température au commencement et à la fin de la cristallisation de ce magma, il faut prendre en compte les premières et dernières phases minéralogiques cristallisant à l'équilibre.

Les températures de début de cristallisation sont ainsi estimées entre 1250 et 1140°C (couples pigeonite-augite : T=1200 à 1250°C - couples augite-orthopyroxène : T=1140°C ; Azambre et al.1987).

Des températures entre 650 et 400°C ont été estimées pour la température de fin de cristallisation des ophites à partir des couples titanomagnétite-ilménite (Biezat, 1991).

1.3.1.3. Age et hypothèse du mode de mise en place

L'âge de mise en place des ophites a été déterminé tout d'abord par des observations de terrain : les filons et sills sont pratiquement toujours intégrés dans les sédiments du Keuper, des enclaves de marne du Keuper et calcaréo-dolomitique du Muschelkalk ont été retrouvées au sein des ophites ce qui indique un âge maximum pour ces intrusions. Un âge de mise en place correspondant à la limite Trias-Jurassique a été aussi défini par des datations radiogéniques : K-Ar sur roche totale (193 \pm 5 Ma par Walgenwitz, 1976), K-Ar sur plagioclase (195Ma \pm 8 Ma et 197 \pm 7 Ma ; Montigny et al., 1982,) et par datation U/Pb sur zircon (198,7Ma \pm 2,1 Ma ; Rossi et al., 2003).

En vue des datations et des observations de terrain, Walgenwitz (1976) a proposé un modèle de mode de mise en place des ophites à la limite Rhétien-Lias (à environ 195 Ma) (figure 8) :

- 1- mise en place des sédiments du Trias et de la base du Lias en discordance sur un socle affecté par des fractures profondes hercyniennes.
- 2- les fractures rejouent sous l'action de mouvements épirogéniques et se prolongent jusqu'aux sédiments gréseux du Trias. Le magma ophitique s'injecte le long de ces fractures et se propage dans le Keuper plastique. Son ascension est bloquée vers le haut par les niveaux plus résistants du Rhétien et éventuellement du Lias.
- 3- L'expansion se faisant latéralement en force, des parties du Keuper sont prises en enclaves dans le magma et entrainent avec elles des lentilles calcaréo-dolomitiques de Muschelkalk.



Figure 8: *Représentation schématique du mode de mise en place des ophites (modifiée d'après Walgenwitz, 1976).*

1.3.1.4. Caractéristiques géochimiques

Les éléments majeurs des ophites présentent des analogies avec les tholéiites des dorsales océaniques, excepté pour K2O qui est plus élevé et pour TiO2 et Na2O qui sont plus faibles. Les rapports Th/Ta donnent des informations sur l'appartenance à des magmas typiques de domaines de divergence (Th/Ta=1) ou de convergence de plaque (Th/Ta= 10-20). Les valeurs pour les ophites (Th/Ta= 3-5) sont elles, intermédiaires entre ces deux domaines.

Le diagramme des terres rares normalisé aux chondrites ainsi que le diagramme multiélémentaire normalisé au manteau primitif (figures 9 a et b) montrent un faible enrichissement des éléments les plus incompatibles. La plupart des spectres d'ophite montrent également des anomalies négatives en Ta, Nb et Eu et une anomalie positive en Pb (Alibert, 1985 ; Biezat et al., 1991 ; Demant et Morata, 1996 ; Rossi et al., 2003 ; Callegaro et al., 2014). Ces caractéristiques sont identiques à celles des basaltes tholéiitiques continentaux typiques de la province magmatique centre Atlantique (CAMP) (Alibert, 1985 ; Béziat, 1983 ; Rossi et al., 2003 ; Callegaro et al., 2014).

La présence d'une anomalie négative en Ta et Nb et positive en Pb est interprété comme une signature crustale (Callegaro et al., 2014). L'homogénéité des rapports entre les éléments fortement incompatibles, caractéristiques du milieu d'origine, et les faibles teneurs en Th, U et Ti permettent de conclure qu'un processus de contamination par la croûte lors de la cristallisation du magma est improbable ou négligeable. Ces anomalies sont alors expliquées par un événement ancien de métasomatisme (Biezat, 1991; Alibert, 1985) ou par l'assimilation de 3 à 7% de croûte inférieure et supérieure par le manteau source, lors la subduction Paléozoïque qui a fermé l'océan Rhéique et assemblé la Pangée (Callegaro et al. 2014).

1.3.2. Le magmatisme alcalin triasique

A l'est de Foix, les ophites sont relayées par un magmatisme alcalin (figure 6). La texture de ces roches est spilitique et la paragénèse primaire est composée de clinopyroxènes, plagioclases calciques et parfois d'olivine et de minéraux opaques. Des minéraux métamorphiques sont également présents comme la chlorite, la calcite, et l'épidote. Les études isotopiques Sm/Nd (Alibert, 1985) montrent que ces basaltes alcalins sont issus de la fusion d'une source mantellique « enrichie » de type « ocean island basalts » (OIB).



<u>Figure 9</u>: (a) Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif pour le magmatisme triasique des Pyrénées comparés au magmatisme tholéiitique de CAMP (d'après Biezat et al., 1991 ; Rossi et al., 2003 et Callegaro et al., 2014). (b) Spectres des terres rares des ophites des Pyrénées et des roches magmatiques toléiitiques de CAMP normalisés aux chondrites (Callegaro et al., 2104).

1.4. Le magmatisme du Crétacé

Le magmatisme crétacé pyrénéen est réparti sur l'ensemble de la chaîne (figure 10). Il présente une grande diversité de types de roches comprenant une série effusive : basaltes, trachytes, ainsi qu'une série intrusive : lamprophyres, gabbros, teschénites, syénites et picrites (Azambre et al., 1992). Les roches extrusives sont les plus communes. L'occurrence magmatique est de plus en plus rare vers l'est et aucune roche extrusive n'a été trouvée dans la partie est des Pyrénées. Dans cette région des Pyrénées le magmatisme est sous-saturé en silice, par rapport au caractère saturé du reste de la chaîne. Cette variation est interprétée comme un contraste de l'évolution géotectonique et des différences de taux de fusion (Azambre et al., 1992; Cabanis and Le Fur-Balouet, 1990; Garalda, 2013) d'une source mantellique similaire (Rossy et al., 1992 ; Garalda, 2013).



<u>Figure 10</u>: Localisation des roches magmatiques du Crétacé dans la chaîne des Pyrénées. (1) Corbières ; (2) Saint-Girons – Aulus ; (3) Aspet ; (4) sondages au Nord de Saint-Gaudens ; (5) Bagnères-de-Bigorre – Lourdes – Oloron-Sainte-Marie ; (6) gabbros alcalins en sondage au NW d'Oloron ; (7) Orthez – Hasparen ; (8) Pays basque espagnol (Azambre et al. 1992).

L'étude géochimique de ces roches confirme bien le caractère alcalin de ce magmatisme (figure 11). Le processus de cristallisation fractionnée est limité et peut conduire localement des basaltes aux trachytes. Les taux de fusion varient entre les roches provenant de diverses régions pyrénéennes. Deux cycles principaux sont alors proposés, sans exclure la possibilité d'une évolution plus ou moins continue: le premier se déroule au cours de l'Albien-Cénomanien avec des taux de fusion élevés et le second a lieu au Santonien avec des taux de fusion plus faibles (Cabanis et Le Fur Balouet, 1989; Garalda, 2013). Les données isotopiques montrent que ce magmatisme provient d'une source mantellique type OIB, probablement localisée sous la lithosphère ([La/Yb]_N \approx 5) (Rossy et al., 1992).



<u>Figure 11</u>: Spectres des terres rares normalisés aux chondrites et spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif, pour les roches magmatiques du Crétacé dans le bassin Basque-Cantabre, les bassins nord pyrénéens, l'Est des Pyrénées et la côte Catalane (Garalda, 2013).

2. MÉTHODOLOGIE

Le but de cette étude est de caractériser la mise en place des roches magmatiques ainsi que leur rôle sur la structure de la ZNP. Un des secteurs les plus propices pour répondre à ce questionnement se situe dans le Pays basque espagnol dans la région de Doneztebe (Sant Esteban), où le raccourcissement dû à la compression pyrénéenne semble le moins avancée.

Les roches magmatiques affleurant dans le Pays basque espagnol sont réputées comme étant triasique mais aucune datation et très peu d'analyses géochimiques ont été effectuées dans cette zone. De plus les relations cartographiques de ces roches magmatiques avec les roches encaissantes sont parfois peu claires et leur géométrie n'est pas bien définie.

Le premier objectif de ce travail est de caractériser la pétrographie et la géochimie de ces roches magmatique pour déterminer leur âge et leur origine.

Le deuxième objectif est de caractériser la géométrie, la structure de ces intrusions ainsi que leur influence sur la déformation des roches encaissantes.

2.1. Travail de terrain

Une campagne de terrain a été effectuée dans le pays basque Espagnol. Le but de cette mission de terrain est de caractériser (i) la géométrie des intrusions magmatiques dans la série Mésozoïque, (ii) les relations structurales entre les ophites et leur encaissant, ainsi que (iii) d'effectuer une collecte ciblée d'échantillons.

2.2. Caractérisation pétrographique et minéralogique des roches magmatiques étudiées

Une analyse pétrographique a été effectuée sur 14 échantillons de roches magmatiques répartis sur la zone d'étude pour définir leur assemblage minéralogique ainsi qu'estimer l'état d'altération des minéraux. Une analyse des pyroxènes, amphiboles et plagioclases a été réalisée à la microsonde à l'institut des sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Cela a permis de définir la nature et l'origine (magmatique ou métamorphique) des minéraux analysés.

2.3. Etude géochimique

Une étude géochimique des échantillons a servi à définir précisément la nature magmatique des roches échantillonnées.

Ces nouvelles données géochimiques sont systématiquement comparées aux données bibliographiques compilées dans une base de données. En particulier, les échantillons prélevés dans le Pays basque espagnol pourront être caractérisés en tant qu'ophites typiques du Trias ou comme magmatisme Crétacé. Les analyses ont été effectuées au laboratoire « ALS Minerals » de Dublin. Les éléments majeurs ont été mesurés par spectrométrie de fluorescence X. Les éléments Ag, Cd, Co, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, Zn ont été analysés par plasma induit par haute fréquence par spectrométrie d'émission (ICP-AES), les autres éléments mineurs ont été mesurés par un spectromètre de masse (ICP-MS). Le sulfure (S) et le carbone (C) ont été définis par combustion des échantillons à haute température par la méthode LECO.

3. CARACTÉRISATION DES ROCHES MAGMATIQUES DU PAYS BASQUE ESPAGNOL

3.1. Description de la zone d'étude

La zone d'étude se situe dans le Pays basque espagnol qui constitue la terminaison ouest de la chaîne des Pyrénées (figure 12). Cette zone présente une série sédimentaire préservée et relativement continue depuis le Trias Inférieur jusqu'au Crétacé Inférieur puis jusqu'au Crétacé Supérieur, discordant. Elle est bordée au nord et à l'est par deux massifs de « socle » : le massif de Cinco Villas et le massif des Alduides, respectivement Dans le détail, ces deux massifs sont composés d'unités de roches d'âge Paléozoïque et des restes d'une couverture sédimentaire Mésozoïque plus ou moins préservée d'un secteur à l'autre.

Les dépôts continentaux du Trias inférieur recouvrent en discordance le socle. Le Buntsandstein est composé d'une série fluviatile à alternance de niveaux conglomératiques et

gréseux. Les dépôts du Trias moyen et supérieur sont constitués de calcaire dolomitique du Muschelkalk ainsi que des marnes et cargneules du Keuper, témoignant d'un ennoiement progressif du relief. Les séries jurassiques sont composées principalement de calcaires massifs.

Le Crétacé Inférieur se caractérise par des dépôts calcaires au Néocomien puis au Barrémien. Finalement, des séries d'âge turono-santonien ,essentiellement composées de flyschs gris, se déposent en discordance sur l'ensemble et forment en particulier une bande le long du flanc Sud du massif de Cinco Villas (figure 12).

Au sud de la Faille de Leiza, un ensemble métamorphisé des flyschs noirs albo-cénomaniens surmontant des séries jurassiques et crétacé inférieur affleurent au sein de « la nappe des marbres » qui constitue un équivalent de la ZIM (Zone Interne Métamorphique).

Ce domaine sédimentaire témoigne des restes d'un bassin extensif développé pendant la phase extensive crétacé avec la préservation de séries turbiditiques (flyshs) montrant une subsidence rapide et localisée à cette période à l'image des autres bassins nord pyrénéens. Comme cela a été signalé plus haut, cette zone est marquée par le développement d'un métamorphisme de HT typique de cette période d'extension et qui se traduit ici par une bande de marbres cartographiquement orientée E-W et développée dans des sédiments du Jurassique et du Crétacé Inférieur (figure 12). Cette bande de marbres, appelé nappe des marbres, est limitée au Nord par la faille E-W de Leiza, structure majeure dans la région qui recoupe les séries sédimentaires (figure 12). Ainsi, Mattey et al. (1999) montrent son activité jusqu'au Crétacé Supérieur par le développement de brèches dans les flyshs turono-santoniens, au Nord. La faille de Leiza est considérée par certains auteurs comme le prolongement vers l'est de la faille nord-pyrénéenne et interprétée comme marquant la limite entre les plaques ibérique et européenne dans cette région (Boillot et al. 1999 ; Choukroune, 1976 ; Rat 1988 ; Combes et al 1998 ; Mathey et al., 1999). A l'Est, ce domaine sédimentaire est cartographiquement interrompu par un alignement N-S de massifs d'ophites qui jalonne la faille de Pampelune. Cette dernière est reconnue à l'échelle régionale en tant que linéament orienté NE-SW (Capote, 1983; Rat, 1988; Martinez-Torez, 1989). Dans la zone d'étude, la faille de Leiza comme la faille de Pampelune marquent donc un contact franc entre un domaine métamorphique de haut grade (550-600°c) et des unités non métamorphiques. Vers le Sud, les récents travaux de Maxime Ducoux (thèse en cours) confirment que l'intensité du métamorphisme diminue progressivement (figure 13) jusqu'à disparaitre à une dizaine de kilomètres de la faille de Leiza (figure 12).



<u>Figure 12</u> : A. Localisation de la zone d'étude dans la chaine pyrénéenne. B. Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (Ducoux, thèse en cours). 1. coupe de la figure 13.

L'ensemble de la zone a subi un raccourcissement ~N-S pendant la collision Pyrénéenne. Au Sud de la faille de Leiza, les séries sédimentaires Mésozoïques Trias à Crétacé Inférieurde la zone des marbres, constituent un domaine plissé avec la succession de structures synformes et antiformes d'axe globalement E-W, parallèles à la faille de Leiza. Le substratum de cette nappe est constitué du socle calcaro-silteux plissé, du Dévonien-Carbonifère.

Au nord de la Faille de Leiza, les flyschs turono-santonien, qui ne montrent pas de trace de métamorphisme (figure 13), forment un grand synclinal d'échelle régionale pincé entre la faille de Leiza et le massif de Cinco Villas.

Les roches magmatiques intrusives faisant l'objet de cette étude forment de petits massifs de couleur verte en patine présentant une texture généralement grenue pouvant évoluer localement vers des textures plus fines. Leur altération varie selon les affleurements ; lorsque celle-ci est intense plus aucune texture ne peut être observée dans ces roches et celles-ci produisent à la cassure une poudre de décomposition verdâtre à blanchâtre. Ces roches sont souvent traversées par des veines à épidote-chlorite-actinote.

Cartographiquement, ces affleurements de roches magmatiques se répartissent dans tout le domaine, à la fois dans les zones métamorphiques et non métamorphiques. Elles peuvent être

en contact avec des roches datant du Paléozoïque jusqu'au Crétacé. De plus, sur la carte géologique (figure 12 et annexe 1),), la géométrie de ces contacts n'est pas claire. Ces roches peuvent représenter des dykes et/ou des sills (figure 13) et sont parfois des écailles tectoniques.



Figure 13 : Coupe structurale N-S. Voir figure 12 pour la localisation et la légende (Ducoux, thèse en cours).

3.2. Échantillonnage

Quatorze échantillons de roches intrusives ont été prélevés aux niveaux des affleurements les moins altérés, le long de la faille de Leiza, de la faille de Pampelune, à l'intérieur ainsi qu'à l'extérieure de la ZIM (figure 14). Cette répartition nous permettra de caractériser les variations potentielles dans la composition des différentes roches étudiées selon leur configuration cartographique (e.g. position structurale dans la série, proximité aux failles).



Figure 14 : Localisation des échantillons des roches magmatiques.

3.3. Etude pétrographique et minéralogique des roches magmatiques

3.3.1. Analyse pétrographique des roches magmatiques

La description de l'assemblage minéralogique des roches magmatiques échantillonnées a été réalisée à partir de l'observation microscopique de 14 lames minces (EHOM 04, 10, 14, 20, 34A, 34E, 40, 59, 97, 98, 115, 122, 176, 216) (figure 14).

Les échantillons EHOM 40, 115 et 176 présentent clairement une texture ophitique à subophitique (figure 15). Ces roches sont composées principalement de pyroxènes et de plagioclases. Les pyroxènes sont sous forme de phénocristaux xénomorphes souvent bordés par des plagioclases, ou quelquefois regroupés en groupes de plusieurs individus. Leurs bordures peuvent être déstabilisées en amphibole, on observe alors une auréole brunâtre autour du pyroxène.

Les plagioclases sont automorphes de taille millimétrique et se présentent (1) soit sous forme de lattes constituant la phase intersertale où les cristaux sont imbriqués les uns dans les autres ; (2) soit en microlites de plus petite taille, englobés par les pyroxènes. Les plagioclases sont plus ou moins séricitisés ou épidotisés selon les échantillons.

Des ilménites et du sphène sont aussi présents sous forme de tâches, disséminés au niveau des plagioclases ou associés aux auréoles d'amphiboles autour des pyroxènes.

La phase intersertale est composée, en plus des plagioclases et des oxydes, de divers minéraux, dont l'amphibole qui se développe à partir des pyroxènes, la chlorite qui peut être associée aux amphiboles, l'épidote qui se développe à partir des plagioclases jusqu'à former un agglomérat circulaire (figure 16), ou enfin l'association de microcristaux de feldspaths tardifs et de quartz mais que l'on trouve rarement dans les lames.

Les lames EHOM 59, 97, 98, 122 et 216 présentent la même texture et la même composition minéralogique, mais ont un degré d'altération plus élevé. Les amphiboles sont beaucoup plus développées. Elles sont de couleur verte en lumière non analysée et peuvent avoir un aspect fibreux. Elles se développent aux dépens des pyroxènes en commençant par les bordures et se propageant dans les clivages ou craquelures (figure 17). Les épidotes sont également beaucoup plus abondantes, on les trouve au niveau de veines, en association avec les plagioclases ou encore sous forme arrondie dans la phase intersertale (figure 16). La lame 216 contient quelques biotites brunes qui sont associées aux amphiboles se trouvant autour des pyroxènes. Dans les lames EHOM 97, 98 et 122 les plagioclases sont totalement séricitisés (figure 18).

Par ailleurs, les lames EHOM 40, 97 et 98 présentent des pyroxènes contenant en inclusions des minéraux plutôt arrondis qui sont quelquefois corrodés et systématiquement entièrement chloritisés. Ces minéraux pourraient correspondre à des pseudomorphoses d'anciennes olivines (figure 18).



Figure 15: texture ophitique (augites englobant des plagioclases) lumière polarisé analysée (LPA)



<u>Figure 17</u>: Développement d'actinote aux dépens d'augites, lumière polarisé non analysée (LPNA)



Figure 19: Actinote et biotites se développant aux dépens d'augite (LPNA)



<u>Figure 21</u>: Ophite à texture plus fine et totalement altérée (LPNA)



Figure 16: *Phase intersertale : épidotes et plagioclases* (LPA)



<u>Figure 18</u>: Plagioclases séricitisés et augites contenant possiblement en inclusion des olivines chloritisées (LPNA)



<u>Figure 20</u>: Disparition de la texture ophitique par épidotisation des plagioclases et amphibolisation des augites (LPA)



Figure 22: Facies pegmatitoïdique (LPNA)

Les lames EHOM 04, 14, 20, 34A et 34E sont les échantillons le plus marqués par l'altération. Pour les échantillons EHOM 04 et 20, la texture ophitique est présente mais disparaît par endroit. La phase intersertale est alors essentiellement composée de l'association amphibole verte-épidote.

On peut noter que les amphiboles et les épidotes dans la lame EHOM14 sont particulièrement développées et que des biotites sont associées aux amphiboles (figure 19). On observe au sein de cette lame, la disparition de la texture ophitique avec l'amphibolitisation complète des pyroxènes et l'épidotisation des phénocristaux de plagioclase, jusqu'à ne former plus qu'une plage d'épidote (figure 20). De plus de la scapolite a été identifiée dans cette lame.

Pour la lame EHOM 34A la texture n'est plus préservée, aucun pyroxène n'est visible, le quartz est aussi plus présent dans cet échantillon.

L'échantillon EHOM 34E a une texture particulière, c'est une roche à grains fins, composée essentiellement de plagioclases, et de quelques épidotes et amphiboles (figure 21). Aucun pyroxène n'a été identifié.



<u>Figure 23</u> : Répartition des pyroxènes dans le diagramme enstatite (En), wollastonite (Wo) et ferrosilite (Fs)

La lame EHOM 10 a une composition minéralogique complétement différente des autres échantillons. Elle a une texture pegmatitique et contient principalement du quartz, des amphiboles et du sphène. Les amphiboles sont sous forme de grandes baguettes (allant jusqu'à 5 millimètres), quelquefois courbées présentant une macle. Elles sont chloritisées en bordure. Les sphènes sont sub-automorphes à xénonomorphes, de forme losangique de l'ordre de 3 millimètres. La phase intersertale est composée d'épidote, de feldspaths et de quartz xénomorphes présentant beaucoup de figures d'exsolution (figure 22).

	Analyses des pyroxènes													
Ech	14	40	40	59	59	115	115	176	176	216	216			
N°	94	32	60	9	15	146	147	107	112	140	143			
SiO ₂	53,38	53,18	54,30	52,70	52,51	53,60	53,95	53,60	53,38	53,41	53,09			
TiO ₂	0,45	0,45	0,19	0,51	0,37	0,42	0,35	0,30	0,35	0,31	0,24			
Al_2O_3	1,47	2,41	1,57	2,54	2,68	1,52	1,62	2,22	2,13	2,22	2,32			
FeO	7,93	6,39	6,42	8,60	5,80	8,35	6,02	6,01	5,72	6,16	5,52			
MnO	0,16	0,29	0,19	0,32	0,18	0,15	0,23	0,21	0,11	0,07	0,16			
MgO	17,98	18,05	18,78	17,57	17,78	17,90	18,27	18,14	18,17	17,89	17,66			
CaO	19,17	19,89	19,96	18,54	20,22	18,86	20,13	20,42	20,78	20,51	21,00			
Na ₂ O	0,16	0,17	0,16	0,18	0,18	0,17	0,17	0,24	0,17	0,16	0,20			
Cr_2O_3	0,01	0,26	0,21	0,03	0,54	0,00	0,19	0,38	0,53	0,26	0,54			
Total	100,71	101,08	101,78	100,99	100,25	100,97	100,91	101,53	101,33	100,98	100,74			
Formule	es structu	rales calcu	lées sur la	base de 6	oxvaènes									
Si	1,943	1.922	1,944	1.917	1.911	1.948	1.949	1.925	1,921	1.931	1.924			
Ті	0.012	0.012	0.005	0.014	0.010	0.011	0.009	0.008	0.010	0.008	0.007			
	0.057	0.078	0.056	0.083	0.089	0.052	0.051	0.075	0.079	0.069	0.076			
	0,006	0.024	0.011	0.026	0.026	0.013	0.018	0.019	0.012	0.025	0.023			
Fo ³⁺ (M1	0,000	0.034	0.041	0.042	0.040	0.028	0.023	0.046	0.045	0.031	0.039			
Fo ²⁺	0.203	0,159	0.152	0.220	0.136	0.226	0,159	0.135	0.127	0,155	0,128			
Mn	0.005	0.009	0.006	0.010	0.005	0.005	0.007	0.006	0.003	0.002	0.005			
Ma	0.976	0.972	1.003	0.953	0.965	0.970	0.984	0.972	0.975	0.964	0.954			
Ca	0.748	0.770	0.766	0.723	0.789	0.734	0.779	0.786	0.801	0.795	0.815			
Na	0.012	0.012	0.011	0.013	0.013	0.012	0.012	0.017	0.012	0.011	0.014			
Cr	0.000	0.008	0.006	0.001	0.015	0.000	0.005	0.011	0.015	0.007	0.016			
	-,	-,	-,	-,	-,	-,	-,	-,	-,	-,	-,			
Somme	4 000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	3,997	3,999	4,000	4,000	4,000			
00111110	1,000	,	,	,	,		,		,		,			
En	49,54	50,00	50,99	48,94	49,85	49,42	50,41	49,97	49,96	49,52	49,14			
Fs	12,50	10,38	10,06	13,94	9,40	13,16	9,67	9,62	8,99	9,67	8,86			
Wo	37,96	39,61	38,94	37,12	40,74	37,41	39,92	40,41	41,06	40,81	42,00			

Tableau 1 : Analyses représentatives des pyroxènes des différents échantillons d'ophite

3.3.2. Minéralogie des roches magmatiques

Les analyses des différents minéraux ont été effectuées à la microsonde électronique dans le but de définir les caractères chimiques généraux des différents minéraux.

Dans toutes les lames les pyroxènes ont une composition d'augite riche en magnésium (figure 23). Leur composition varie de Wo31 En43 Fs8 à Wo42 En52 Fs27 (tableau 1).

Les plagioclases ont des compositions allant de la bytownite An82 à la labradorite An50 (figure 24 et tableau 2). Aucune corrélation n'a pu être faite entre ces différences de composition et les différents types de cristaux (dans la phase intersertale ou englobés par les pyroxènes). Un feldspath potassique a été analysé dans la lame EHOM 40. Des plagioclases riches en sodium (albite) (Ab89 à Ab87) ont été identifiés dans deux lames (EHOM 34E et 40) (figure 2 et tableau 2). D'après l'analyse pétrographique, les albites analysées dans la lame EHOM 40 sont tardives, en effet elles recoupent les plagioclases plus sodiques et les pyroxènes. Dans la lame EHOM 34E les plagioclases primaires ont dû être albitisés.



Figure 24 : Composition des feldspaths des ophites dans le diagramme Orthose-Anorthite-Albite.

Les amphiboles ont des compositions d'actinolites et de magnésio-hornblendes (figure 25 et tableau 3).

3.3.3. Synthèse et interprétation

L'étude pétrographique et minéralogique montre que la composition d'un échantillon d'ophite à un autre est globalement homogène. Les roches ont une texture ophitique à sub-ophitique, cette texture est particulièrement bien observable dans les échantillons les moins altérés. La minéralogie magmatique initiale est constituée principalement d'augite et de plagioclases type labradorite et bytownite. Des feldspaths potassiques peuvent apparaître à la fin de cristallisation du magma (Azambre et al., 1987) mais en très faibles quantités. L'échantillon EHOM 34E ayant une texture plus fine, a été prélevé en bordure d'un gisement d'ophite dont la minéralogie est décrite dans la littérature (Walgenwitz, 1976 ; Béziat, 1983).

Un échantillon (EHOM 10) présente une minéralogie différente des autres ophites, car il contient du quartz et des amphiboles de taille importante et pourrait correspondre aux ségrégations pegmatitoïdiques décrites par Béziat (1983) et Azambre et al. (1987). Ces auteurs observent dans les interstices entre les plagioclases et augite, du quartz, des oxydes de fer-titane, des micropegmatites et des amphiboles. Ils attribuent ces roches à un faciès de cristallisation tardive. L'échantillon EHOM 10 correspondrait donc à une pegmatitoïde. Dans notre cas les pyroxènes seraient totalement amphibolitisés, les feldspaths pour la plupart épidotisés et le quartz particulièrement abondant.

	Analyses des plagioclases													
Ech	14	14	34E	34E	40	40	59	115	176	176	216	216		
N°	97	102	128	130	41	85	2	151	110	111	136	137		
SIO ₂	52,45	47,71	66,56	68,7	51,55	67,42	50,31	55,49	49,56	54,09	54,83	54,14		
AI_2O_3	29,76	33,42	21,49	20,26	30,2	21,52	30,68	26,97	31,78	28,11	28,18	28,88		
FeO	0,93	0,22	0,13	0,1	0,74	0,11	0,77	0,69	0,77	1,01	0,78	0,96		
CaO	12,99	17,07	2,24	0,65	13,99	1,23	14,94	10,45	15,86	12,17	11,59	12,08		
Na ₂ O	4,29	2,06	10,38	11,31	3,42	10,68	3,18	5,54	2,67	4,67	4,91	4,68		
K2O	0,05	0,04	0,11	0,06	0,56	0,2	0,07	0,34	0,07	0,26	0,3	0,33		
Total	100,47	100,51	100,92	101,08	100,46	101,15	99,94	99,47	100,72	100,31	100,59	101,06		
Formul	es structu	irales calcu	lées sur la	base de 8	oxygènes									
Si	2,373	2,18	2,896	2,97	2,34	2,918	2,298	2,52	2,255	2,45	2,469	2,435		
Al	1,586	1,799	1,102	1,032	1,616	1,098	1,652	1,443	1,704	1,5	1,495	1,531		
Fe ²⁺	0,035	0,008	0,005	0,004	0,028	0,004	0,029	0,026	0,029	0,038	0,029	0,036		
Ca	0,63	0,835	0,104	0,03	0,681	0,057	0,731	0,508	0,773	0,591	0,559	0,582		
Na	0,376	0,182	0,876	0,948	0,301	0,896	0,282	0,488	0,235	0,41	0,429	0,408		
К	0,003	0,002	0,006	0,003	0,032	0,011	0,004	0,02	0,004	0,015	0,017	0,019		
Somme	ə 5	5,01	4,99	4,99	5	4,98	5	5,01	5	5	5	5,01		
An	62,42	81,94	10,58	3,09	67,14	5,9	71,89	50,06	76,34	58,14	55,64	57,69		
Ab	37,31	17,86	88,8	96,57	29,66	92,95	27,7	48,02	23,24	40,36	42,64	40,44		
Or	0,27	0,2	0,61	0,35	3,2	1,15	0,41	1,92	0,42	1,5	1,72	1,87		
	Lab	By	Ab	Ab	Lab	Ab	Ву	Lab	Ву	Lab	Lab	Lab		

Tableau 2: Analyses représentatives des plagioclases des différents échantillons étudiés.

Des transformations minéralogiques affectent les différents minéraux présents dans les ophites. Leur intensité est variable selon les échantillons.

Les plagioclases peuvent être séricitisés, épidotisés, albitisés, ou encore déstabilisés en scapolite (dypirisation). On constate potentiellement la chloritisation totale des olivines.

On observe souvent une ouralitisation des clinopyroxènes ainsi qu'une oxydation de leurs bordures avec l'apparition d'amphibole (actinote) accompagnée éventuellement de biotites, et/ou d'oxydes Fe-Ti. Azambre et al. (1987) font la différence entre les amphiboles tardimagmatiques et métamorphiques. Les premières sont riches en fer et les deuxièmes riches en magnésium. En se basant sur cette observation, on constate que dans nos échantillons, la majorité des amphiboles ont une origine métamorphique (figure 11). Macroscopiquement on peut également faire la différence entre les deux. Les amphiboles tardi-magmatiques forment une auréole brune autour des pyroxènes et sont associées aux biotites, tandis que les amphiboles métamorphiques sont beaucoup plus développées et laissent apparaître seulement une relique de pyroxène.



<u>Figure 25</u>: Répartition des amphiboles des ophites dans le diagramme de classification des amphiboles calciques (B.E. Leake, 1968). En tiretés : champ correspondant aux amphiboles métamorphiques des faciès Schiste Vert et Amphibolite (d'après Azambre et al., 1987)

Des transformations minéralogiques équivalentes à celles montrées ci-dessus ont déjà été décrites par plusieurs auteurs notamment Durand-Wackenheim et al, 1979 ; Béziat, 1983 ; Azambre et al., 1987 et Le Fur-Balouet, 1987. Ils en déduisent trois phénomènes distincts produisant ces transformations :

(1) Réactions tardi-magmatiques : transformation de l'olivine en chlorite +/- serpentine et déstabilisation des bordures des augites en amphibole, oxyde de fer et biotite. Ces réactions résulteraient des conditions oxydantes et hydratantes régnant dans le magma.

(2) Béziat, 1983, distingue la séricitisation des plagioclases comme étant un premier type d'altération après la genèse des ophites. Elle pourrait être le résultat d'un hydrothermalisme lié à une phase de fracturation. On peut remarquer que dans nos échantillons affectés par cette transformation, les pyroxènes sont très fracturés.

(3) L'ouralitisation des pyroxènes, la dipyrisation ainsi que l'épidotisation-albitisation des plagioclases seraient liés à un phénomène métamorphique associé à la circulation de fluides hydrothermaux. Les différents auteurs relient ce phénomène au métamorphisme mésozoïque pyrénéen, puisqu'ils trouvent ces transformations au sein des gisements d'ophites situés à l'intérieur de la ZIM (zone interne métamorphique). En ce qui concerne nos échantillons, EHOM 04, 14, 20, 34A, 34E sont les plus marqués par ces transformations et sont situées dans la nappe des marbres. Cependant les roches EHOM 40, 59, 176 et 122 sont peu touchées par ces transformations et sont également situées dans cette zone métamorphique.

Analyses des amphiboles													
Ech	10	14	14	34E	40	59	59	176	176	216			
N°	16	93	100	126	55	1	6	109	113	132			
SiO2	52,84	56,29	52,45	51,32	51,83	53,27	51,98	53,45	51,72	48,98			
TiO2	0,07	0,22	0,19	0,74	0,06	0,24	0,37	0,24	0,03	0,25			
AI2O3	2,02	1,55	4,85	5,48	2,82	3,27	4,58	3,37	5,21	5,34			
FeO	17,61	7,86	8,94	14,46	19,00	11,22	13,20	10,27	12,32	18,47			
MnO	0,27	0,15	0,05	0,21	0,44	0,06	0,13	0,21	0,31	0,36			
MgO	12,28	19,22	17,62	13,20	11,30	16,50	14,70	16,75	14,74	10,68			
CaO	12,91	13,14	12,90	11,83	12,46	12,75	12,54	12,03	12,85	12,31			
Na2O	0,20	0,16	0,78	0,30	0,23	0,33	0,51	0,43	0,45	0,56			
K2O	0,17	0,01	0,13	0,28	0,09	0,14	0,15	0,09	0,14	0,38			
Cr2O3	0,00	0,07	0,35	0,00	0,01	0,09	0,50	0,50	0,51	0,11			
Total	98,37	98,66	98,24	97,81	98,24	97,88	98,63	97,35	98,26	97,42			
Formulas structurales calculáes sur la base de 23 ovugênes													
Si	7.753	7.831	7.419	7.446	7.667	7,615	7,459	7,640	7,430	7.337			
	0.008	0.023	0.020	0.081	0.007	0.026	0.040	0.026	0.003	0.028			
Ті	0,350	0,255	0.809	0,936	0 491	0,551	0 774	0.568	0.882	0.943			
Fe2+	2 161	0.914	1 057	1 754	2,351	1,341	1 584	1 227	1 480	2 313			
Mn	0.034	0.018	0.005	0.025	0.055	0.008	0.016	0.026	0.037	0.046			
Ma	2 686	3 986	3 715	2 856	2 492	3 516	3 144	3 570	3 156	2 385			
Ca	2,000	1 958	1 954	1 830	1 974	1 953	1 927	1 842	1 977	1 975			
Na	2,025	0.042	0.214	0.083	0.065	0.091	0 141	0 110	0 125	0 162			
K	0,000	0,042	0,214	0,000	0,000	0,001	0,141	0,113	0,125	0,102			
Cr	0,001	0,001	0,020	0,002	0,017	0,020	0,027	0,017	0,023	0,073			
Ci	0,000	0,007	0,039	0,000	0,001	0,011	0,037	0,037	0,037	0,013			
Somme	15,108	15,036	15,255	15,073	15,120	15,137	15,168	15,090	15,173	15,274			
Mg/(Mg+Fe ²⁺⁾	0,55	0,81	0,78	0,62	0,51	0,72	0,67	0,74	0,68	0,51			
	actinote	actinote	Mg-horn	Mg-horn	actinote	actinote	Mg-horn	actinote	Mg-horn	Mg-horn			

Tableau 3: Analyses représentatives des amphiboles des différents échantillons étudiés.

3.4. ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

Quatorze échantillons ont été choisis pour l'analyse géochimique en fonction de leur localisation et de leur minéralogique.

Les concentrations en éléments majeurs et traces pour tous les échantillons sont reportées en annexe (annexe 2).

3.4.1. Résultats

3.4.1.1. Les éléments majeurs

Le diagramme K2O+Na2O vs. SiO2 (diagramme de TAS, Le Bas et al., 1986) de toutes les roches échantillonnées montre une série assez homogène sub-alcaline. Cependant, EHOM 98 est à la limite entre les domaines alcalin et sub-alcalin. Cela peut être dû à l'abondance des plagioclases séricitisés dans cette roche. Les roches magmatiques ont des teneurs en SiO2 comprises entre 50 et 52 wt. % (figure 26 et annexe 2), elles ont donc une composition basique. Les échantillons EHOM 10 et 34E sont plus riches en silice que les autres roches d'environ 2 wt. % et se trouvent à la limite du domaine des basaltes andésitiques (figure 26). Ceci peut s'expliquer par leur composition minéralogique, EHOM 10 étant plus riche en quartz et EHOM 34E contenant beaucoup de minéraux d'altération.



<u>Figure 26</u>: Diagramme total des concentrations en alcalin en fonction de la concentration en silice (diagramme de TAS d'après Le Bas et al., 1986).



<u>Figure 27</u>: Variations des éléments majeurs en fonction de MgO. Les ophites étudiées (en vert) sont comparées aux ophites réparties sur l'ensemble la chaîne pyrénéenne.

La concentration en MgO varie entre 5,8 et 8,2 wt. %. Dans les diagrammes des éléments majeurs en fonction de MgO, les échantillons sont globalement regroupés (figure 27). Cependant l'échantillon de pegmatitoïde se trouve toujours à l'écart du groupe des autres échantillons et à des valeurs plus élevées en SiO2, TiO2, Al2O3, Fe2O3 et P2O5 et plus faibles en Al2O3, Na2O, K2O et MgO. Les fortes teneures en Fe2O3 et TiO2 peuvent être dues à la présence élevée de sphène et oxydes de fer dans cette roche.

En outre, les échantillons étudiés montrent une certaine dispersion des valeurs de Fe2O3 en fonction de MgO mais celle-ci ne peut pas être attribuée à de l'altération car aucune corrélation ne peut être établie entre la teneur en Fer et l'état d'altération estimé dans la roche. L'échantillon EHOM 98 a une valeur plus élevée que les autres échantillons en Na2O et K2O. Cet échantillon ainsi que EHOM 34E sont plus faibles en Ca2O. L'échantillon EHOM 176 a une teneur en TiO2 plus faible que le reste des roches étudiées.

En comparant les valeurs des éléments majeurs des échantillons étudiés avec les roches magmatiques provenant de différents contextes géodynamiques (tableau 4), on remarque que les valeurs des éléments majeurs des roches étudiées se rapprochent de celles des basaltes des rides océaniques normales (N-MORB).

	Ophites du esp	Pays basque agnol	N-MORB	AN	OIB	Ophites des Pyrénées (Béziat et al., 1991)
	intervalle	moyenne	moyenne	moyenne	moyenne	moyenne
SiO ₂	50,1-52,5	50,8	50,5	57,6	49,2	49,3
TiO ₂	0,8-1,7	1,0	1,6	0,8	2,9	0,9
Al_2O_3	12,8-17,7	14,8	15,3	17,3	15,4	14,2
Fe ₂ O ₃	7,1-13,1	9,8	_	_	_	_
FeO	_	_	10,4	7,1	6,8	10,3
MgO	5,8-8,2	7,4	7,6	3,6	9,2	7,9
CaO	8,6-12,9	10,8	11,3	7,2	9,6	11,4
Na ₂ O	0,8-3,4	2,2	2,7	3,2	3,4	2
K ₂ O	0,1-1,5	0,7	0,1	1,5	1,4	0,5

<u>Tableau 4</u>: Composition moyennes (en wt. %) des ophites des Pyrénées comparées aux basaltes des rides océaniques normales (N-MORB), des andésites des arcs (AN) et des basaltes intraplaques du Pacifique central (OIB) (d'après Juteau et Maury, 1997).

3.4.1.2. Les éléments traces

Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites (figure 28) sont homogènes pour l'ensemble des échantillons étudiés. Seul le spectre de l'échantillon de pegmatitoïde, plus enrichi en terres rares, se détache de la tendance générale. On remarque un léger enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (La/Yb= 3,8). De faibles anomalies positives en europium (Eu) sont plus ou moins marquées selon les spectres.



Figure 28: spectres des terres rares des ophites normalisés aux chondrites.

Dans le diagramme multi-élémentaires normalisé au manteau primitif (figure 29), les spectres ont la même tendance mais diffèrent par leurs anomalies. Comme pour les spectres des terres rares on constate un faible enrichissement des éléments les plus incompatibles pour tous les échantillons. L'échantillon de pegmatitoïde se détache des autres spectres : il est plus enrichi en éléments traces et c'est le seul à présenter une anomalie négative en baryum (Ba).

Tous les échantillons montrent des anomalies négatives en niobium (Nb) et tantale (Ta), celles-ci étant particulièrement prononcées pour cinq roches (EHOM 98, 115, 122, 176 et 216).

Tous les échantillons ont une anomalie positive plus ou moins forte en strontium (Sr).

Les quatre roches (EHOM 04, 97, 115 et 216) pour lesquelles le plomb a pu être analysé, présentent une anomalie positive plus ou moins prononcée pour cet élément.



Figure 29 : diagramme multi-élémentaire des ophites normalisé au manteau primitif.

3.4.2. Interprétation

3.4.2.1. Comparaison avec les ophites des Pyrénées

Les analyses chimiques obtenues lors de notre étude sont comparées à plus de 90 échantillons analysés à travers la chaîne des Pyrénées et de données compilées de 7 études publiées (annexe 3):

- 9 analyses d'Alibert, 1985 ;
- 13 échantillons de Le Fur Balouet, 1987
- 12 analyses de Azambre et al., 1987
- 28 échantillons de Béziat et al., 1991
- 1 échantillon de la région de Bédous de Rossi et al, 2003
- 13 échantillons d'ophite de Gaujacq et St-Pandelon (Landes) de Demant et Morata, 1996
- 17 analyses de Callegaro et al., 2014

Les éléments majeurs des roches magmatiques étudiées ont des valeurs similaires aux ophites décrites dans la littérature excepté pour les teneurs en Fe2O3 de quatre échantillons (EHOM 34A, 34E, 59 et 176) qui sont plus faibles (figure 27).

De même, les spectres des différentes ophites prélevées à travers toute la chaîne des Pyrénées (Callegaro et al., 2014) présentent une forme homogène. Les échantillons de roches prélevés dans cette étude suivent la même allure de spectres ce qui confirme la nature et l'origine commune de ces roches (figure 30).

L'anomalie négative en europium souvent présente dans les spectres de terres rares normalisés aux chondrites, est interprétée comme étant un processus de fractionnement amenant des concentrations variées en plagioclases à l'intérieur des différents gisements d'ophite (Alibert, 1985 ; Béziat, 1983). Les faibles différences d'enrichissement en terres rares entre les divers échantillons d'ophite seraient le résultat de la cristallisation fractionnée (Béziat, 1983 ; Béziat et al., 1991 ; Callegaro et al, 2014). Ceci corrèle bien avec le fait que l'échantillon de pegmatitoïde provienne de liquides magmatiques tardifs, plus différenciés. On constate que les spectres étendus présentent aussi une anomalie négative en Nb et Ta et positive en Pb. Cependant l'anomalie en Ta est la plus prononcée pour les échantillons étudiés.



Cs Rb Ba Th U Nb Ta La Ce Pb Pr Sr Nd Zr Hf Sm Eu Gd Tb Dy Y Ho Er Tm Yb Lu <u>Figure 30</u>: Comparaison des spectres des ophites étudiées avec les ophites de l'ensemble des Pyrénées d'après Callegaro et al., 2014.

Les données des éléments majeurs indiquent que les roches étudiées sont tholéiitiques. Elles présentent un enrichissement en terres rares légères, comparables aux données de l'ensemble des ophites des Pyrénées.

Les ophites étudiées ainsi que celles réparties sur l'ensemble des Pyrénées, sont issues d'un réservoir du manteau supérieur continental enrichi en éléments incompatibles par rapport à une source de type manteau supérieur océanique donnant naissance aux basaltes des dorsales dites normales (N-MORB) (Béziat 1983 ; Alibert, 1985; Le Fur Balouet, 1987 ; Béziat et al., 1991 ; Callegaro et al., 2014). Pour expliquer cet enrichissement en éléments incompatibles et les anomalies en Nb, Ta et Pb, deux hypothèses sont proposées : (1) une contamination crustale pendant l'ascension et la mise en place des liquides magmatiques, (2) une modification de la source par assimilation d'un composant crustal ou par métasomatisme de la source.

(1) Pour la première hypothèse les faibles teneurs en thorium (Th) (1,15 ppm), uranium (U) (0,3 ppm) et titane (Ti) (0,9%) indiquent que le magma ophitique n'a pas été affecté par un processus de contamination crustale. Les anomalies observées ont donc plutôt une origine mantellique (Béziat, 1983 ; Alibert, 1985 ; Béziat et al., 1991 ; Callegaro et al., 2014).

(2) La deuxième hypothèse implique une source de composition minéralogique différente par la modification des teneurs en éléments incompatibles par un métasomatisme du manteau source initial (Béziat, 1983 ; Alibert, 1985 ; Béziat et al., 1991). Cette modification pourrait

prendre origine durant la subduction/collision hercynienne et/ou par assimilation de croûte continentale par le manteau source (Callegaro et al., 2014).

Cependant cela n'explique pas pourquoi les échantillons de notre étude ont une anomalie négative en Ta particulièrement forte et se distinguant de celle du Nb. Cette anomalie n'est pas corrélée avec le degré d'altération des roches puisque les échantillons (EHOM 98, 115, 122, 176 et 216) ayant les plus faibles teneurs en Ta ne montre pas d'évidence d'altération (cf. partie 3.3 étude pétrographique et minéralogique des ophites). Ces anomalies sont donc bien caractéristiques d'un processus magmatique.

3.4.2.2. Genèse des ophites étudiées

Pour comprendre les anomalies prononcées en Ta, nos données ont été comparées aux études de Le Fur Balouet, 1987 ; Béziat et al., 1991 ; Rossi et al., 2003 et Callegaro et al., 2014. Dans le diagramme (Tb/Ta)_N vs (Th/Ta)_N (figure 31) on observe que les ophites étudiées se répartissent entre le du domaine des basaltes continentaux (CFB) et le domaine des tholéiites d'arc (IAT). C'est à dire depuis une source mantellique enrichie vers une source mantellique appauvrie. Cela devrait se traduire au niveau des spectres de terres rares, par un plus faible enrichissement en terres rares légères des laves correspondant au domaine des tholéïtes d'arc. Toutefois, nous n'observons pas une telle évolution des spectres de terres rares. La variation du rapport $(Tb/Ta)_N$ n'est pas due à une variation de concentrations des terres rares, mais à une variabilité des teneurs en Ta. Ainsi nous pouvons distinguer trois groupes distincts parmi les ophites étudiées: (1) deux échantillons (EHOM 10 et EHOM 34E) avec des rapports $(Tb/Ta)_N$ se rapprochant de ceux de la littérature, (2) un deuxième groupe à la limite CFB et IAT regroupant la majorité des échantillons et (3) un troisième correspondant aux ophites ayant les plus faibles valeurs en Ta. Trois échantillons provenant d'autres études se situent au niveau du deuxième groupe, l'échantillon de Béziat et al. (1991) est localisé au sud de Tremp (Noed du Bassin de l'Ebre), l'échantillon de Le Fur Balouet est localisé à proximité de notre zone d'étude et l'échantillon de Rossi et al. (2003) provient de la région de Bédous. Ces trois échantillons se situent donc dans la zone sud pyrénéenne. On observe le phénomène d'évolution des échantillons du domaine CFB vers celui des IAT également pour le comportement du Nb (figure 32). Cependant cette tendance est moins marquée.



<u>Figure 31</u>: Répartition des différents échantillons d'ophite dans le diagramme Tb/Ta normalisé en fonction de Th/Ta normalisé (d'après Thiéblemont et al., 1994).</u>



Figure 32: *Diagramme Y/Nb en fonction de La/Nb permettant de voir le comportement du Nb des différentes ophites.*

Le diagramme Nb/Yen fonction de Zr/Y (figure 33) montre que les ophites ont tendance à être en-dessous de ligne Δ Nb et donc met aussi en évidence un déficit de Nb pour ces roches. Nos échantillons présentent un déficit légèrement plus important en Nb que ceux de Callegaro et al. (2014).



<u>Figure 33</u> : Diagramme Nb/y en fonction de Zr/Y mettant en évidence un léger déficit de Nb pour les ophites des Pyrénées.</u>

Le diagramme Nb/Ta vs (Th/Ta)_N (figure 34) montre le Nb et le Ta de nos échantillons n'ont pas le même comportement. Les échantillons de Callegaro et al. (2014) définissent un champ restreint (ou pôle) caractérisé par des rapports Nb/Ta subchondritiques (<19,9 Weyer et al., 2002 ; Münker et al., 2003) avec une valeur moyenne de 14. Par opposition, nos échantillons présentent une grande variabilité des rapports Nb/Ta et (Th/Ta)_N définissant une droite. Les rapports Nb/Ta observés présentent des valeurs chondritiques comprises entre 12 et 16 à superchondritique de 18,5 à 44 (annexe 4). Ainsi les ophites analysées se répartissent entre deux pôles. Un pôle correspond aux ophites classiques caractérisés par des rapports Nb/Ta de 44, et de (Th/Ta)_N de 5,4.

Callegaro et al. (2014) interprètent les rapports Nb/Ta subchondritiques comme une signature crustale et en déduisent l'assimilation d'une partie de la croûte au manteau lors de la subduction hercynienne. L'homogénéité des rapports entre les éléments fortement incompatibles, et les faibles teneurs en Th, U et Ti permettent de conclure qu'un processus de contamination par la croûte lors de la cristallisation du magma est improbable ou négligeable. Ces anomalies sont alors expliquées par un événement ancien de métasomatisme (Béziat, 1991 ; Alibert, 1985) ou par l'assimilation de 3 à 7% de croûte inférieure et supérieure du manteau source, lors de la subduction Paléozoïque qui a fermé l'océan Rhéique et assemblé la Pangée (Callegaro et al. 2014).

Deux des ophites analysées présentent les mêmes caractéristiques que les ophites pyrénéennes impliquant l'existence d'une source mantellique enrichie comme définie par Béziat (1991), Alibert et al. (1985) et Callegaro et al. (2014). La répartition linéaire des ophites dans le diagramme Nb/Ta vs (Th/Ta)_N suggère la contamination de cette source mantellique enrichie par une seconde source caractérisée notamment par des rapports Nb/Ta superchondritiques.



<u>Figure 34</u>: Diagramme montrant la différence de fractionnement entre le niobium et le tantale.

De telles valeurs superchondritiques de Nb/Ta ont été décrites par John et al. (2011). Le ratio Nb/Ta et le fractionnement de Nb et Ta dépendent principalement du taux de fusion partielle (FP) (si FP faible, Nb/Ta sera élevé), de la quantité de titane et rutile dans le magma (faible ratio (<16) lorsque les phase-Ti sont consommées), de la température et de la pression (figure 35). Ces auteurs suggèrent que ce processus ait lieu lors de la fusion de la croûte océanique à des profondeurs comprises entre 30 et 70 km (1,2-2 GPa et 700-900°C), dans un contexte de

subduction chaud, où le titane et le rutile peuvent coexister, impliquant des roches comme des éclogites hydratées ou de la croûte inférieure contenant de l'amphibole.

Münker (1998) interprète l'évolution des rapports Nb/Ta subchondritiques vers des rapports superchondritiques de roches magmatiques en contexte de subduction au niveau de la Nouvelle Zélande. Il propose que les rapports élevés en Nb/Ta reflètent l'interaction entre le rutile et le magma siliceux produit par faible degré de fusion partielle du panneau plongeant, et implique un transfert à petite échelle du Nb et Ta entre le panneau plongeant et le manteau sous-jacent, par fusion et circulation de fluides.

Dans notre cas, l'obtention de rapports Nb/Ta superchondritiques sera obtenu par l'intéraction du liquide magmatique donnant les ophites « classiques » avec des roches basiques présentes en base de croûte et dérivant de la fusion de roches éclogitiques à rutile et titanite. Cette fusion serait intervenue lors d'un épisode de subduction paléozoïque.



increasing temperature

Figure 35: Variations conceptuelles de Nb/Ta lors de la fusion partielle de zones de subduction chaudes à l'Archéen et de nos jours (John et al., 2011).

3.5. SYNTHÈSE

Les roches magmatiques étudiées dans le Pays basque espagnol ont des compositions minéralogiques et une signature géochimique comparables aux ophites réparties sur l'ensemble des Pyrénées. Les analyses en éléments majeurs et traces ainsi que les digrammes de terres rares et multi-élémentaires montrent qu'elles appartiennent au magmatisme triasique.

Cependant les ophites étudiées présentent des anomalies négatives en Nb et Ta plus prononcées que celles montrées par les données de la littérature et des rapports Nb/Ta superchondritiques. Ces rapports suggèrent localement la présence en base de croûte de roches basiques caractérisées par des rapports Nb/Ta super-chondritiques.

Callegaro et al. (2014) suggère que la signature crustale des ophites est due au recyclage de matériel crustale lors d'une subduction antérieure. Au cours de cette subduction, des liquides basiques avec des rapports Nb/Ta super-chondritiques ont pu également être générés par fusion d'éclogites riche en rutile.

4. RELATION ENTRE LES OPHITES ET LES ROCHES ENCAISSANTES

4.1. Étude structurale des ophites et de leur encaissant

Trois secteurs ont été choisis et cartographiés pour illustrer les relations structurales existantentre les ophites et les roches encaissantes.



<u>Figure 36</u>: Localisation des coupes illustrant des relations structurales entre les ophites et leur encaissant dans la zone d'étude.

La première coupe (1 sur Fig.36) se situe au niveau du village de Zubieta, en dehors de la zone interne métamorphique, dans le bloc au Nord de la faille de Leiza et sur le flanc sud du massif de Cinco Villas (figures 36 et 37). Les ophites sont comprises au sein desargilites rouges et des cargneulesdu Keuper. Ici, La série sédimentaire est à polarité normale avec une succession composée de calcaires du Jurassique recouverts par des calcaires du Néocomien puis par des flyschs gris turono-santoniens (figure 37.A et D). Le pendage moyen des couches est de 35° S. Un dédoublement par écaillage de la série est observé au niveau des calcaires albo-aptiens et des flyschs gris qui jouent en niveau de décollement (plis métriques, figure 37.B). A 500 m à l'ouest de la coupe, la base des flyschs est constituée d'une brèche sédimentaire à clastes de sédiments mésozoïques (figure 37.C). Malgré la concordance apparente des niveaux sédimentaires à l'échelle de l'affleurement, le flysch du Crétacé Supérieur repose en discordance stratigraphique sur la série sédimentaire sous-jacente. A la base de cette série basculée vers le Nord, aucune évidence de terrain ne permet de contraindre la

A la base de cette serie basculee vers le Nord, aucune evidence de terrain ne permet de contraindre la nature du contact (chevauchement ? discordance ?) entre les sédiments du keuper et les schistes du socle paléozoïque plissé, Cependant, si ce contact est de nature tectonique, la déformation doit y être très localisée car les séries restent tabulaires et non déformées structuralement très proche de cette surface (figure 37). A noter également qu'aucune évidence de métamorphisme n'a été observée dans cette série sédimentaire bien préservée.



<u>Figure 37</u>: Coupe de Zubieta représentant les ophites intrestratifiées dan les sédiments du Keuper en dehors de la ZIM. A. Coupe géologique B. Flyschs gris turono-santoniens plissés C. Faciès bréchique à la base des flyschs gris D. Flysch gris monoclinal

La deuxième coupe (2 sur Fig. 36) est située dans la région d'Almandoz sur la bordure Est de la zone des marbres (figure 38.A). Les ophites ont une épaisseur pluri-décamétrique et forment un relief massif dans le paysage (figure 38.C). Elles sont recouvertes par les argilites rouges du Keuper. Au-dessus toute la série jurassique est monoclinale et pend d'environ 15° à 20° vers le sud-ouest et sur au moins 1 km de distance. A noter que les couches de la série sédimentaire sont subparallèles au toit des ophites qui montrent de ce fait une structure en lame, en sill épais dans les sédiments triasiques.

Au nord de la coupe, ces mêmes séries sédimentaires sont très déformées. Des plis dysharmoniques d'échelle décamétrique sont observables dans la carrière de marbres d'Almandoz (figure 38.D). Les axes de ces plis sont d'orientation moyenne est-ouest avec des plongements de l'ordre de 5 à 10° vers l'est. Ces plis sont ouverts. Proche des ophites les marbres sont caractérisés par des plis métriques présentant une schistosité naissante, plan axial de plis qui n'est pas cohérente avec la structure globale du synclinal de la nappe des marbres. Elle pourrait être contemporaine d'une phase de plissement antérieure à la phase qui a formé ce synforme d'échelle régionale. Les flyschs albo-aptiens forment le cœur du synclinal. Ils ont un fort pendage (80°-75°N ou S).

Le contraste de déformation entre le nord et le sud de la coupe, ainsi que le décalage des séries sédimentaires implique l'existence d'une faille en jeu inverse et à fort pendage entre ces deux blocs.

La troisième coupe (3 sur Fig. 36) se situe le long de la route nationale 1210 (NA 1210), au sud d'Almandoz (figure 39.A). Elle est localisée en-dehors de la zone interne métamorphique telle que reportée sur la carte géologique (figure 36). Sur cette coupe, la série sédimentaire du Trias est plissée par une succession de plis décamétriques qui affectent les niveaux à cargneules et d'argilites rouges du Keuper (figure 39.E), les calcaires massifs du Muschelkalk (figure 39.F et G), ainsi que la partie sommitale des grès rouges du Buntsandstein. Au sud-ouest, la série du Buntsandstein devient monoclinale sur quasiment toute son épaisseur (figure 39.H). La stratification présente un pendage moyen de 30° vers le NE.

Au nord-est de la coupe les plis sont de plus grande longueur d'onde. Des ophites s'y présentent en lames et sont interstratifiées dans les sédiments du keuper (figures 39 C et D). Les ophites montrent ici une structure claire en sills pouvant mesurer quelques mètres d'épaisseur. C'est à cet endroit qu'ont été trouvées les ophites à faciès pegmatitoïdique décrites ci-dessus.



<u>Figure 38</u>: Coupe NE-SW d'Almandoz montrant le contraste de déformation entre le bloc comprenant les ophites, au Sud, et le bloc sans ophites, au Nord. A. Coupe géologique B. Brèche sédimentaire déformée ductilement dans les marbres du jurassique. C. Carrière d'ophite. D. Plis métriques dans la carrière d'Almandoz E. Marbres du jurassique présentant un faciès brèchique. F. Stéréogramme avec les axes de plis au niveau de la carrière de marbre

4.2 Interprétation

L'étude de terrain réalisée et l'analyse cartographique et structurale de zones clé nous permet de confirmer le fait que les ophites sont bien interstratifiées dans les sédiments du Keuper. Elles peuvent s'y retrouver de différentes épaisseurs, avec des corps kilométriques (coupe d'Almandoz) ou sous forme de sills de plus petits volumes (métriques) (coupe au sud d'Almandoz (NA1210)). Ces variations latérales d'épaisseur le long d'un même niveau stratigraphique s'expliquent par une structure en « méga »sills (ou petits laccolithes) se terminant par une inter-digitation de l'intrusion dans les couches sédimentaires. Les secteurs présentant une forte épaisseur de magma intrudé correspondent de fait aux secteurs où les séries triasiques préservées sont le moins épaisses.

La coupe au sud d'Almandoz (NA1210, figure 39.A) montre ainsi la terminaison Sud d'une lame d'ophites intrudée (lame observée dans la carrière d'Almandoz) ; la structure interdigitée s'est ensuite faite déformée au sein des sédiments du Keuper avec le plissement conjoint des couches sédimentaires et des sills. En outre, cette coupe montre une série du Buntsandstein massive et monoclinale au Sud ce qui contraste avec le style de plissement de courte longueur d'onde des niveaux sus-jacents. Ceci suggère un fort découplage entre ces séries pendant le raccourcissement Pyrénéen, les sédiments du Keuper jouant dans ce secteur le rôle de niveau de décollement dans la série (figure 39.B).

Au niveau des carrières d'Almandoz, les sédiments mésozoïques de même âge montrent un contraste de déformation de part et d'autre de la faille (figure 38).



<u>Figure 39</u>: Coupe géologique localisée au sud d'Almandoz (NA 1210). A. Coupe géologique B. Interprétation en profondeur des unités de la coupe A. C. Schéma représentant les ophites interstratifiées dans les sédiments du keuper. D. Contact entre les ophites et les cargneules du keuper. E. Sédiments du keuper plissés. F. Calcaire du muschelkalk plissé. G. Contact anormal entre les sédiments du muschelkalk et du keuper. H. Grès rouges du buntsandstein.

5. DISCUSSION DU RÔLE DES OPHITES LORS DE LA DEFORMATION PYRÉNÉENNE

L'analyse structurale de secteurs clé tel que représenté sur les coupes précédentes nous permet de discuter de l'influence des intrusions d'ophites sur la déformation des séries mésozoïques, et notamment des marbres

Deux stades d'évolution peuvent être distingués pour analyser les relations structurales et cartographiques entre ces unités de roches : un stade au Crétacé supérieur à la fin de la phase extensive et un à l'Eocène lors de la convergence.

Stade 1 : Crétacé supérieur - fin extension (figure 40A)

Les ophites se sont déjà mises en place en sein des sédiments du keuper pendant le Trias. Au Crétacé, l'extension induit la formation d'un bassin contrôlé par le jeu de failles normales orientées ~E-W dans leur configuration cartographique actuelle. La faille de Leiza forme une limite très nette entre les séries du Jurassique et Crétacé Inférieur de haut grade métamorphique, au Sud, et un bloc montrant ces séries sédimentaires en discordance sur le socle et non métamorphisées, au Nord. La faille de Leiza peut donc être considérée comme une (la ?) faille principale contrôlant la la localisation du bassin extensif. Ce bassin, tel qu'il peut être reconstruit, montre une structure nettement asymétrique avec le métamorphisme et donc l'enfouissement des sédiments décroissant progressivement vers le Sud (figure 40A). De plus, des failles secondaires semblent également avoir découpé ce bassin en sous blocs telle que la faille d'Almandoz que nous avons étudiée en détail le long de la coupe 2 présentée cidessus. Cette faille à mouvement inverse montre en effet un pendage très fort pour le développement d'un chevauchement pendant la phase compressive tardive. De plus, celle-ci juxtapose des séries du Crétacé Inférieur d'épaisseur apparente variable d'un bloc à l'autre. Les dépôts syn-rift de l'albo-aptien sont recouverts par les dépôts turono-santoniens qui marquent la fin de l'extension et qui semblent sceller les failles extensives secondaires à l'intérieur du bassin (figure 40.A).

Stade 2 : Eocène – convergence (figure 40B)

Pendant la phase compressive Pyrénéenne, le bassin extensif est inversé et la faille normale « secondaire » d'Almandoz est réactivée en faille inverse. Le bloc nord qui contient une plus forte épaisseur de marbres (probablement encore chauds à l'époque) subit alors un fort raccourcissement pénétratif dans la série. Au contraire, la base de la série dans le bloc Sud semble ne pas subir de raccourcissement, les séries restant monoclinales et peu pentées autour de l'intrusion d'ophite. La configuration cartographique locale suggère que l'épaisse lame magmatique et les sédiments Triasiques encaissant restent cohérents avec le socle ; le niveau de décollement semble se localiser ici plus haut dans la série qui montre un plissement marqué des sédiments Crétacé. Ainsi, lorsque le volume d'ophite et l'épaisseur de la « lame » intrusive est important, les ophites semblent former un corps rigide en très fort contraste de viscosité avec les marbres. Le long de ces intrusionsles sédiments de la série triasique sont ainsi protégés du raccourcissement et ces niveaux ne jouent donc pas dans ce cas en niveau de décollement comme il semble être partout admis dans la chaîne. Ici, l'ensemble de la série triasique est adhérente au socle et les ophites jouent le rôle de poinçon rigide permettant de fortement localiser le raccourcissement, au nez de cette lame, dans les marbres. Vers le Sud de ce secteur, cette intrusion massive d'Ophite se termine latéralement par des sills interstratifiés dans les niveaux du Keuper comme nous l'avons décrit le long de la route NA1210 (cf. ci-dessus). Dans cette zone, le plissement du Trias semble s'intensifier au fur et à mesure que l'épaisseur intégrée des intrusions d'ophite diminue. A terme, les fins sills d'Ophites se retrouvent intensément plissés avec les couches sédimentaires. Dans ce cas le niveau de décollement va bien se localiser au sommet de la série sédimentaire du Buntsandstein, dans le Keuper, comme il est classiquement admis (figure 40.C et 40.D).



<u>Figure 40</u>: Modèle schématique représentant l'évolution de la déformation au Crétacé supérieur et à l'Eocène. A. Mise en place des dépôts anté-rift et syn-rit. B. Zoom au niveau d'une faille secondaire au stade 1 : fin de la extension . C. Zoom au niveau d'une faille secondaire au stade 2 : convergence.

CONCLUSION

Les roches magmatiques du Pays basque espagnol ont une minéralogie et des signatures géochimiques correspondant aux ophites décrites dans la littérature. Elles ont une texture ophitique avec une composition minéralogique primaire constituée principalement d'augites et de plagioclases et en moindre quantité d'amphiboles, de biotites, de feldspaths et de quartz. Des transformations minéralogiques post-magmatiques sont plus ou moins développées selon les échantillons. Les transformations les plus fréquentes sont l'ouralitisation des pyroxènes et l'éclogitisation-albitisation des plagioclases qui sont lié à un phénomène métamorphique

associé à la circulation de fluides hydrothermaux (Béziat, 1983 ; Azambre et al., 1887 ; Le Fur Balouet, 1987). Un affleurement d'ophite présente un faciès pegmatitoïdique qui est caractérisé par la taille importante des amphiboles et l'abondance du quartz.

L'étude géochimique montre le caractère tholéiitique des ces roches et montrent qu'elles sont similaires aux ophites présentes dans le reste de la chaîne des Pyrénées. Cependant les ophites étudiées se différencient des ophites présentées dans la littérature de par leur anomalie négative en Nb et en Ta plus prononcée avec des rapports Na/Tb subchondritique à superchondritique. Cela serait une signature ancienne du manteau source, qui aurait interagi avec le panneau plongeant lors d'une subduction plus ancienne.

L'analyse cartographique et structurale des intrusions magmatiques confirme l'intrusion en sills et pas en filons des ophites au sein des sédiments du keuper. Cette observation est cohérente avec les descriptions de la littérature (Walgenwitz, 1977).

De plus les observations de terrain mettent en évidence un contraste de déformation qui se localise en fonction du volume d'ophite impliqué dans les sédiments du keuper. Un modèle est proposé localement, prenant en compte les coupes structurales effectuées au niveau village d'Almandoz. Lorsque le volume d'ophite est important, la série triasique est adhérente au socle et est très peu déformée. Un niveau de décollement se localise en base de la série crétacé. Lorsque le volume d'ophite est moindre, le taux de déformation augmente, dans ce cas le niveau de décollement se situe au sommet des sédiments gréseux du Buntsandstein. Alors qu'il est classiquement admis que les séries Triasiques jouent un rôle majeur de niveau de décollement pendant la structuration de la chaîne Pyrénéenne, cette étude montre que la variété lithologique de ces séries, et en particulier la présence d'intrusions ophitiques, peut largement modifier le comportement rhéologique de ces niveaux et induire des localisations de la déformation contrôlés par ces variations latérales.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mes encadrants Charles, Florence, Olivier, Thierry et Maxime pour m'avoir suivie et soutenue tout le long de mon stage ainsi que pour leurs conseils et leur patience. Je les remercie aussi de m'avoir fait partager leurs savoirs et leur passion.

Merci à Charles de m'avoir accueillie dans son bureau pendant 5 mois.

Je remercie également les litholamelleurs de l'ISTO pour leur efficacité lors de la préparation des échantillons.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Alibert, C. (1985). A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). Earth and Planetary Science Letters 73, 81-90.
- Aulbach, S., O'Reilly, S.Y., Griffen, W.L., Pearson, N.J. (2008). Subcontinental lithospheric mantle origin of high niobium/tantalum ratios in eclogites. Nature Geoscience. Vol. 1, 468-472.
- Azambre, B., Rossy, M. and Elloy, R. (1981). Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées: données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. Bull. Soc. Grol. Fr., 23: 263-269.

Azambre, B., Rossy, M., Lago, M. (1987). Caractéristiques pétrologiques des dolérites

tholéiitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. Bull. Minéral. 110, 379-396.

- Azambre, B., Rossy, M., Albarède, F. (1992). Petrologie of alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift Zone (France and Spain). Eur. J. Mineral., 4, 813-834.
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J. and Fullsack, P. (2000). Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. Journal of Geophysical Research 105.
- Béziat, D. (1983). Etude pétrologique et géochimique des ophites des Pyrénées. Implications géodynamiques. Thèse, Université Paul Sabatier.
- Béziat, D., Joron, J.L., Monchoux, P., Treuil, M. and Walgenwitz, F. (1991). Geodynamic implication of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). Chemical Geology, 89, 243-262.
- Boillot, G. (1984). Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. In Boillot, G., Montadert, M., Lemoine, M. & Biju-Duval, B., (eds) Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. 5-81, Masson, Paris.
- Cabanis, B., Le Fur-Balouet, S. (1989). Les magmatismes stéphano-permiens des Pyrénées marqueurs de l'évolution géodynamique de la chaîne. Bulletin Centre Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 13, 105–130.
- Cabanis, B., Le Fur-Balouet, S. (1990). Le magmatisme crétacé des Pyrénées Apport de la géochimie des éléments en traces Conséquences chronologiques et géodynamiques. Bulletin Centre Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 14 (1), 155–184.
- Callegaro. S., Rapaille, C., Marzolli, A., Bertrand, H., Chiaradia, M., Reisberg, L., Bellieni, G., Martins, L., Madeira, J., Mata, J., Youbi, N., De Min, A., Azevedo, M.R., Bensalah, M.K. (2014). Enriched mantle source for the Central Atlantic magmatic province : new supporting evidence from southwestern Europe. Lithos 188, 15-32.
- Capote, R. (1983). La fracturación subsecuente a la orogenia hercínica. In : RÍOS, J. M. (ed) Geología de España, Tomo II, Inst. Geol. Min. España, Madrid, 17–25.
- Choukroune, P., (1976). Structure et Evolution Tectonique de la Zone Nord Pyreneenne: Analyse de la deformation dans une Portion de Chaine à Schistosite Subverticale. Mem. Soc. Geol. Fr. Ser. 176 pp
- Clerc, C. (2012). Evolution du domaine Nord-Pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée : un analogue pour les marges passives. Thèse, Université Pierre et Marie Curie.
- Combes, P. J., Peybernès, B. & Leyreloup, F. (1998). Altérites et bauxites, témoins des marges européenne et ibérique des Pyrénées occidentales au Jurassique supérieur — Crétacé inférieur, à l'ouest de la vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques, France). Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 327, 271-278.
- Demant, A., et Morata, D. (1996). Les dolérites tholéiitiques de Gaujacq et St-Pandelon (Landes, France). Pétrologie, géochimie et cadre géodynamique. Bull. Soc. Géol. France, t. 167, n°3, pp. 321-333.

- Garalda, T.U. (2013). The cretaceous alkaline magmatism in northeast Iberia : igneus processes and geodynamic implications. Thesis, Universidad de Zaragoza.
- Garrido- Megías, A., and L. M. Ríos, (1972). Síntesis geologica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lerida., Bol. Geol. Min., 83, 1–47.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L.L., Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. Tectonics Vol. 28.
- John, T., Klemd, R., Klemme, S., Pfänder, J.A., Hoffmann, J.E., Gao, J. (2011). Nb-Ta fractionation by partial melting at the titanite-rutile transition. Mineral Petrol, 161, 35-45.
- Juteau, T. et Maury, R. (1997). Géologie de la croûte océanique. Pétrologie et dynamique endogènes. Masson, Paris, 367 p.
- Lagabrielle, Y. and Bodinier, J.L. (2008). Submarine reworking of exhumation subcontinental mantle rocks : field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. Terra Nova, Vol 20, No. 1, 11-21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P. and De Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe) : Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics, Vol., 29
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. Journal of Petrology 27, 745–750.
- Le Fur-Balouet, S. (1987). Les séquences paléovolcaniquesdu domaine pyrénéen depuis le stéphano-permien jusqu'au crétacé : essai d'identification basé sur l'étude géochimique des éléments traces. Thèse, Université Pierre et Marie Curie.
- Le Pichon, X., Bonnin, J. et Sibuet, J.C. (1970). La faille nord-pyrénenne : faille transformante liée à l'ouvertue du Golfe de Gascogne. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 271, p 1941-1944.
- Martinez-Torres, L. M. (1989). El manto de los mármoles (Pirineo Occidental) : geologia estructural y evolución geodinámica. PHD thesis. Universidad del Pais Vasco.
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.M. (2014). The tectonosedimentary evolution of a hyper-extended rift basin : the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). Int J eart Sci (Geol Rundsch), DOI 10.1007/s00531-014-1023-8.
- Mathey, B., M. Floquet, and L. M. Martínez-Torres (1999). The Leiza palaeo-fault: Role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain), C.R. Acad. Sci., Paris, 328, 393–399.
- Mattauer, M. (1968). Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie physique, 10, 3–11.

- Mattauer, M. et Henry, J. (1974). The Pyrenees. In: SPENCER, A. M. (ed) Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Data for orogenic Studies: Alpine–Himalayan Orogens, Geological Society, Spe- cial Publications, London, 4, 3–21.
- Matte, P. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. In: HATCHER, R. D. JR. & ZONENSHAIN, L. (eds) Accretionary Tectonics and Composite Conti- nents, Tectonophysics, 196, 309–337.
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova, 13, 122–128.
- McClay, K., J. A. Munoz, and J. García-Senz, (2004). Extensional salt tectonics in a contractional orogen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. Geology, 32, 737–740.
- Montadert, L. et Winnonck, E. (1971). L'histoire structurale du Golfe de Gascogne. En Hist. Struct. du Golf de Gascogne., Ed. Technip, Paris, VI.14-1 VI.14-18.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R. (1982). Étude K–Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques. Bull. Minéral, 673–680.
- Münker, C. (1998). Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zeland : source constraints and application of refined ICPMS techniques. Chemical Geology ,144, 23-45.
- Münker, C., Pfänder, J.A., Weyer, S., Büch, A., Kleine, T., Mezger, K. (2003). Evolution of planetary cores and the Earth–Moon system from Nb/Ta systematics. Science 301, 84–87.
- Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque Ibérique. Bulletin des Centres de Recherches Explo- ration-Production Elf Aquitaine, 20, 131–195.
- Rat, P., (1988). The Basque–Cantabrian basin between the Iberian and European plates some facts but still many problems. Revista de la Sociedad Geológica de España, 1, 327–348.
- Rossi, P., Cocherie, A., Mark Fanning, C., Ternet, Y. (2003). Datation U-Pb sur zircons des dolérites tholéiitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens. C.R. Geosciences, 355, 1071-1080.
- Rossy, M., (1988). Contribution à l'étude du magmatisme mésozoïque du domaine Pyrénéen, I. Le Trias dans l'ensemble du domaine; II. Le Crétacé dans les provinces Basques d'Espagne. Thèse.
- Rossy, M., Azambre, B., Albarède, F. (1992). REE and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France-Spain). Chemical Geology 97 (1–2), 33–46.
- Sibuet, J.TC., Srivastava, S.P., Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. J. Geophys. Res.

Srivastava, S. P., Sibuet, J. C., Cande, S., Roest, W. R., and Reid I. D. (2000). Magnetic

evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins, Earth Planet. Sci. Lett., 182, 61 – 76, doi:10.1016/S0012-821X(00)00231-4.

- Thiéblemont, D., Marcoux, E., Tégyey, M., and Leistel, J.M., (1994). Genése de la province pyriteuse sud- ibérique dans un paléo-prisme d'accrétion? Arguments pétrologiques. Bulletin Societé Géologique [France], v. 165-5, p.407-423.
- Vergés, J., Fernandez, M. et Martinez, A. (2002). The Pyrenean orogen: Pre-, syn-, and postcol- lisional evolution, In: ROSENBAUM, G. & LISTER, G. (eds) Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen, Journal of the Virtual Explorer, 8, 57–76.
- Walgenwitz, F., (1977). Etude pétrologique des roches intrusives triasiques, des écailles du socle profond et des gites de chlorite de la région d'Elizondo (Navarre espagnole). Thèse, Université de Besançon.
- Weyer, S., Münker, C., Rehkämper, M., Mezger, K. (2002). Determination of ultra-low Nb, Ta, Zr and Hf concentrations and the chondritic Zr/Hf and Nb/Ta by isotope dilution analyses with multiple collector ICP-MS. Chem. Geol. 187, 295–313.
- White, P.M. and Schilling, J.G. (1970). Geochemistry of Mesozoïc dolerite dikes from eastern North America. Contr. Mineral. Petrol. 29, p. 195-214.
- Winnock, E. (1971). Géologie succinte du bassin d'Aquitaine (contribution à l'histoire du Golfe de Gascogne). En Hist. Struc. du Golf de Gascogne, Ed. Technip, Paris, IV.1-1-IV.1-30.

LISTE DES FIGURES

Figure 2_Schéma structural de la chaîne pyrénenne d'après Ducoux (thèse en cours)......9

Figure 4_Modèle conceptuel de l'exhumation du manteau dans la partie ouest des Pyrénées. (Lagabrielle et al., 2010)......11

 Figure 12_A. Localisation de la zone d'étude dans la chaine pyrénéenne. B. Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (Ducoux, thèse en cours). 1. coupe de la figure 13......22

Figure 1	3_0	Coupe	struct	urale	N-S.	Voir	figure	12 pc	our la	localisa	ation	et la	légende	(Ducoux,
thèse en o	cou	rs)												23

Figure	19_Actinote	et	biotites	se	développant	aux	dépens	d'augite
(LPNA)								25

Figure	20 _Disparition	de l	a texture	ophitique	par	épidotisation	des	plagioclases	et
amphibo	olisation des augi	tes (L	PA)						.25

Figure 21_Ophite à texture plus fine et totalement altérée (LPNA)......25

Figure 22_Facies pegmatitoïdique (LPNA)
Figure 23_ Répartition des pyroxènes dans le diagramme enstatite (En), wollastonite (Wo) et ferrosilite (Fs)
Figure 24_Composition des feldspaths des ophites dans le diagramme Orthose-Anorthite- Albite
Figure 25 _Répartition des amphiboles des ophites dans le diagramme de classification des amphiboles calciques (B.E. Leake, 1968). En tiretés : champ correspondant aux amphiboles métamorphiques des faciès Schiste Vert et Amphibolite (d'après Azambre et al., 1987)30
Figure 26 _Diagramme total des concentrations en alcalin en fonction de la concentration en silice (diagramme de TAS d'après Le Bas et al., 1986)32
Figure 27 _Variations des éléments majeurs en fonction de MgO. Les ophites étudiées (en vert) sont comparées aux ophites réparties sur l'ensemble la chaîne pyrénéenne
Figure 28_Spectres des terres rares des ophites normalisés aux chondrites
Figure 29_Diagramme multi-élémentaire des ophites normalisé au manteau primitif36
Figure 30 _Comparaison des spectres des ophites étudiées avec les ophites de l'ensemble des Pyrénées d'après Callegaro et al., 2014
Figure 31_ Répartition des différents échantillons d'ophite dans le diagramme Tb/Ta normalisé en fonction de Th/Ta normalisé (d'après Thiéblemont et al., 1994)
Figure 32 _Diagramme Y/Nb en fonction de La/Nb permettant de voir le comportement du Nb des différentes ophites
Figure 34_Diagramme montrant la différence de fractionnement entre le niobium et le tantale
Figure 35 _Variations conceptuelles de Nb/Ta lors de la fusion partielle de zones de subduction chaudes à l'Archéen et de nos jours (John et al., 2011)41
Figure 36 _Localisation des coupes illustrant des relations structurales entre les ophites et leur encaissant dans la zone d'étude
Figure 37 _Coupe de Zubieta représentant les ophites intrestratifiées dan les sédiments du Keuper en dehors de la ZIM. A. Coupe géologique B. Flyschs gris turono-santoniens plissés C. Faciès bréchique à la base des flyschs gris D. Flysch gris monoclinal
Figure 38 _Coupe NE-SW d'Almandoz montrant le contraste de déformation entre le bloc comprenant les ophites et le bloc sans ophites. A. Coupe géologique B. Brèche sédimentaire déformée ductilement dans les marbres du jurassiaque. C. Carrière d'ophite. D. Plis métriques dans la carrière d'Almandoz E. Marbres du jurassique présentant un faciès brèchique. F. Stéréogramme avec les axe de plis au niveau de la carrière de marbre

Tableau 1_Analyses représentatives des pyroxènes des différents échantillons d'ophite.....27

Tableau 2_Analyses représentatives des plagioclases des différents échantillons étudiés.....29

Tableau 3_Analyses représentatives des amphiboles des différents échantillons étudiés.....31

Tableau 4_Composition moyennes (en wt. %) des ophites des Pyrénées comparées aux basaltes des rides océaniques normales (N-MORB), des andésites des arcs (AN) et des basaltes intraplaques du Pacifique central (OIB) (d'après Juteau et Maury, 1997)......34

ANNEXES

Annexe 1



Carte géologique de Sumbila au 1 : 50 000 et log stratigraphique synthétique.



Annexe 2

Analyses géochimiques des éléments majeurs et traces des ophites étudiées. LOR : précision des analyses. Les valeurs des éléments majeurs sont en wt. %, les éléments mineurs en ppm.

N° ech (EHOM)	LOR	04	10	14	34A	34E	40	42	59	97	98	115	122	176	216
Localisation		Ziga	Almandoz (Alm.) (NA1210)	Urrotz	Igoa	Igoa	Ola	Ola	Aniz	Zubieta	Arkiskil	Sukulu	Alm.	Alm.	Alm. (NA1 210)
SiO ₂	0,01	51,65	52,27	50,73	50,55	52,49	50,21	50,33	51,2	50,09	50,16	50,54	50,83	50,6	50,16
TiO ₂	0,01	1,04	1,73	1,03	1,02	1,05	0,91	1	1,02	0,99	0,99	0,97	1,02	0,77	0,97
Al ₂ O ₃	0,01	15,09	12,83	14,84	14,68	15,22	15,21	14,68	15,01	14,64	14,61	14,7	14,97	15,66	14,46
Fe ₂ O ₃	0,01	9,81	13,11	10,64	8,35	7,09	9,95	10,23	8,81	10,66	9,62	10,51	10,3	7,84	10,84
MnO	0,01	0,14	0,16	0,12	0,17	0,16	0,2	0,16	0,08	0,21	0,19	0,17	0,1	0,11	0,18
MgO	0,01	7,45	5,84	6,79	7,83	8,24	7,39	7,32	7,41	7,69	7,92	7,42	7,22	7,95	7,65
CaO	0,01	10,55	9,66	11,45	11,5	8,89	10,85	11,7	11,8	10,6	8,57	11,8	9,88	12,9	10,35
Na₂O	0,01	2,03	0,76	2,62	2,22	2,68	2,34	1,76	2,34	2,09	3,44	1,74	2,78	1,97	1,95
K ₂ O	0,01	0,87	0,12	0,34	0,56	0,69	0,98	0,49	0,5	0,9	1,52	0,41	0,69	0,61	0,69
P_2O_5	0,01	0,1	0,18	0,1	0,1	0,11	0,09	0,1	0,1	0,1	0,09	0,1	0,09	0,07	0,09
Cr2O	0,01	0,03	<0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
SrO	0,01	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
BaO	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,02
LOI 1000	0,01	2,08	3,18	0,65	2,76	3,25	1,69	1,84	1,13	1,7	2,39	1,55	1,95	1,36	1,97
Total	0,01	101,05	100,05	99,67	99,97	100,1	100,2	99,85	99,69	99,94	99,77	100,15	100,05	100,1	99,51

С	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
S	0,01	0,02	<0,01	0,07	0,01	<0,01	0,07	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	<0,01
Li	10	20	20	<10	10	10	<10	<10	<10	20	30	10	20	10	10
Rb	0,2	24,2	2,4	11,3	14	19,1	27,5	14,4	13,8	19,8	28,2	11	17,7	18,3	18,7
Ва	0,5	122	17,7	79,3	190,5	254	209	124,5							
Th	0,05	1,3	2,46	1,34	1,08	1,24	1,14	1,31	1,26	1,11	1,15	1,26	1,23	0,81	1,13
U	0,05	0,31	0,65	0,36	0,31	0,37	0,3	0,36	0,34	0,35	0,31	0,32	0,32	0,23	0,3
Nb	0,2	4,5	8,6	4,6	4,1	4,7	3,7	4,4	4,2	4,3	4	4,4	4,4	3	3,8
Та	0, 1	0,2	0,7	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Pb	2	5	<2	<2	<2	<2	<2	4	<2	3	<2	4	<2	<2	2
Sr	0, 1	260	553	179	198,5	228	204	183,5	180	252	399	167,5	204	204	212
Zr	2	87	154	88	83	84	69	83	84	82	76	79	81	60	74
Hf	0,2	2,3	4,3	2,5	2,6	2,5	1,8	2,5	2,4	2	2,1	2,5	2,2	1,8	2
Y	0,5	20,8	33,9	20,3	20,3	20,5	17,3	19,7	20,3	19,6	19,1	19,3	19,2	15,9	18,7
Ga	0, 1	18,2	22,9	18,4	17	16,7	17,2	18	18,3	17,9	15,8	17,2	15,9	15,5	17,7
Zn	2	29	57	22	44	64	65	71	9	61	62	67	21	17	84
Cu	1	74	189	115	120	138	149	118	172	94	48	150	402	143	119
Ni	1	75	28	62	84	91	82	75	71	83	84	81	71	87	80
Co	1	30	36	41	27	19	46	40	35	43	39	40	32	36	45
Cr	10	220	<10	190	240	270	250	210	190	230	230	240	180	280	250
V	5	315	456	312	304	317	281	306	304	299	278	291	304	244	302
Sc	1	39	37	36	35	38	36	37	37	37	34	37	38	38	38
La	0,5	8,3	14,5	8,2	7,9	8,3	7,2	7,9	7,9	7,7	6,5	7,4	6,8	6	7,4
Ce	0,5	18	32,1	18,1	16,8	17,8	15,2	17,5	17,5	16,6	14,6	17	15,2	12	15,6
Pr	0,03	2,42	4,28	2,37	2,29	2,3	1,97	2,3	2,16	2,09	1,97	2,23	2,08	1,65	2,16
Nd	0, 1	11,1	20,7	11,4	10,5	11,2	9,8	10,5	11,1	10,7	9,5	10,5	10,4	8	10
Sm	0,03	3,09	5,42	2,86	2,53	3,08	2,78	3,09	2,85	2,48	2,48	2,66	2,85	2,25	2,76
Eu	0,03	0,88	1,53	1,02	0,95	0,91	0,78	1,01	1,08	0,88	0,81	1	0,89	0,73	0,92
Gd	0,05	3,56	5,72	3,36	3,92	3,71	3,01	4,12	3,36	3,43	3,37	3,3	3,38	2,65	3,07
Tb	0,01	0,56	0,99	0,57	0,59	0,6	0,53	0,65	0,59	0,52	0,56	0,59	0,53	0,48	0,54
Dy	0,05	3,69	6,36	3,77	3,93	3,76	3,23	3,8	3,8	3,46	3,57	3,84	3,6	2,86	3,38
Ho	0,01	0,73	1,27	0,79	0,75	0,75	0,68	0,75	0,76	0,68	0,67	0,73	0,7	0,56	0,63
Er	0,03	2,34	3,66	2,34	2,29	2,17	2,08	2,31	2,3	2,09	1,99	2,19	2,12	1,66	2,19
Tm	0,01	0,31	0,53	0,35	0,32	0,31	0,25	0,33	0,26	0,27	0,3	0,3	0,26	0,28	0,3
Yb	0,03	2,12	3,52	2,05	2,01	2,15	1,86	2,08	2	2,04	1,99	2,16	2,1	1,67	1,8
Lu	0,01	0,28	0,51	0,32	0,28	0,3	0,23	0,3	0,32	0,28	0,27	0,29	0,3	0,21	0,29
Cs	0,01	1,15	0,23	0,24	0,33	0,25	0,41	0,82	0,36	0,79	1,04	0,85	0,43	1,1	0,68
Ge	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	<1	1
W	1	<1	1	<1	<1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ag	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Мо	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	0,1	1,1	0,2	0,4	<0,1	0,4	0,3	0,3	0,4	1,1	1,4	0,3	0,8	0,4	0,6
Bi Ha	0,01 0,005	0,05 <0.005	0,02 <0.005	0,01	<0,01 <0,00	<0,01	0,01 <0,00	0,01	<0,01 <0,00	0,02 <0.005	<0,01	0,01 <0.005	0,02 <0.005	<0,01	<0,01 <0,00
.9	0,000	,	-0,000	3,000	5	2,000	5	2,000	5	-3,000	2,001	-3,000		2,000	5

In	0,005	0,006	0,019	0,018	0,008	<0,00 5	0,009	0,01	0,01	0,008	0,008	0,008	0,011	0,005	0,008
Re	0,001	0,001	<0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	<0,001	0,001
Sb	0,05	0,06	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	0,06	<0,05
Se	0,2	0,5	0,2	0,4	0,3	0,3	0,6	0,5	0,4	0,3	0,3	0,5	0,2	0,2	0,3
Те	0,01	0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
Ti	0,02	0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	0,03	0,08
Nb/Ta		22,50	12,29	23,00	20,50	15,67	18,50	22,00	21,00	21,50	40,00	44,00	44,00	30,00	38,00

Annexe 3

Analyses géochimique des éléments majeurs et traces des ophites provenant des études de Alibert, 1985 ; Le Fur Balouet, 1987 ; Béziat et al., 1991 ; Rossi et al, 2003 ; Demant et Morata, 1996 et Callegaro et al., 2014.

références	Alibert, 198	5							
nom des échantillons	OLA	LAR	ARI	LAS	PAN	AC1	LLS	DUR	EUG
Localisation	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées
SiO ₂	49,37	50,16	49,88	51,55	50,59	49,88	50,03	46,05	42,92
TiO ₂	0,92	0,87	1,08	1,2	1,12	1,08	1,2	2,34	2,75
Al ₂ O ₃	13,44	14,54	14,85	14,71	15,34	14,85	14,87	14,14	13,45
Fe ₂ O ₃	10,86	9,6	10,63	9,88	12,05	10,63	10,78	11,86	13,16
MnO	0,2	0,14	0,2	0,24	0,19	0,2	0,19	0,27	0,18
MgO	10,03	9,13	8	7,56	6,57	8	6,39	6,85	10,01
CaO	11,15	11,88	10,91	10,33	11,32	10,91	11,52	7,94	8,41
Na ₂ O	1,06	1,81	2,02	2,07	2,02	2,02	2,24	2,65	3,17
K ₂ O	0,7	0,72	1,08	0,75	0,66	1,08	0,5	2,93	0,72
P_2O_5	0,05	0,14	0,08	0,12	0,11	0,08	0,07	0,68	0,67
Rb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Ва	149	96	148	142	189	171	144	387	455
Th	_	_	_	1,35	_	1,22	1,23	_	_
U				0,69		0,58	0,5	_	_
Nb	6	6	6	8	6	_	6	_	_
Та	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Pb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Sr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Zr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Hf	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Y	_	_	_	_	_	_	_	_	_
La	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Ce	16,5	15,6	16,7	18,4	19	18,7	18	78,3	73,2
Pr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Nd	9,4	9,59	9,5	10,9	11	10,6	10,7	36,6	34
Sm	2,64	2,63	2,65	2,98	2,92	2,91	3,09	7,93	7,38
Eu	0,93	0,97	0,91	1,02	1,03	0,91	_	_	3,32
Gd	3,01	2,99	3	3,29	3,57	3,23	_	_	6,74

Tb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Dy	3,12	3,05	3,14	3,42	3,42	3,39	_	_	4,89
Ho	_	_	_	_	_	_	_	_	
Er	1,85	1,81	1,86	2,03	2,25	2,01	_	_	2,12
Tm	_	_	_	_	_	_	_	_	
Yb	1,73	1,69	1,74	1,89	2,05	1,85	_	_	1,56
Lu	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Cs	_	_	_	_	_	_	_	_	_

référence	Le Fur Baloue	et, 1987							
nom de l'échantillon	OLA	LH4	PZ1	AC3122	FREY1	BOU1	LH812	ALEU1	FO4
Localisation	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées
SiO ₂	50,07	50,18	50,56	50,43	50,32	50,39	49,34	50,5	50,1
TiO ₂	0,85	1	0,97	1	0,98	1	1,01	1,01	0,85
AI_2O_3	13,33	14,82	14,53	14,61	14,79	14,23	14,66	14,81	14,15
Fe ₂ O ₃	11,24	8,57	9,79	10,55	9,94	10,85	10,26	10,32	10,81
MnO	0,18	0,09	0,11	0,16	0,11	0,22	0,1	0,23	0,16
MgO	10,37	8,14	8,83	7,46	8,02	7,91	7,59	7,5	9,78
CaO	11,75	12,58	11,04	11,84	12,06	8,58	11,48	8,67	12,08
Na ₂ O	1,32	2,9	2,48	2,53	2,32	2,9	3,18	2,8	1,59
K ₂ O	0,5	0,48	0,36	0,28	0,29	2,03	0,62	2,2	0,35
P_2O_5	0,09	0,11	0,12	0,11	0,11	0,1	0,08	0,11	0,1
Rb	15	12	12	7	5	60	20	56	9
Ba	119	28	62	117	53	182	88	268	90
Th	1,08	1,13	1,06	1,27	1,13	1,05	1,3	1,1	1,05
U	0,25	0,3	0,23	0,3	0,28	0,29	0,36	0,24	0,18
Nb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Та	0,2	0,35	0,34	0,36	0,34	0,35	0,35	0,32	0,28
Pb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Sr	4	312	281	327	260	321	425	359	278
Zr	49	76	106	63	67	92	90	92	61
Hf	1,65	2,23	2,06	1,97	2,01	2,07	2,12	1,96	1,72
Y	_	_	_	_	_	_	_	_	_
La	6,02	5,36	5,74	5,36	7,05	6,44	7,8	7,55	5,39
Ce	15	14,6	15,5	16,7	17,1	15,6	18,1	20,5	14,9
Pr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Nd	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Sm	2,1	2,4	2,2	2,5	2,3	2,3	2,8	2,6	2,02
Eu	1,05	1,04	0,9	0,94	1,04	0,99	1,09	1,07	0,93
Gd	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Tb	0,43	0,51	0,47	0,48	0,5	0,49	0,52	0,51	0,43
Dy	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Но	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Er	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Tm	1								

Yb	1,18	1,42	1,45	1,66	1,59	1,46	1,82	1,7	1,48
Lu	0,24	0,31	0,3	0,29	0,26	0,3	0,3	0,28	0,25
Cs	_	_	_	_	_	_	_	_	_

référence	Le Fur Balouet 1987				Béziat et al 1991				
nom de l'échantillon	ARI	LOU3	FON812	PLA81A	884	885	709	712	653
Localisation	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyréné es
SiO ₂	49,88	50,73	50,12	50,46	49	49	50	49	48
TiO ₂	0,89	1,07	1,05	0,99	0,77	0,73	0,94	1	0,77
Al ₂ O ₃	14,19	15,18	14,8	14,83	12,5	14	13,2	14,2	13
Fe ₂ O ₃	10,55	10,49	9,87	9,46	10,19	9,09	10,85	9,94	10,85
MnO	0,18	0,15	0,07	0,08	1650	1390	1680	1870	1390
MgO	9,03	6,47	7,83	7,85	11,6	10,1	8,7	7,5	11,2
CaO	11,59	11,87	9,73	11,68	12,2	13,3	11,3	12,5	11,1
Na ₂ O	1,67	2,14	4,49	3,3	1,5	1,6	1,8	2	1,4
K ₂ O	0,46	0,39	0,48	0,37	0,8	0,36	0,5	0,38	0,6
P_2O_5	0,1	0,11	0,11	0,11	_	_	_	_	_
Rb	14	10	11	12	12.9	10	14.3	8.2	14.6
Ba	110	75	16	103	109	71	77	93	75
Th	1.09	1.17	1	1.09	0.94	0.93	1.22	1.22	1.01
U	0.23	0.29	0.37	0.38	0.15	0.18	0.25	0.34	0.52
Nb	-, -	-, -	-) -	- /	-, -	-) -	-, -	-) -	-) -
Та	0,31	0,37	0,35	0,34	0,28	0,25	0,33	0,36	0,25
Pb	,	,	,	,	,	,	,	,	,
Sr	321	265	_ 458	297	_	—	_	—	—
Zr	48	50	47	89	51	53	73	63	61
Hf	1,79	2,14	2	2,05	1,67	1,39	1,96	2,11	1,45
Y	_	_	_	_	_	_	_	_	_
La	5,7	7,67	7,02	6,35	6	5,2	6,4	7,4	5,2
Ce	14,5	17,5	18	17	14,9	11,4	16,6	16	12,6
Pr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Nd	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Sm	2,2	2,6	2,6	2,6	_	_	_	_	_
Eu	0,89	1,06	0,97	1,08	0,81	0,76	0,97	0,95	0,72
Gd	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Tb	0,46	0,55	0,5	0,52	0,4	0,39	0,47	0,5	0,39
Dy	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Ho	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Er	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Tm	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Yb	1,34	1,75	1,96	1,65	_	_	_	_	_
Lu	0,29	0,28	0,31	0,26	_	_	_	_	_
Cs	_	_	_	_	_	_	_	_	_

référence	Béziat et al., 1991								
nom de l'échantillon	654	880	881	875	872	877	871	692	120
Localisation	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyréné es
SiO ₂	48	49,5	50	48,5	49	49,5	49,1	49,7	50
TiO ₂	1,1	0,77	0,97	0,87	0,9	0,9	0,94	0,9	0,89
AI_2O_3	15,5	11,7	14,2	14,4	13,6	13	14,2	14,6	15,7
Fe ₂ O ₃	11,09	12,04	9,62	9,99	10,19	10,48	10,72	9,54	9,82
MnO	1750	1810	1550	1600	1590	1570	1860	1690	1730
MgO	6,4	10,3	8,3	8,3	7,8	8,3	7,8	8,7	6,1
CaO	12	11,3	11,5	12	11,9	11,2	11,5	12,6	11,3
Na ₂ O	2,1	1,5	2	1,7	1,9	1,8	1,9	1,8	2
K ₂ O	0,8	0,41	0,67	0,34	0,38	0,41	0,58	0,4	0,38
P_2O_5	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Rb	16,2	9,2	14,8	9,9	11	12,6	16,5	9,3	10,1
Ва	181	70	126	108	108	102	152	85	116
Th	1,29	0,61	1,12	1,04	1,21	1,06	1,28	0,77	_
U	0,31	0,2	0,42	0,25	0,39	0,23	0,35	0,18	_
Nb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Та	0,4	0,12	0,32	0,33	0,35	0,33	0,35	0,24	_
Pb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Sr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Zr	94	74	55	96	77	50	85	46	_
Hf	2,23	1,14	2,03	1,94	2,18	1,27	2	1,57	_
Y	_	_	_	_	_	_	_	_	_
La	8,3	4,2	6,4	6,6	7,5	6,9	7,3	4,7	_
Ce	19,1	10	16,7	14,3	16,5	15	16,5	10,8	_
Pr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Nd	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Sm	_	1,58	_	_	_	2,42	2,51	_	_
Eu	1,06	0,69	0,93	0,92	0,99	0,9	1,1	0,84	_
Gd	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Tb	0,57	0,32	0,47	0,46	0,51	0,48	0,53	0,39	_
Dy	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Но	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Er	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Tm	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Yb	_	1,26	_	_	_	1,8	2,27	_	_
Lu	_	0,18	_	_	_	0,27	0,3	_	_
Cs	_	_	_	_	_	_	_	_	_
référence	Béziat et al., 1991								
nom de l'échantillon	716	743	745	697	718	732	734	728	740
Localisation	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyréné es

SiO ₂	50.5	48	48.5	49.5	47.4	49.2	50	49.6	50
TiO ₂	0.97	0.9	0.87	0.97	0.77	0.8	0.8	0.87	0.97
Al ₂ O ₂	14.4	14.2	12.7	15.1	12.5	12.5	12.3	13.4	14.2
Fe ₂ O ₃	10.61	10.41	11.71	10.46	9.86	10.84	10.53	10.39	9.85
MnO	1750	1660	1780	1780	1340	1910	1750	1790	1780
MgO	7,1	8.6	10	6,6	12,5	10,4	10,2	9,8	7,6
CaO	11,4	12,5	11,9	11,9	11,8	12,3	12,1	11,8	11,5
Na₂O	1.8	1,7	1,5	1,9	1,4	1,3	1,3	1,6	2,3
K₂O	0,46	0,36	0,3	0,55	0,62	0,45	0,38	0,43	0,22
P_2O_5	_	_	_	_	_	_	_	_	-
Rb	14,2	11,1	7,8	12,5	12,1	12,5	12,2	10,5	6
Ba	73	53	63	144	47	103	85	95	46
Th	1,14	0,97	0,8	1,46	0,88	1,01	0,9	0,9	1,67
U	0,28	0,2	0,16	0,3	0,21	0,22	0,33	0,26	2,32
Nb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Та	0,37	0,3	0,25	0,39	0,26	0,27	0,27	0,27	0,36
Pb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Sr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Zr	69	64	48	91	63	97	119	73	77
Hf	2,21	1,97	1,53	2,14	1,51	1,43	1,45	1,49	1,89
Y									
La	7,2	6,4	5,2	7,7	5	5,8	6,1	5,1	7,7
Ce	16,5	13,5	11	17	10,2	14,9	14,9	14,5	15,3
Pr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Nd	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Sm	_	2,29	1,88	2,68	1,69	_	_	_	_
Eu	0,98	0,9	0,64	1,13	0,68	0,84	0,88	0,84	0,98
Gd	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Tb	0,52	0,47	0,38	0,56	0,37	0,43	0,42	0,42	0,52
Dy	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Ho	-	_	_	_	_	_	_	_	_
Er	-	_	_	_	_	_	_	_	_
Tm	_	_	_	_	_	_	-	_	_
Yb	_	1,8	1,55	2,35	1,65	_	-	_	_
Lu	_	0,28	0,24	0,3	0,25	_	-	_	_
Cs	_		_	_	_	_		_	_

référence	Béziat et al., 1991					Demant et Morata, 1996			
nom de l'échantillon	96	109	104	889	867	G1	G2	G3	G5a
Localisation	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Pyrénées	Gaujaq	Gaujaq	Gaujaq	Gaujaq
SiO ₂	49	47,6	48	48,2	48,8	51,58	50,81	50,85	51,03
TiO ₂	0,77	0,67	0,92	0,87	0,97	1,01	1,01	0,89	0,89
AI_2O_3	13,4	14	14,9	13,6	14,9	14,48	14,11	13,82	13,49

Fe ₂ O ₃	10,43	9,65	9,05	10,69	10,64	10,33	9,92	10,08	10,23
MnO	1790	1510	2010	1570	1590	0,2	0,16	0,17	0,18
MgO	9,5	9	8,5	8,8	5,8	6,62	7,58	8,43	8,92
CaO	11,7	12,4	9,2	11,5	9,8	11,08	11,69	11,21	11,86
Na ₂ O	1,6	1,5	2,7	2	2,5	2,06	2,62	1,8	1,69
K ₂ O	0,46	0,31	2	0,7	1,2	0,99	0,5	0,38	0,36
P_2O_5	-	_	_	_	-	0,13	0,12	0,09	0,09
Rb	4,6	9,4	61,5	17,4	36,2	_ 26	_ 15	_ 15	_ 13
Ba	94	39	389	100	126	141	127	107	106
Th	1,66	1,09	1,26	1,08	1,4	_	_	_	_
U	4,22	0,28	0,21	0,3	0,34	_	_	_	_
Nb	_	_	_	_	_	7	7	7	6
Та	0,39	0,33	0,34	0,33	0,39	_	_	_	_
Pb	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Sr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Zr	66	79	104	66	94	72	69	58	55
Hf	2,19	1,88	2,04	2,02	2,27	_	_	_	_
Y						22	21	18	17
La	8,9	6,9	7,3	6,6	7,6	7,67	7,74	6,75	6,41
Ce	18,4	15,2	16,7	16	15,2	19,2	20	16,9	16,2
Pr	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Nd	_	_	_	_	_	10,4	10,5	9,17	8,67
Sm	2,68	2,23	_	_	2,43	2,3	2,43	2,2	2,03
Eu	1,01	0,96	0,98	0,96	1,03	0,87	0,93	0,84	0,82
Gd	_	_	_	_	_	3,28	3,58	3,3	3,05
Tb	0,49	0,47	0,51	0,46	0,54	_	_	_	_
Dy	_	_	_	_	_	3,27	3,75	3,39	3,29
Ho	_	_	_	_	_	0,65	0,75	0,7	0,66
Er	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Tm	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Yb	1,88	1,8	_	_	2,28	_	1,7	_	1,5
Lu	0,29	0,27	_	_	0,34	_	0,22	_	0,2
Cs	_	_	_	_	_	_	_	_	_

	Demant et					Rossi et	Callegaro et		
référence	Morata, 1996					al., 2003	al., 2014		
nom de l'échantillon	G6	G7	G8	G9	G10	ophite	OF 1	OF 2	OF 3
Localisation	St-Pandelon	St- Pandelon	St- Pandelon	St- Pandelon	St- Pandelon	Bédous	Tamarite de Litera	Tamarite de Litera	Tamarit e de Litera
SiO ₂	51,36	51,82	51,15	51,25	50,52	50,5	50,71	50,97	51,15
TiO ₂	1,01	1,07	1,06	1	0,99	0,96	1,03	1,04	1,03
Al ₂ O ₃	13,81	15,19	15,05	14,17	14,83	14,7	14,89	15,11	15,18
Fe ₂ O ₃	10,39	10,26	10,31	10,47	10,13	10,95	11,09	10,09	9,59
MnO	0,18	0,16	0,16	0,19	0,17	0,18	0,18	0,20	0,15
MgO	7,5	5,88	6,04	7,18	6,65	7,3	7,74	7,82	7,78

CaO	11,56	11,27	11,1	11,62	11,88	12	11,86	11,84	11,98
Na ₂ O	1,98	2,08	2,02	1,8	1,92	1,9	1,93	2,25	2,64
K ₂ O	0,92	0,55	0,61	0,87	0,47	0,47	0,46	0,57	0,39
P_2O_5	0,1	0,09	0,12	0,09	0,11	0,09	0,11	0,11	0,10
	_	_	_	_	_				
Rb	17	11	19	22	_	11	13,4	12,4	9,1
Ba	176	148	158	174	_	108	126	89	121
Th	_	_	_	_	_	1	1,08	1,19	1,27
U	_	_	_	_	_	0,3	0,25	0,22	0,18
Nb	6	7	7	6	_	5,2	5,2	5,6	5,4
Та	_	_	_	_	_	0,2	0,34	0,48	0,51
Pb	_	_	_	_	_	_	2,40	2,07	1,85
Sr	_	_	_	_	_	197	174	205	246
Zr	65	72	70	64	_	72	80	83	83
Hf	_	_	_	_	_	1,6	1,89	2,05	2,05
Y	20	22	22	21	_	14,4	19,5	19,9	20,5
La	7,64	8,4	7,79	7,54	_	6,3	7,6	9,1	6,8
Ce	19	21,2	20	18,7	_	14	16,8	18,1	16,0
Pr	_	_	_	_	_	_	2,3	2,3	2,2
Nd	10,2	11,5	10,7	9,48	_	8,4	10,0	10,3	10,2
Sm	2,4	2,68	2,42	1,97	_	2,3	2,7	2,8	2,8
Eu	0,94	1,04	1	0,76	_	0,8	0,9	0,9	0,9
Gd	3,46	3,86	3,66	2,76	_	2,6	3,2	3,3	3,4
Tb	_	_	_	_	_	0,4	0,5	0,5	0,6
Dy	3,7	4,14	3,88	_	_	_	3,5	3,5	3,7
Ho	0,75	0,82	0,76	_	_	_	0,7	0,7	0,7
Er	_	_	_	_	_	_	2,1	2,1	2,2
Tm	_	_	_	_	_	0,2	0,3	0,3	0,3
Yb	1,87	1,92	1,8	_	_	1,4	1,9	2,0	2,0
Lu	0,25	0,26	0,24	_	_	0,2	0,3	0,3	0,3
Cs	_	_	_	_	_	_	—	_	_

référence	Callegaro et al., 2014								
nom de l'échantillon	OF 4	OF 5	OF 6	OF 9	OF 12	OF 15	OF 17	OF 22	OF 23
Localisation	Tamarite de Litera	Tamarite de Litera	Tamarite de Litera	Leida	Llavorsì	Ouest de Llavorsì	Saint-Girons	Dax	Dax
SiO ₂	50,89	50,67	50,90	49,79	50,21	51,01	50,65	50,87	51,00
TiO ₂	1,02	1,02	1,00	0,83	0,87	0,99	0,94	1,04	1,01
AI_2O_3	15,13	14,81	15,49	12,58	15,23	15,18	14,83	14,93	14,96
Fe_2O_3	10,87	10,99	10,98	12,32	10,34	10,94	10,70	11,40	11,04
MnO	0,16	0,18	0,18	0,20	0,16	0,19	0,17	0,18	0,18
MgO	7,33	7,99	7,01	10,66	8,65	7,13	7,73	7,37	7,41
CaO	12,08	11,82	11,92	11,78	12,40	12,03	11,88	11,69	11,84
Na₂O	1,94	1,93	1,93	1,52	1,70	1,99	2,27	1,86	1,97
K ₂ O	0,46	0,48	0,47	0,25	0,35	0,42	0,71	0,54	0,48
P_2O_5	0,11	0,11	0,11	0,07	0,09	0,11	0,11	0,11	0,11

	1								
Rb	12,4	12,6	13,8	7,7	10,4	11,5	18,0	14,4	11,9
Ва	128	136	156	80	105	131	135	169	159
Th	1,25	1,14	1,22	0,75	1,04	1,20	1,06	1,21	1,27
U	0,29	0,27	0,24	0,17	0,24	0,20	0,27	0,29	0,34
Nb	5,4	5,1	5,5	3,4	4,4	5,4	5,0	5,5	5,3
Та	0,42	0,35	0,41	0,25	0,30	0,41	0,32	0,36	0,40
Pb	2,02	2,87	2,13	1,59	2,01	1,28	1,97	1,96	6,11
Sr	175	185	182	142	165	171	194	208	236
Zr	81	79	82	53	69	83	78	83	82
Hf	2,13	1,99	2,02	1,42	1,77	2,05	1,91	2,02	2,04
Y	20,3	19,5	19,7	14,4	16,9	20,2	19,0	20,3	19,7
La	7,4	7,4	7,4	5,2	6,5	7,2	7,3	10,4	7,7
Ce	17,3	16,3	17,1	11,7	14,4	16,8	16,3	21,1	18,0
Pr	2,3	2,2	2,3	1,6	1,9	2,3	2,2	2,6	2,3
Nd	10,6	9,9	10,5	7,0	8,6	10,3	9,6	11,1	10,4
Sm	2,9	2,7	2,8	1,9	2,3	2,8	2,6	2,9	2,8
Eu	1,0	0,9	1,0	0,7	0,8	1,0	0,9	1,0	1,0
Gd	3,4	3,2	3,4	2,4	2,8	3,4	3,1	3,4	3,3
Tb	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Dy	3,6	3,5	3,6	2,6	3,0	3,5	3,3	3,6	3,6
Ho	0,7	0,7	0,7	0,5	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7
Er	2,2	2,0	2,1	1,6	1,8	2,1	2,0	2,1	2,1
Tm	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
Yb	2,0	1,9	2,0	1,5	1,7	2,0	1,8	2,0	2,0
Lu	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
Cs	_	_	_	_	_	_	_	_	_

référence	Callegaro et al.,	2014			
nom de l'échantillon	OF 24	OF 26	OF 30	OF 34	OF 35
Localisation	Dax	Est de Pamplona	Pamplona	Santande - Saròn	Santande - Saròn
SiO ₂	50,93	49,97	50,59	50,31	50,82
TiO ₂	1,02	0,81	0,98	0,86	0,99
AI_2O_3	15,40	13,34	14,76	12,05	14,95
Fe ₂ O ₃	11,33	10,89	11,20	11,43	11,46
MnO	0,20	0,17	0,19	0,20	0,18
MgO	6,79	10,90	7,92	10,47	7,65
CaO	11,69	11,98	11,77	12,69	11,17
Na ₂ O	1,88	1,51	1,84	1,39	1,92
K ₂ O	0,66	0,34	0,63	0,51	0,75
P_2O_5	0,11	0,09	0,11	0,08	0,11
Rb	21,8	11,1	18,7	12,5	20,2
Ba	183	101	152	109	203
Th	1,27	0,95	1,16	0,74	1,09
U	0,26	0,23	0,17	0,17	0,24

Nb	5,6	4,4	5,1	3,9	5,2
Та	0,39	0,29	0,37	0,25	0,33
Pb	1,79	3,06	1,54	2,38	7,72
Sr	191	151	171	145	201
Zr	84	66	80	56	80
Hf	2,10	1,64	2,01	1,45	1,92
Y	20,3	16,1	19,0	15,8	19,5
La	8,8	6,5	6,8	5,6	8,1
Ce	19,8	14,3	15,9	12,4	17,5
Pr	2,6	1,9	2,2	1,7	2,3
Nd	11,4	8,4	9,8	7,3	10,0
Sm	3,0	2,3	2,7	2,0	2,6
Eu	1,1	0,8	0,9	0,7	0,9
Gd	3,5	2,7	3,2	2,5	3,2
Tb	0,6	0,4	0,5	0,4	0,5
Dy	3,7	2,9	3,5	2,7	3,4
Но	0,7	0,6	0,7	0,5	0,7
Er	2,2	1,7	2,1	1,6	2,0
Tm	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3
Yb	2,0	1,6	1,9	1,5	1,8
Lu	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3
Cs	_	_	_	_	_

Annexe 4

Rapports Nb/Ta des ophites étudiées ainsi que celles analysées par Rossi et al., 2003 et Callegaro et al., 2014.

	Echantillons	Nb/Ta
Ophites du	EHOM04	22,5
Pays basque	EHOM10	12,3
copagnor	EHOM14	23,0
	EHOM34A	20,5
	EHOM34E	15,7
	EHOM40	18,5
	EHOM42	22,0
	EHOM59	21,0
	EHOM97	21,5
	EHOM98	40,0
	EHOM115	44,0
	EHOM122	44,0
	EHOM176	30,0
	EHOM216	38,0
Rossi et al., 2003	Ophite de Bédous	26,0
Callegaro et al, 2014	OF1	15,1
	OF2	11,8

OF	3 10,7
OF	1 12,8
OF	5 14,4
OF	6 13,5
OFS	9 13,6
OF1	2 14,5
OF1	5 13,1
OF1	7 15,6
OF2	2 15,3
OF2	3 13,1
OF2	4 14,2
OF2	6 15,2
OF3	0 13,8
OF3	4 15,6
OF3	5 15,7