

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة محمد الصديق بن يحيى - جيجل

Université Mohammed Seddik Benyahia - Jijel

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département : des Sciences de la Terre et de
l'Univers



كلية علوم الطبيعة و الحياة
قسم : علوم الأرض و الكون

Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention du diplôme : **Master Académique en Géologie**

Option :

Ressources minérales, Géomatériaux et environnement

Thème

**Etude de synthèse bibliographique sur les
skarns du Nord-Est algérien et leurs
potentiels miniers.**

Membres de Jury

Président : BELMEDREK Sonia

Examineur : BENLAMARI Azzouz

Encadrant : LEKOUI Abdelmalek

Présenté par :

KARAOUET Meriem

DJOUDI Khadidja

Dédicace

Aux êtres les plus chers de ma vie, mes parents (HOUCIN ET FADILA), qui m'ont toujours poussé à aller vers l'avant

À mon frères : Moustafa et Moussa.

À mon petit frère : Mohammed Salah.

À mes chers sœurs : Hanane, Karima et Ghada , Nesrin .

À mes poussins : Hanin ,Firas et Meriem

À mes oncles : makhlouf , Azouz.Riad et Adel , Nour adin, Saàd,Amar ,Belgasseem ,Mouhamed,Mounir. Aimad .Zouhir,Fouàd.

À ma grand-père : Abd Alhafid.

À mes cousins :Aicha, Souad, fouzya ,Hala ,Soumya ,Wassila ,Donya, Dalal, Chayma, Meriem,Wiàm,et salsbil.

À Spécialement mon collègue de travail DJOUDI KHADIJA.

À mes chers amis :.,Ilham.f.,Rabiaà.b. Fatima .Khawla.B. ,Najia.b.,Siham.b.,Abla.dj. ,Ratiba et KarimaB ,et Amira .

À toute la famille karaouet petites et grands.

À tous mes amis et à tous mes collègues de l'université de Jijel.

k,meriem

Dédicace

*Aux êtres les plus chers de ma vie, mes parents (ALLAOU ET YAMNA), qui m'ont
toujours poussé à aller vers l'avant*

Ma grande mère CHRIFA (Rabi yarhamha)

À mon frères : Farouk, Ahmad, Fatih, Housseem

À mes chers sœurs : Widad et Chaima

À mes autres sœurs : Zina et Hassina

À Spécialement à mon collègue de travail Mereim Karaouet

À mes chers amis: Ilham.f., Rabiaà.b.

Abla, Selma, Amira, Amal, Farida

À toute la famille Djoudi petites et grands. à tous les membres de ma famille,

Bouchoucha .

À tous mes amis et à tous mes collègues de l'université de Jijel.

Khadija .dj.

Remerciement

Avant tout, je remercie Allah qui m'a donné de l'aide et de la volonté, pour pouvoir établir ce modeste travail.

Je tiens à remercier avant tout mon encadreur ABD ELMALEK LEKOUI pour son encadrement, et pour ses précieuses orientations, ainsi que pour ses critiques constructives, en effet les idées exprimées ici, et pour sa patience lors des diverses phases de l'élaboration de mémoire sont pour l'essentiel le fruit de nos discussions.

Et merci pour Pr : BOUZENOUNE. A.

Je remercie également M : KHOUIKHA .Y.

Je remercie BENLAMARI Azzouz de l'honneur qu'il me fait en présidant ce jury.

Je remercie également BELMEDREK sonia d'avoir accepté d'être examinateur de ce travail.

Je tiens à remercier vivement, l'ensemble des enseignants de la spécialité "RMG"

Et tout personne qui à donner une main d'aide pour la réussite de ce projet de près ou loin.



SOMMAIRE

Résumé	i
Abstract	ii
Sommaire	iii
Liste des figures	v
Liste des tableaux	vi
Introduction	1
Objectif de travail	2
Méthodologie	2
I. CHAPITRE I : GENERALITES SUR LES SKARNS	3
I.1 Introduction	3
I.2 Définition de Skarn	3
I.3 Minéralogie des skarns	5
I.4 Evolution d'un skarn	7
I.5 Classification des skarns	9
I.5.1 Selon la roche de départ	9
I.5.2 Selon l'oxydo-réduction	9
I.5.3 Selon l'échelle	10
I.5.3.1 Les skarn de diffusion (ou de réaction)	10
I.5.3.2 Les skarns de percolation (ou d'infiltration)	11
I.6 Morphologies général de skarn	13
I.7 Métallogénie des skarns	14
I.7.1 Skarn Ferrifère (Fe)	14
I.7.2 Skarn Aurifère (Au)	15
I.7.3 Skarn Cuprifère (Cu)	16
I.7.4 Skarn molybdénifère (Mo)	16
I.7.5 Skarn zincifère (Zn)	17
I.7.6 Skarn à métaux rares (Sn)	18
I.7.7 Skarn à tungstène (Sw)	18
I.8 Domaine géotectonique des gisements associés aux skarns	20
II CHAPITRE II. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	21
II.1 Introduction	21
II.2 Les grands ensembles géologiques de la petite Kabylie	21
II.2.1 Le domaine interne	22
II.2.1.1 Le socle kabyle	23
II.2.1.2 Dorsale kabyle (ou chaîne calcaire)	23
II.2.2 Le domaine des flyschs	23
II.2.3 La nappe Numidienne	24
II.2.4 Le domaine externe ou zones telliennes	24

II.2.5	L'Oligo-Miocène kabyle (OMK).....	24
II.2.6	Les Olistostromes.....	25
II.2.7	Les formations post nappes.....	25
II.3	Le magmatisme de la petite Kabylie.....	25
II.3.1	Le granite de Beni Touffout.....	26
II.3.2	Le granite de Cap Bougaroun.....	26
II.3.3	La microgranodiorite d'El-Milia.....	27
II.3.4	Les petites intrusions granitiques de Filfila.....	27
II.3.5	Le complexe de Cap de Fer et de l'Edough.....	27
II.4	Tectonique de la Petit Kabylie.....	30
III.	CHAPITRE III. LES SKARNS DU NORD-EST ALGERIEN	32
III.1	Introduction.....	32
III.2	Les skarn de kabyle de Collo.....	33
III.2.1	Les skarns de Beni Touffout.....	34
III.2.1.1	Le skarn développé sur cornéenne grésopélitique.....	35
III.2.1.2	Le skarn développé sur cornéenne calcaire-pélitique.....	37
III.2.2	Skarn d'Ain Sedma.....	38
III.2.2.1	Zonalité du skarn d'Ain Sedma.....	38
III.2.2.2	Description de la minéralisation.....	41
III.3	Skarn de filfila.....	42
III.3.1	Présentation le massif de filfila.....	42
III.3.2	Les skarns du Filfila.....	44
III.3.2.1	Skarn développé sur le granite « Les endoskarms ».....	45
III.3.2.2	Skarn développé sur le calcaire.....	47
III.3.2.3	Skarns à l'interface granite-roche encaissante.....	48
III.3.2.4	Skarns développé sur les cornéennes.....	49
III.4	Skarn de l'Edough.....	49
III.4.1	Le skarn de Karézas.....	51
III.4.1.1	Minéralogie et développement du skarn Karézas.....	52
III.4.1.2	Minéralisation à Au, As-W et Bi du skarn de Karézas.....	53
III.4.2	Skarn de Cap de garde.....	56
III.1	Comparative entre les skarn de nord-est Algérien.....	59
	Conclusion générale.....	60
	Références bibliographique.....	62

Liste des figures

Figure I.1 Quelques échantillons de skarn (Provenance Algérie)	5
Figure I.2 stades de formation d'un skarn associé à un pluton.....	8
Figure I.3 les différentes formations des skarns (Meinret 2005).....	12
Figure I.4 Morphologie idéale du gisement de type skarn (Jebrak& Marcoux, 2008)...	14
Figure I.5 Répartition les gisements de skarn dans le monde (Meinert 2019)	19
Figure I.6 contexte géotectonique général de la formation de skarn (modifié de Meinert et al 2005)	20
Figure II.1 Esquisse géologique montrant le domaine de la Petite Kabylie dans la chaîne des Maghrébides (Durand -Delga, 1969).....	22
Figure II.2 Répartition et âge du volcanisme récent en Afrique du Nord (modifiée d'après Rosenbaum et al., 2002).	28
Figure II.3 Position de quelques failles majeures, d'après Raoult (1974) ; Vila (1974); Durand Delga (1978) ; Bouaroudj (1986).....	31
Figure III.1 Coupe synthétique de la Kabylie de Collo (d'après Bouillin, 1977)	34
Figure III.2 Schéma d'une veine de skarn sur cornéenne grésopélimitique reliée au skarn massif (Bouftouha, 1989) :	36
Figure III.3 Schéma de la zonation primaire du skarn d'Ain Sedma (Bouftouha, 2000).	39
Figure III.4 Aspect microscopique de la zone à diopside (Sayoud, 2018).....	40
Figure III.5 Carte géologique du massif de Filfila (d'après Lemoy (1969), modifiée par Bouabsa et al, (2005).	45
Figure III.6 Photo au microscope montrant le développement et l'avancement du front de la zone à grenat sur la zone à plagioclase –pyroxène. (Remarquer les reliques de pyroxène à l'intérieur du grenat) (Bourfis, 2007).	46
Figure III.7 Malayaïte dans la zone à grenat d'un endoskarn minéralisé (Bourfis, 2007).	47
Figure III.8 Photo au microscope sur la zone à wollastonite montrant le développement de l'andradite stannifère sur la wollastonite et le clinopyroxène (Bourfis 2007).	48
Figure III.9 Carte géologique schématique du massif de l'Edough (D'après Hilly, 1962 ; Vila, 1980 ; Hammor, 2002 ; Laouar et al, 2002).....	50
Figure III.10 Carte géologique du skarns à Sn-W de Karézas (D'après E.RE.M., 1969 ; Aissa, 1985 ; Aissa et al., 1999 et 1996).....	51

Figure III.11 aspect microscopique des skarns de Karèzas : A) amphibolite, B) hornblende automorphe et actinote aciculaire avec calcite dans une amphibolite, C) pyroxénite, D) grenatite(Lekoui, 2010). 53

Figure III.12 Coupe géologique montrant la disposition des deux formations de skarns de Karèzas. G.A.S.C. : gneiss à silicates calciques d’après Aissa et al., (1999). 54

Figure III.13 Carte géologique schématique simplifiée de la région de Cap de Garde d’après Ahmed-Said *et al.*, (1992) in Lekoui, (2010)..... 56

Figure III.14 Skarns de Cap de Garde sous forme de boudins (Lekoui, 2010)..... 57

Figure III.15 Skarns de réaction en sandwich (filon) entre les micaschistes et les cipolins. L’épaisseur moyenne des skarns est de 1m. (Hadj-Zobir, 2013) 57

Liste des tableaux

Tableau I-1 minéralisation de skarn minéraux communs, minéraux groupe abréviation et composition (Meinert.1993)..... 6

Tableau II-1 Localisation, nature et âge du magmatisme miocène de la marge algérienne (belanteur.2001)..... 29

Tableau III-1 La séquence paragénétique d’Ain Sedma (Bouftouha, 2000) 41

Tableau III-2 Succession chronologique synthétique des skarn a scheelite de Karèzas (Aissa 55

Tableau III-3 Aspects caractéristiques et comparatifs des skarns étudiés (NE algériens) 59

Résumé

Cinq (05) skarns du Nord-Est algérien ont été révisés dans le but de jeter la lumière sur leurs caractéristiques pétrologiques, minéralogiques et métallogéniques et de les comparer entre eux. Il s'agit des skarns Beni Toufout, Ain Sedma, Filfla ; Karèzas, et Cap de garde.

Les skarns de Beni Toufout sont des skarns de percolation se développent sur des coréennes grésopélitiques ou calcaropélitiques, ils montrent une morphologie en veines ou massives et sont caractérisés par une zonalité très franche avec du grenat, du pyroxène comme assemblage primaire et l'épidote, la chlorite, l'idocrase, la scapolite, la wollastonite comme assemblage d'altération. Sur le plan métallogénique, les skarns de Beni Toufout ne montrent que des traces de scheelite associée à de rares sulfures.

Les skarns d'Ain Sedma se développent sur marbre, ils sont des skarns de percolation et montrent une morphologie en lentilles métriques (jusqu'à 25 m). Ces skarns sont caractérisés par une zonalité plus ou moins nette : une zone à grenat, une zone à hédénbergite et zone à diopside au contact du marbre. Sur le plan métallogénique, une minéralisation ferrifère à hématite – magnétite associée à ce skarn a fait l'objet d'une exploitation ancienne.

Les skarns de Filfla sont des skarns de percolation, ils forment à la faveur de deux massifs granitiques dans la région. Les corps des skarns souvent massifs ou en veines et se développent sur marbre, granite et coréenne. Dans certains cas ils montrent une zonalité cependant elle demeure moins nette. Sur le plan métallogénique, les skarns de Filfla sont riches en scheelite, malayite et fluorine.

Les skarns de Karèzas sont des skarns de percolation, ils montrent une morphologie filonienne et se développent sur marbre. La particularité de ces skarns concerne l'existence de deux cycles lors du développement du skarn : un cycle classique et un cycle tardif fissural. On y distingue du pyroxène, grenat et amphibole avec fluorine. Sur le plan métallogénique c'est le skarn le plus économique, un gisement important de Sn-W-Bi et Au leur sont associés.

Les skarns de Cap de garde montrent en affleurement des formes de boudins ou des filons sandwich, ils sont des skarns de réaction entre le micaschiste et le marbre de la série intermédiaire du socle de l'Edough. On y distingue des pyroxénites, des grenatites et rarement d'amphibolites. Ces skarns sont très pauvres en minéralisations, ils n'encaissent que très peu de sulfures de fer et de cuivre.

Mots clés : Skarn, coréennes, percolation, réaction, métasomatisme, magmatisme tertiaire,

Algérie.

Abstract

Five (05) skarns from north-eastern of Algeria were reviewed in order to shed light on their petrological, mineralogical and metallogenic characteristics and to compare them with each other. These are the Beni Toufout, Ain sedma, Filfla skarns; Karézas, and Cap de garde.

The Beni Toufout percolation skarns, developed on greso-pelitics and calcaro-pelitics hornfels, show a morphology in veins or massive and are characterized by a very frank zonality with garnet, pyroxene as primary assemblage and the secondary, chlorite, idocrase, scapolite, wollastonite as spoilage assemblage. Metallogenically, the skarns of Beni Toufout show only traces of scheelite associated with rare sulphides.

The Ain Sedma percolation skarns, developed on marble, show a morphology in metric lenses (up to 25 m). They are characterized by a less clear zonality: a garnet zone, a zone with hedenbergite and zone with diopside in contact with marble. Metallogenically, hematite-magnetite ferriferous mineralization associated with this skarn has been the subject of an old mining operation.

The skarns percolation of Filfila are formed in favor of two granitic intrusion in the region. The skarns bodies, developed on marble, granite and hornfel, are often massive and in veins. They show, in some cases a zonality however it remains less clear. Metallogenically, Filfila's skarns are rich in scheelite, malayite and fluorine.

The Karézas percolation skarns, developed on marble, show a loded morphology. The peculiarity of these skarns concerns the existence of two cycles during their formation: a classical cycle and a late cracking cycle. There are pyroxene, garnet and amphibole with fluorine. Metallogenically it is the most economical skarn, an important deposit of Sn-W-Bi and gold are associated.

The Cape de Garde reaction skarns show outcrop as plugs or sandwich lode-like between micaschist and marble of the intermediate series of the Edough basement. They consist mainly of pyroxenites, grenatites and rarely amphibolites. These skarns are very poor in mineralization with a very little iron and copper sulphides.

Key-words: Skarn, hornfel, percolation, reaction, metasomatism, tertiary magmatism, Algeria.

ملخص :

تمت مراجعة خمسة (05) أسراب من شمال شرق الجزائر من أجل تسليط الضوء على خصائصها البترولوجية والمعدنية والمعدنية ومقارنتها مع بعضها البعض. هذه هي بني توفوت وعين سيدما وسكارس فيللفة ؛ كريسزاس ، و كاب دو قارد . أسراب بني توفوت عبارة عن أسراب متسلقة تتطور على الرمل الكوري أو الكالسار - بيليتيك ، وهي تظهر مورفولوجيا في الأوردة أو ضخمة وتتميز بمنطقة صريحة للغاية مع العقيق ، والبيروكسين كتجمع أولي و إبيدوت ، كلوريت ، إيدوكريز ، سكابوليت ، ولاستونيت كتجمع للعوامل الجوية. من الناحية المعدنية ، تظهر أسراب بني توفوت فقط آثارًا من السكليت المرتبطة بالكبريتيدات النادرة.

تتطور أسراب عين سدا على الرخام ، وهي تتسرب إلى الأسطح وتظهر الشكل في العدسات المترية (حتى 25 مترًا). تتميز هذه الأسطح بمنطقة أكثر أو أقل وضوحًا: منطقة العقيق ، ومنطقة هيدنيرجيت ومنطقة ديوبسايت الملامسة للرخام. من الناحية المعدنية ، كان تمعدن الحديد الهيماتيت والمغنيت المرتبط بهذا الخيوط موضوع التعدين القديم.

سكارن فيللفة عبارة عن أسراب ترشيح ، تتشكل بفضل كتلتين من الجرانيت في المنطقة. غالبًا ما تكون أجسام الخيوط الضخمة أو المعرقة وتتطور على الرخام والجرانيت والكورية. في بعض الحالات يظهرون منطقة ولكنها تظل أقل وضوحًا. من الناحية المعدنية ، فإن أسراب فيللفة غنية بالسكليت والماليت والفلوريت.

سكارنز كريسزاس تتسرب إلى الأسطح ، وتظهر شكل الوريد وتتطور على الرخام. تتعلق خصوصية هذه الأسطح بوجود دورتين أثناء تطوير السكارن: دورة كلاسيكية ودورة صدع متأخرة. يمكننا التمييز بين البيروكسين والعقيق والأمفيبول بالفلوريت. من الناحية المعدنية ، هو الأكثر اقتصادا ، مع إيداع كبير من Sn-W-Bi و Au المرتبط بهما.

تُظهر أسطح كاب دوقارد الأشكال البارزة للنقانق أو عروق الساندويتش ، وهي عبارة عن خيوط تفاعلية بين شيبست الميكا والرخام من السلسلة الوسيطة للقاعدة إيدوق. هناك البيروكسينيت ، العقيق ، ونادرًا ما تكون البرمائيات. هذه الأسراب فقيرة جدًا في التمعدن ، فهي تحتوي على القليل جدًا من كبريتيدات الحديد والنحاس.

الكلمات المفتاحية: سكارن ، القرنية ، الترشيح ، التفاعل ، ميثازوماتيزم ، الصحارة الثلاثية ، الجزائر .

Introduction générale

Le Nord de l'Algérie était le siège d'une manifestation magmatique très diversifiée au cours de l'ère tertiaire. Ce magmatisme qui borde le littoral algérien sur plus de 1200 Km d'Est en Ouest a fait l'objet de plusieurs études géologiques, pétrologiques, géochimiques et métallogéniques (Ex ; Laouar et al., 2002 et 2005 ; Chazot et al., 2017, Laouar et al., 2018...etc.) ayant entre autres convergé vers le scénario de la subduction – collision entre l'Europe et l'Afrique étant un modèle explicatif de leur mise en place.

Le magmatisme des zones de subductions est caractérisé par des roches à minéraux hydratés (biotite, hornblende...etc) tel qu'il était l'état et la nature du magma d'origine. Il a été démontré que les fluides issus de ce type de magma lors de leur traversé, le long des roches encaissantes, forment toujours des auréoles métasomatiques indiquant l'échange chimique fluide/roche et produit ainsi ce qu'on appelle les skarns. Dans le cas du contact roche igné/roche encaissante, ayant des compositions contrastées, la diffusion de la matière prend place et conduit également à la formation des skarns.

Actuellement, ces roches dites " skarn " sont d'importance métallogénique attractive. Ils représentent un groupe géologique important ; ils peuvent encaisser divers types de minéralisations (Fer, Sn-W, Or, Ag...). Dans ce travail, on présente une étude de synthèse bibliographique de cas des skarns situés au Nord –Est de l'Algérie (skarn de Beni Toufout ; Ain Sedma ; Filfila ; skarn de l'Edough Karézas et Cape de garde).

Objectif de travail

Ce travail est élaboré dans le cadre de la préparation du mémoire de Master option « Ressources Minérales et Géomatériaux et environnement » le but de ce travail est de jeter la lumière sur les caractéristiques pétrologiques, géochimiques et métallogéniques des skarns du NE algérien (Beni toufout, Ain sedma, Filfila, et skarn de l'Edough Karézas et Cap de garde) et dévoiler les aspects comparatifs entre eux.

Méthodologie

À cet effet, et pour réussir les objectifs suscités, nous avons structuré notre travail de recherche bibliographique en trois chapitres séparés, qui sont les suivants :

- Chapitre I : Ce chapitre porte sur les généralités des skarns. Il s'agit de résumer les concepts relatifs au skarn, sa formation, sa minéralogie son développement dans le temps et dans l'espace ...etc. ceci pour permettre au lecteur de bien comprendre le reste des chapitres.
- Chapitre II : Ce chapitre traite l'aspect géologique où sont localisés les cas des skarns étudiés dans ce travail. Nous optons pour expliquer l'environnement géologique dans le quel le skarn prend naissance.
- Chapitre III : Ce chapitre représente la colonne vertébrale de ce travail, à travers le quel nous montrons les caractéristiques des skarns mais aussi de les comparer entre eux même dans un contexte bien déterminé.

I. CHAPITRE I : GENERALITES SUR LES SKARNS

I.1 Introduction

Les skarns représente une classe métallogénique très vaste, ils couvrent pratiquement tous les continents terrestres. Leurs âges s'étendent depuis le Précambrien jusqu'à l'ère tertiaire voir plus récent. Cependant La plupart des gisements d'importance économique sont relativement jeunes, probablement vu la quantité des carbonates depuis le crétacé. Les gisements de skarn constituent les premières sources mondiales de tungstène (plus de 70% de la production mondiale de tungstène); principales sources de cuivre; sources importantes de fer, de molybdène et de zinc; et des sources mineures de cobalt, d'or, d'argent, de plomb, de bismuth, d'étain, de béryllium, d'éléments de terres rares, de fluor et de bore (Einaudi et al. 1981, Meinert 1993).

I.2 Définition de Skarn

Le terme skarn était à l'origine utilisé pour désigner la gangue calco-silicatée à grains relativement grossiers (grenat + pyroxène + épidote) associée aux gisements suédois de magnétite et de chalcoppyrite (Geijer & Magnusson 1952). Dans l'usage moderne, le terme englobe une grande variété de roches de silicate de calcium généralement à gros grains qui sont riches en calcium, fer, magnésium, aluminium et manganèse, indépendamment de leur association avec des minéraux de valeur économique potentielle, et ont été formées par des processus de remplacement de roches à l'origine riches en carbonates par des processus métasomatiques (Einaudi et al. 1981).

Selon le dictionnaire de géologie le « skarn » est roche du métamorphisme de contact des granites, caractérisée par une texture largement grenue avec souvent de grands

cristaux de 1 à 20 cm (**cornéenne pegmatitique**), issue de protholithscalcaires magnésiens et de dolomies qui, au contact du granite, ont subi un métasomatose (enrichissement en Si, Al, Fe,...). La majorité des minéraux qui forment les skarns sont : grenat rose (grossulaire, andradite), pyroxène (diopside), phlogopite $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$, forstérite Mg_2SiO_4 , humite $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_7(\text{SiO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})_2$, périclase MgO , spinelle MgAl_2O_4 , scapolite $(\text{Na}, \text{Ca})_{12}(\text{Cl}, \text{CO}_3, \text{SO}_4)$ idocrase, wollastonite $(\text{Ca Si}_3\text{O}_8)$. Dans les masses de skarn, épaisses de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, on note souvent des niveaux ne comportant que deux ou trois minéraux ou même un seul (concentrations monominérales grenatite, diopsidite), ou encore une zonalité avec des lits diversement enrichis, par exemple, en grenat, en pyroxène, en calcite et wollastonite en agrégats blancs fibroradiés.

Il existe 03 trois caractéristiques qui permettent la reconnaissance d'un skarn des autres roches plus ou moins similaires :

- 1- Les minéraux d'un skarn sont gros, d'après [Goldschmidt \(1911\)](#), les skarns ont tendance à être nettement plus grossiers que les cornéennes. Les grenats du skarn mesurent généralement 2 à 3 cm de diamètre et les cristaux de clinopyroxène mesurent jusqu'à 10 cm ou plus. Cette granulométrie grossière indique vraisemblablement une croissance cristalline à partir de fluides à haute température riche en éléments.
- 2- La chimie et La couleur, le skarn est constitué de minéraux avec des couleurs distinctives (en particulier vert foncé), le grenat a tendance à être andradite plutôt que grossulaire, et le clinopyroxène hedenbergite ou johannsonite plutôt que diopside. Cet enrichissement en Fe et Mn entraîne généralement des couleurs foncées aux skarns.
- 3- La zonalité, les skarns ont tendance à être métasomatiquement zonés autour des passages présumés des fluides hydrothermaux aux contacts des roches ignées, chez les

cornéennes, en revanche, la distribution des minéraux calco-silicatés est strictement contrôlée l'aspect d'origine dans la roche. La zonalité métasomatique dans les skarns consiste généralement en des séquences monominérales qui se remplacent les unes des autres à travers des limites plus ou moins nettes.

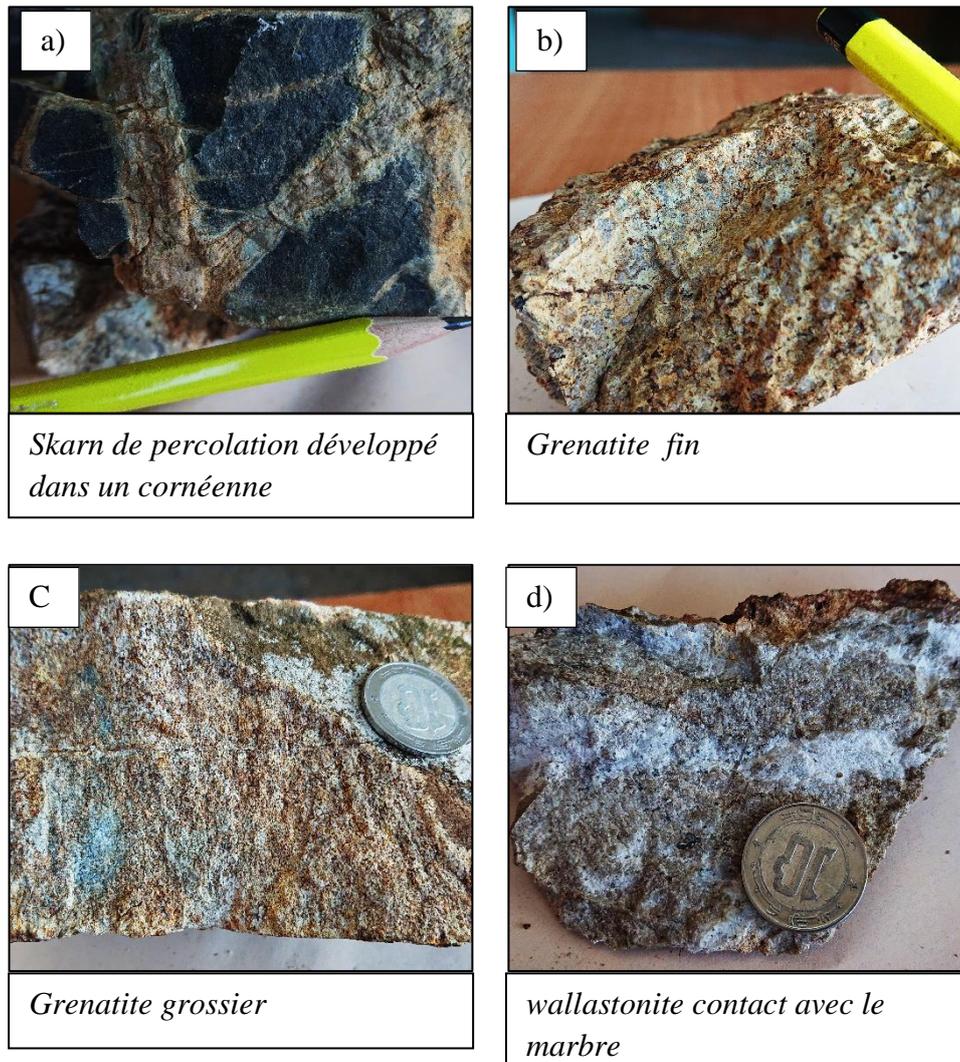


Figure I.1 : Quelques échantillons de skarn (Provenance Algérie .Beni Toufout)

I.3 Minéralogie des skarns

La minéralogie d'un skarn est composée pour l'essentiel de grenats, pyroxènes et autres pyroxénoïdes, olivines, amphiboles, épidotes et carbonates. Selon [Einaudi & Burt](#)

(1982), les compositions de ces phases minérales peuvent cependant varier selon le type du skarn ; elles dépendent également de facteurs comme la lithologie des protolithes, la température, la perméabilité ou encore le degré d'oxydation des solutions impliquées.

(Noëmin.2015). Le tableau ci-dessous résume les minéraux qui peuvent s'exprimer dans un skarn.

Tableau I-1 : minéralisation de skarn minéraux communs, minéraux groupe abréviation et composition(Meinert.1993)

Groupes généraux	Espèce	Abréviation	Composition chimique
Grenat	Glossarite	Gr	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Andradite	Ad	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Spessartine	Sp	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Almandine	Al	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Pyrope	Py	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
Pyroxène	Diopside	Di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
	Hedenbergite	Hd	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
	Johannsenite	Jo	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$
Olivine	Larnite	Ln	$\text{Ca}_2 \text{SiO}_4$
	Forsterite	Fo	$\text{Mg}_2 \text{SiO}_4$
	Fayalite	Fa	$\text{Fe}_2 \text{SiO}_4$
	Tephroit	Tp	$\text{Mn}_2 \text{SiO}_4$
Pyroxenoïde	Ferrosilite	Fs	FeSiO_3
	Rhodonite	Rd	MnSiO_3
	Wollastonite	Wo	CaSi_3O_8
Amphibole	Tremolite	Tr	$\text{Ca}_2 \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	Ferroactinolite	Fi	$\text{Ca}_2 \text{Fe}_5\text{Si}_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	Manganeso actinolite	Ma	$\text{Ca}_2 \text{Mn}_5 \text{Si}_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	Hornblende	Hb	$\text{Ca}_2 (\text{Mg. Fe})_4 \text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	Pargasite	Pg	$\text{NaCa}_2 (\text{Mg. Fe})_4 \text{Al}_3 \text{Si}_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	Cummingtonite	Cm	$\text{Mg}_2 (\text{Mg. Fe})_5 \text{Si}_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	Dannemonte	Dm	$\text{Mn}_2 (\text{Fe. Mg})_5 \text{Si}_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Epidote	Piemontite	Pm	$\text{Ca}_2 (\text{Mn, Fe, Al})_3 (\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	Allanite	All	$(\text{Ca, REE})_2(\text{Fe, Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	Epidote	Ep	$\text{Ca}_2 (\text{Fe, Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	Clinozolsite	Cz	$\text{Ca}_2 \text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Plagioclase	Anorthite	An	$\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2\text{O}_8$
Scapolite	Mirailite	Mi	$\text{Na}_4 \text{Al}_3 \text{Si}_9\text{O}_{24} (\text{Cl, CO}_3 \text{ OH, SO}_4)$
	Mieonite	Mo	$\text{Ca}_4 \text{Al}_3 \text{Si}_9 \text{O}_{24} (\text{CO}_3, \text{Cl, OH, SO}_4)$

Axinile		Ax	$(Ca, Mn, Fe, Mg)_3 Al_2 B Si_4 O_{15}(OH)$
Autres	Vésuvianite Prehnite	Vs Pr	$Ca_{10} (Mg, Fe, Mn)_2 Al_2 Si_9 O_{34} (OH, Cl, F)$ $Ca_2 Al_2 Si_3 O_{10}(OH)_2$

I.4 Evolution d'un skarn

Les analyses pétrographiques ainsi que celles expérimentales ont conduit à mettre en évidence un cycle de deux stades lors de l'évolution d'un skarns, ces deux stades sont chronologiquement successifs et sont caractérisés et différenciés les uns des autres par un assemblage minéralogique bien défini. Il s'agit d'une caractéristique diagnostique des skarns typiques est leurs assemblages minéraux.

Un stade prograde : L'assemblage « primaire » de haute température (jusqu'à 550°C) varie avec les compositions des fluides formant le skarn et des roches envahies, mais est caractérisé, en général, par des silicates anhydres de Ca-Fe-Mg. Les pyroxènes (y compris les pyroxénoïdes) et les grenats sont particulièrement importants : wollastonite, salite(série diopside-hedenbergite) et grandite (série grossulaire-andradite avec des quantités variables de composants spessartine et almandin).

Un stade rétrograde : les minéraux hydratés de température plus basse (environ 300°C) tels que la trémolite, le talc, l'épidote et la serpentine dans les skarns sont généralement attribués à une altération hydrothermale rétrograde, bien que de tels minéraux puissent également se former au cours de ce stade. Les minéraux inhabituels dans les assemblages de skarn comprennent idocrase (vésuvianite) $[CaO (Mg, Fe, Mn) 2Al_4Si_9O_{34} (OH, Cl, F) 4]$, johannsénite $[CaMnSi_2O_6]$, bustamite $[(Mn, Ca, Fe) 2Si_2O_6]$ et ilvaite $[CaFe_{32} + Fe_3 + OSi_2O_7 (OH)]$.

Ces deux stades forme le cycle classique de formation d'un skarn, bien dans certains cas on peut trouver des skarns à plusieurs cycles (polycyclique) tel que celui de Karézas (voir plus loin).

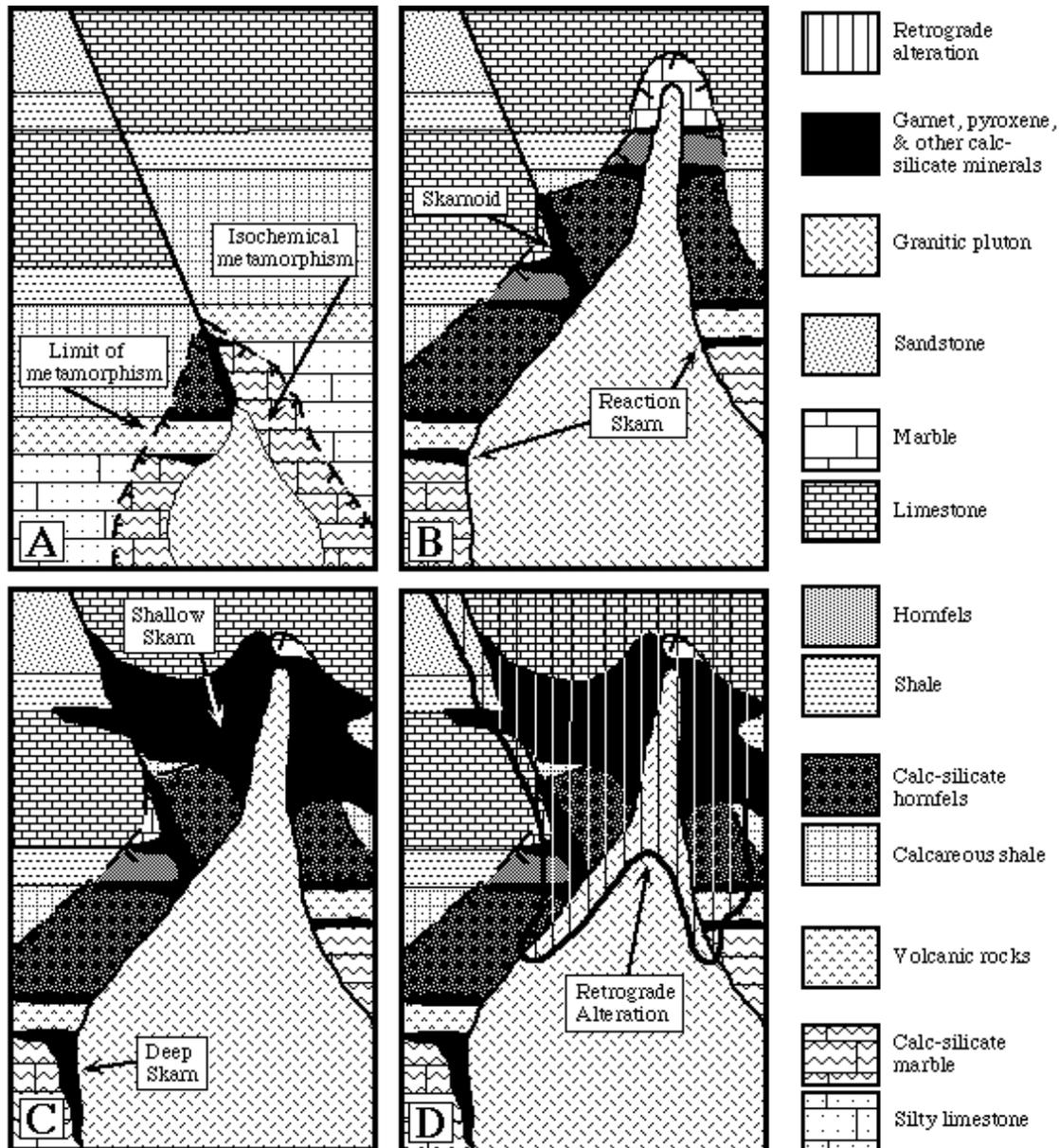


Figure I.2 :stades de formation d'un skarn associé à un pluton. A) l'intrusion initiale résulte en un métamorphisme des roches sédimentaires. B) la recrystallisation et les changements de phases minérales reflètent la composition initiale du protolithe. Le métasomatisme local et la circulation de fluides permettent la formation de skarn dans les unités calcaires et le long des horizons ayant une bonne conductivité hydraulique.

C) la cristallisation et la circulation d'une phase aqueuse différente permettent la formation de skarns contrôlés par la circulation du fluide. D) le refroidissement du pluton, la séparation de la phase gazeuse et la circulation de fluides météoriques permettent une alteration rétrograde des assemblages calco-silicatés métamorphiques et métasomatiques. (Figure modifiée de meinert et al 2005).

I.5 Classification des skarns

La classification des skarns répond à plusieurs critères. On y distingue :

I.5.1 Selon la roche de départ

- ☒ **Endoskarn** : lorsque la roche de départ est une roche silico-alumineuse (granite, schiste ou cornéenne).
- ☒ **Exoskarn** : ce type de skarn se développe sur un protolithe (roche de départ) carbonaté, parmi l'exoskarn, on a l'exoskarn calcique (lorsque la roche de départ est un calcaire) et l'exoskarn magnésien. L'absence fréquente de texture d'équilibre dans les skarns est interprétée comme le résultat d'un constant changement de conditions d'équilibre dans le système où les skarns se forment deux types de skarns

I.5.2 Selon l'oxydo-réduction

En termes d'oxydo-réduction on distingue deux types de skarns :

- Les skarns oxydés (riche en Fe^{+3}) montrent des grenats abondants (andradite) et du diopside au stade prograde et un assemblage rétrograde à épidote, chlorite, calcite, quartz et pyrite.
- Les skarns réduits (riche en Fe^{+2}) montrent des pyroxènes et des grossulaires au stade prograde et un stade rétrograde à biotite, plagioclase, magnétite et pyrrhotite (d'après Phan Kiew Duong, 1969).

I.5.3 Selon l'échelle

D'après [Phan Kiew Duong \(1969\)](#), les skarns peuvent se subdiviser en deux types différents selon l'échelle de skarnification : le skarn de diffusion (ou de réaction) et le skarn de percolation (ou d'infiltration).

I.5.3.1 Les skarn de diffusion (ou de réaction)

Les skarns de diffusion ou de réaction se forment généralement dans les domaines soumis au métamorphisme régional, tout le long du contact entre des roches à compositions contrastées, à savoir les roches carbonatées et des roches silico-alumineuses tel que les gneiss et les micaschistes. Le contraste de composition va induire l'interaction entre eux ; la migration des éléments est due à leurs diffusions chimiques à travers une phase aqueuse immobile imprégnant les roches et causés par l'existence dans la phase fluide de gradients du potentiel chimique ou de l'activité de certains métaux ([Fonteilles, 1978](#)). Ces transformations s'opèrent en système fermé à l'exception de H₂O. Ce skarn est caractérisé par :

- Les zones métasomatiques sont parallèles et leurs limites sont nettes ;
- Chaque zone est constituée par un petit nombre de minéraux,
- Les zones centrales sont souvent monominérales ; leurs puissances sont très limitées, de quelques centimètres à quelques mètres mais le plus souvent elles sont d'ordre décimétrique.
- La morphologie du corps skarnien est massive ou en boudins.

I.5.3.2 Les skarns de percolation (ou d'infiltration)

Ce type de skarns est les plus importants sur le plan métallogénique, ils présentent des dimensions variables qui peuvent atteindre, dans certains cas, plusieurs centaines de mètres de puissance.

Les skarns de percolation se forment lors d'une réaction entre un fluide émanant des intrusions et des roches de contact. Au contact de ces roches de composition différente de la sienne, le fluide va se trouver en déséquilibre chimique et provoque au sein de celles-ci des transformations qui se succèdent au cours de plusieurs étapes contemporaines (Korzhinskii, 1970). Ces transformations se manifestent par une suite de réactions tendant à équilibrer le fluide siliceux avec la roche encaissante (carbonatée ou autres). Chaque type de transformation correspond à une zone métasomatique, l'ensemble de ces zones constitue une colonne métasomatique.

Les zones internes sont celles situées à l'amont de la colonne métasomatique, elles correspondent au niveau de percolation du fluide, ce sont généralement des zones à grenat qui constituent le terme ultime des zonations métasomatiques primaires, tandis que la zone externe se trouve à l'aval de la colonne (zone à wollastonite pour les protholithes calcaires). Au cours de la formation des skarns, chaque zone tend à remplacer celle qui la précède à l'aval de la colonne métasomatique, ce qui conduit parfois à la persistance des reliques des zones précédentes.

Les skarns d'infiltration sont souvent de forme irrégulière, les zones métasomatiques sont moins nettes et moins régulières que celles du premier type.

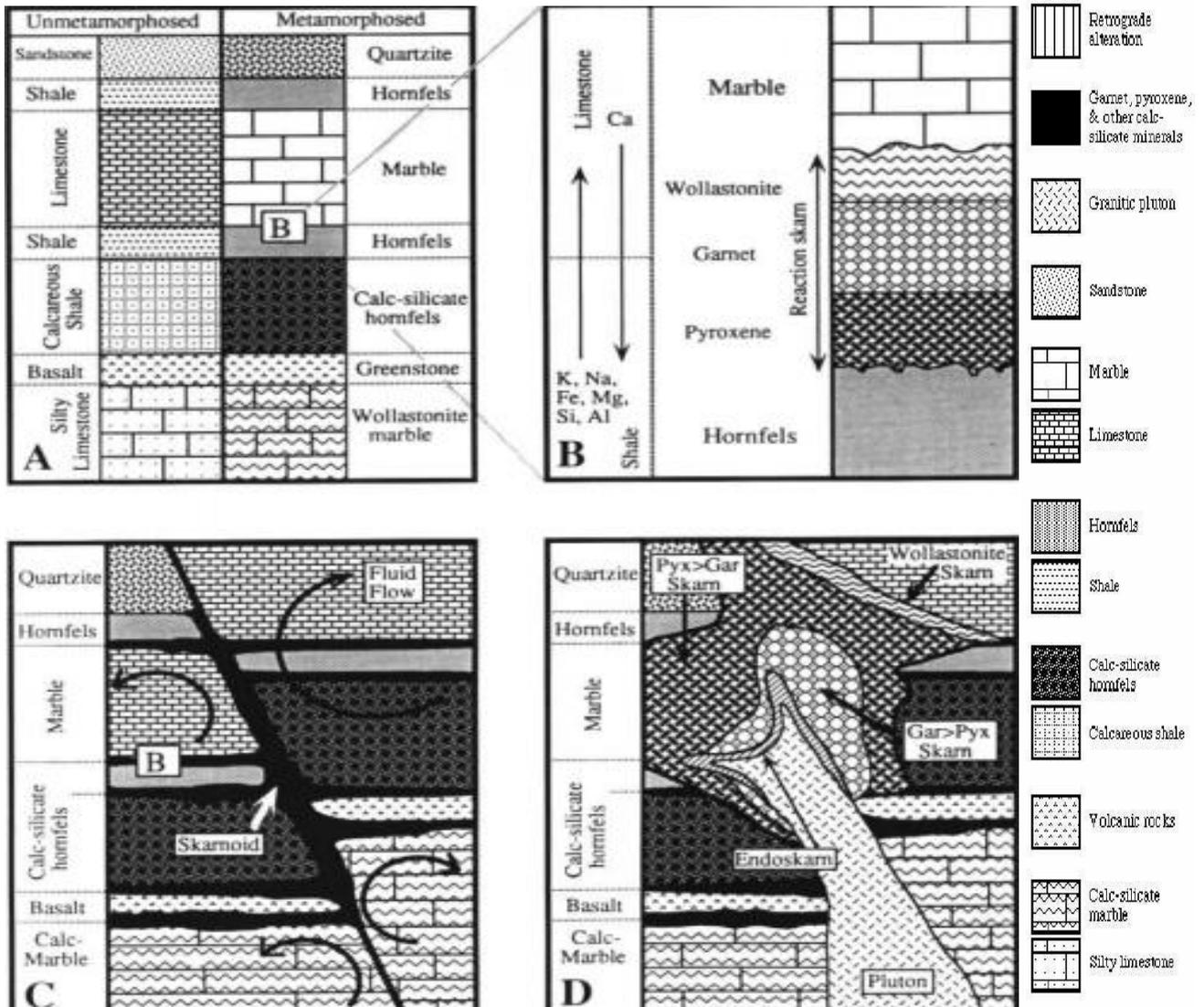


Figure I.3 : les différentes formations des skarns (Meinret 2005). (A) Métamorphisme isochimique : recristallisations et changements des stabilités des minéraux, sans transfert de masse significatif ; (B) Skarn de réaction : métamorphisme de lithologies alternées avec transfert de masse à petite échelle entre les couches ; (C) Skarnoïde : métamorphisme de lithologies impures avec léger transfert de masse par de petites circulations fluides ; (D) Skarn : contrôlé par des circulations fluides plus importantes, la composition chimique et la texture sont modifiées.

a) Les réactions métasomatiques

1. Percolation d'une roche carbonatée (Calcaire ou dolomie)

Lors d'une percolation d'un protolithe carbonaté par un fluide siliceux en équilibre avec le granite, les réactions ci-dessous prennent place en formant de l'exoskarn, calcaire ou magnésien. Notons que chaque séquence minérale tend à remplacer la précédente.

1	$\text{CaCO}_3 + (\text{H}_4\text{SiO}_4)_{\text{fluide}} = \text{CaSiO}_3 + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_{\text{fluide}}$ Calcaire + (fluide) = Wollastonite + $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_{\text{fluide}}$
2	$\text{CaSiO}_3 + (\text{Fe} + \text{O}_2)_{\text{fluide}} = \text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3 + (\text{CaO})_{\text{fluide}}$ Wollastonite + $(\text{Fe} + \text{O}_2)_{\text{fluide}} = \text{Andradite} + (\text{CaO})_{\text{fluide}}$
3	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + (\text{H}_4\text{SiO}_4)_{\text{fluide}} = \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_{\text{fluide}}$ Dolomie + (fluide) = Forstérite + calcite + $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_{\text{fluide}}$
4	$\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{CaCO}_3 + (\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{FeCl}_2)_f = \text{Ca}(\text{Fe,Mg})\text{Si}_2\text{O}_6 + (\text{CaO,MgO,HCO}_3)_{\text{fluide}}$ Forstérite + calcite + $(\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{FeCl}_2)_{\text{fluide}} = \text{clinopyroxène} + (\text{Ca,Mg,HCO}_3)_{\text{fluide}}$
5	$\text{Ca}(\text{Fe,Mg})\text{Si}_2\text{O}_6 + (\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{O}_2 + \text{Fe})_{\text{fluide}} = \text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3 + (\text{Ca,Mg})_{\text{fluide}}$ Clinopyroxène + $(\text{SiO}_4 + \text{Fe} + \text{O}_2)_{\text{fluide}} = \text{Andradite} + (\text{Ca,Mg})_{\text{fluide}}$

2. Percolation d'une roche silico-alumineuse (schiste et/ou granite)

1	$\text{SiO}_2 + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_{\text{fluide}} = \text{CaSiO}_3 + (\text{H}_4\text{SiO}_4)_{\text{fluide}}$ Quartz + $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_{\text{fluide}} = \text{Wollastonite} + (\text{H}_4\text{SiO}_4)_{\text{fluide}}$
2	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{CaHCO}_3)_{2\text{fluide}} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + (\text{SiO}_2 + (\text{Na}_2\text{O})_{\text{fluide}})$ Albite Anorthite
3	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{CaHCO}_3)_{2\text{fluide}} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + (\text{SiO}_2 + (\text{K}_2\text{O})_{\text{fluide}})$ K-Feldspath + $(\text{CaHCO}_3)_{2\text{fluide}} = \text{Anorthite} + (\text{SiO}_2 + (\text{K}_2\text{O})_{\text{fluide}})$
4	$\text{K}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + (\text{CaHCO}_3)_{\text{fluide}} = \text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} + \text{OH})_f$ Biotite + $(\text{CaHCO}_3)_{\text{fluide}} = \text{Clinopyroxène} + \text{K-Feldspath} + (\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O})_{\text{fluide}}$
5	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{K}_2\text{O})_{\text{fluide}} = \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{SiO}_2 + (\text{Na}_2\text{O})_{\text{fluide}})$ Albite K-Feldspath + $(\text{SiO}_2 + (\text{Na}_2\text{O})_{\text{fluide}})$

I.6 Morphologies général de skarn

Les skarns peuvent être soit massifs discordants, soit stratiformes concordants (par rapport à l'encaissant). Parfois, les zones de contact avec l'encaissant sont des endroits propices à la formation de skarns. Bien qu'il n'existe pas une morphologie identique de

tous les corps de skarns, un schéma général a été proposé par (Jebrack et Marcoux, 2008) en illustrant le processus de skarnification.

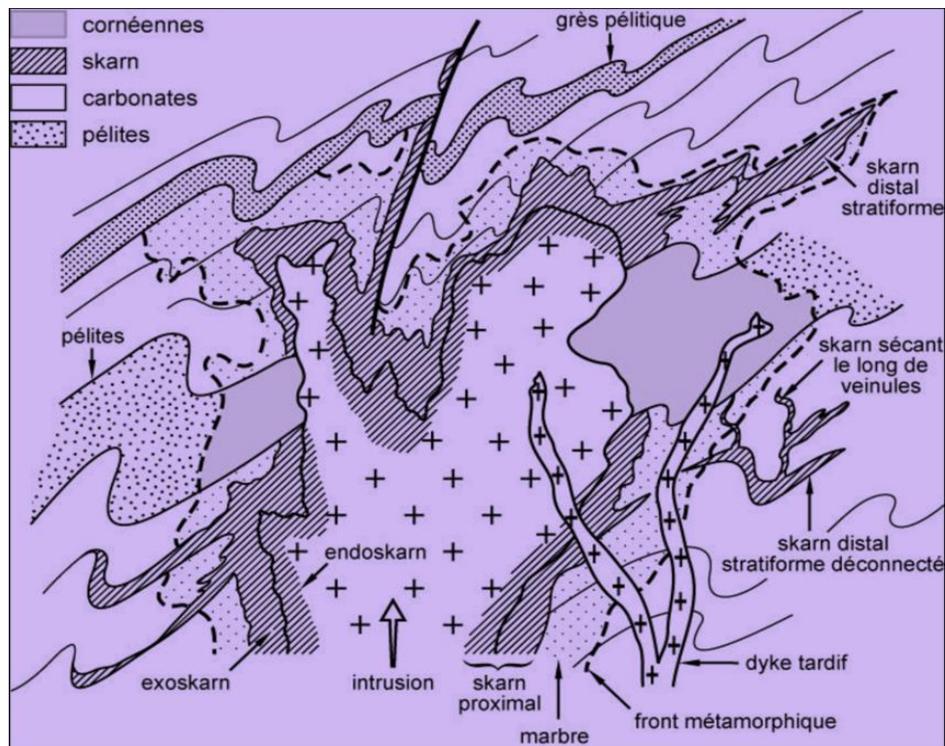


Figure I.4 : Morphologie idéale du gisement de type skarn (Jebrak & Marcoux, 2008).

I.7 Métallogénie des skarns

Les skarns peuvent renfermer un groupe vaste de minéraux économiques, on y distingue 07 classes :

I.7.1 Skarn Ferrifère (Fe)

Les plus grands des gisements de skarn ferrifères sont exploités pour leur teneur en magnétite (≥ 500 Mt avec ≥ 300 Mt de fer bien que des quantités mineures de Cu, Co, Ni, Au peuvent coexister). La plupart de ces gisements sont superficiels. Cette classe de skarn se trouve associée aux zones d'arcs insulaires océaniques (skarns calciques à Fe-Cu) et marges continentales surtout, et dans d'autres contextes variés (skarns

magnésiens). Dans certains gisements, le volume de l'endoskarns souvent plus important que celui de l'exoskarn ; les minéraux du skarn sont principalement le grenat et le pyroxène avec des épidotes $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, de l'ilvaïte $\text{CaFe}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ et de l'actinolite $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; tous sont riches en fer (Purtov et coll., 1989). Exemple de gisement de ce skarn sont Musan (Corée du Nord), Kachar, Sokolovsk (Russie).

En revanche, les skarns magnésiens ferrifères sont associés à divers plutons dans divers contextes tectoniques et se forment tous à partir de roches dolomitiques. Dans les skarns magnésiens, les principaux minéraux du skarn, tels que la forstérite, le diopside, la périclase, le talc et la serpentine, ne contiennent pas beaucoup de fer ; ainsi, le fer disponible en solution a tendance à former de la magnétite plutôt que de l'andradite ou de l'hédenbergite (Hall et al., 1989).

I.7.2 Skarn Aurifère (Au)

Historiquement, l'exploitation de l'or associé aux gisements skarniens revint aux années 1800, cependant, rares sont les documents publiés en ce propos. Les skarns aurifères (e.g : McCoy, Nevada, Brooks et al., 1991) sont plus oxydés, ils ont des teneurs en or comprise entre 1-5 g / t. D'autres types de skarn, en particulier les skarn à Cuivre, contiennent suffisamment d'or (0,01 à 1 g / t Au) pour qu'il soit un co-produit bonifiant. La plupart des skarns réduits sont enrichis en or et sont associés à des plutons de diorite et de granodiorite (contenant de l'ilménite, $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2} < 0,75$) et à des complexes de dyke / sill. Ces skarns sont dominés par du pyroxène riche en fer (généralement $> \text{Hd}50$); les zones proximales peuvent contenir un grenat type grandite. Certains skarns aurifères montrent une altération rétrograde inhabituelle en développement de la préhnite tardive ou de la wollastonite (Ettlinger, 1990). L'arsénopyrite et la pyrrotite sont les minéraux

sulfurés les plus dominants. La plupart de l'or est présent sous forme d'électrum et est fortement associé à divers minéraux de bismuth et de tellure, notamment le bismuth natif, l'hedleyite (Bi_7Te_3), la wittichénite et la maldonite.

I.7.3 Skarn Cuprifère (Cu)

Le skarn cuprifère représente la classe métallogénique de skarn la plus répandue au monde. Les corps de ces skarns sont particulièrement fréquents dans les zones orogéniques liés à la subduction, tant en milieu océanique que continental. La majorité des gisements de cuivre se forment à proximité des contacts et montre une minéralogie relativement oxydée dominée par le grenat andraditique ; d'autres phases comprennent le pyroxène diopsidique, l'idocrase, la wollastonite, l'actinolite et l'épidote. Les sulfures, dans les skarns à cuivre, sont représentés par de la pyrite et de la chalcopyrite, ils sont concentrés près du pluton avec une augmentation de la chalcopyrite et enfin de la bornite dans les zones de wollastonite près du contact avec le marbre.

Il faut signaler que les skarns à cuivre les plus importants dans le monde sont associés à des plutons à porphyres de cuivre, il en résulte, en conséquence, d'énormes réserves dépassant 1 milliard de tonnes de minerai combiné de porphyre et de skarn avec plus de 5 millions de tonnes de cuivre récupérables à partir de skarn.

I.7.4 Skarn molybdénifère (Mo)

La grande majorité des gisements de skarns à molybdène sont de haute qualité bien qu'ils soient petits (faible tonnage). Ils se trouvent associés à des granites leucocrates (granites blancs) (Permingeat, 1957 ; Little Boulder Creek, Idaho, Cavanaugh, 1978), par ailleurs, de nombreuses petites occurrences de skarns à molybdène se trouvent également dans les cratons stables précambriens associés à la pegmatite, à l'aplite et à

d'autres roches leucocrates (Vokes, 1963) et contiennent une variété de métaux, y compris W, Cu, Zn, Pb, Bi, Sn et U. L'association Mo-W-Cu est la plus courante où certains skarns à tungstène et skarns à cuivre contiennent des zones de molybdène récupérable.

L'encaissant des skarns à molybdène est généralement représenté par des roches calcaires avec exceptionnellement des dolomies. L'assemblage minéralogique indique un environnement plus réducteur avec des apports du fluor très significatifs, il s'agit entre autres de l'hédenbergite, grandite, wollastonite, amphibole et de la fluorine.

I.7.5 Skarn zincifère (Zn)

D'après Einaudi et al. (1981) and Megaw et al. (1988), les skarns zincifères sont exploités, en plus le minerai de zinc, le plomb et l'argent et sont également de haute qualité (10-20% Zn + Pb, 30-300 g / t Ag). Les roches ignées associées couvrent une large gamme de compositions allant de la diorite au granite les plus évolués. Les occurrences de zinc dans les skarns, dans une particularité très commune, se rattachent aux zones plus ou moins distantes de l'intrusion.

En plus de leur teneur en Zn-Pb-Ag, les skarns zincifère se distinguent des autres types de skarn par leur minéralogie distinctive enrichie en manganèse et en fer, par leur occurrence le long de contacts structuraux et lithologiques, et par l'absence d'auréoles métamorphiques significatives centrées sur le skarn. Minéralogiquement, ces gisements peuvent comprendre le grenat, le pyroxène, l'olivine, l'ilvaïte, le pyroxénoïde, l'amphibole, la chlorite et la serpentine. Sur le plan géotectonique, la plupart des skarns zincifères prennent place dans des milieux continentaux associés à la subduction ou au rifting.

I.7.6 Skarn à métaux rares (Sn)

Les skarns à l'étain sont quasi-exclusivement associés à des granites à haute teneur en silice formé par fusion partielle de la croûte continentale [Einaudi et al. \(1981\)](#) et [Kwak \(1987\)](#). Ces types de gisements de skarn à l'étain montrent enrichissement caractéristique en oligo-éléments (Sn, F, B, Be, Li, W, Mo et Rb) dans le minerai et dans les roches ignées associées, en conséquence, de nombreux gisements de skarn à étain développent un stade d'altération 'greisen' qui se superpose à l'intrusion, au skarn précoce et au carbonate non altéré. Cette greisenisation, d'ailleurs uniquement pour ce type de skarn, est traduite par l'occurrence des minéraux tels que la fluorine, topaze, tourmaline, muscovite, grunerite, ilmenite, et quartz. L'étain se trouve incorporé des certains minéraux silicatés (sphène, grenat, idocrase ...etc. ex le grenat contient jusqu'à 6% de Sn 'skarn à Lost River, en Alaska' [Dobson, \(1982\)](#)). La greisenisation peut libérer cet étain et le faire précipiter dans du minerai d'oxyde ou de sulfure. Ainsi, les étapes d'altération destructrices du skarn sont particulièrement importantes dans les dépôts de skarn d'étain.

I.7.7 Skarn à tungstène (Sw)

Les principaux articles sur les skarns à tungstène comprennent [Newberry et Einaudi \(1981\)](#), [Newberry et Swanson \(1986\)](#) et [Kwak \(1987\)](#). En tant que groupe, les skarns de tungstène sont associés à des batholithes à gros grains (avec des dykes de pegmatite et d'aplite) entourés de grandes auréoles métamorphiques de haute température avec d'abondants des cornéennes, des skarns de réaction et des skarnoïdes formés à partir de séquences mixtes carbonatée pélitique.

Dans les skarns à tungstène réduits, les premiers assemblages sont dominés par l'hédenbergite et le grenat (type grandite) associés à une scheelite disséminée à grains

fins et riche en molybdène (powellite). Les assemblages tardifs, en notre partie, sont représentés par des grenats subcalciques (Newberry, 1983) avec des quantités significatives (jusqu'à 80 moles%) de spessartine et d'almandine.

Dans les skarns à tungstène oxydés, le grenat andraditique est plus abondant que le pyroxène, la scheelite est pauvre en molybdène et les phases de fer ferriques sont plus courantes que les phases ferreuses (ex : gisement de Springer au Nevada), le grenat andraditique est abondant, le pyroxène est diopsidique (Hd0-40), l'épidote est le minéral hydraté dominant, la pyrite est plus commune que la pyrrhotite et le grenat subcalcique est rare à absent (Johnson et Keith, 1991). En général, les skarns de tungstène oxydé ont tendance à être plus petits que les skarns de tungstène réduit, bien que les teneurs les plus élevées des deux systèmes soient généralement associées à des minéraux hydratés et à une altération rétrograde.

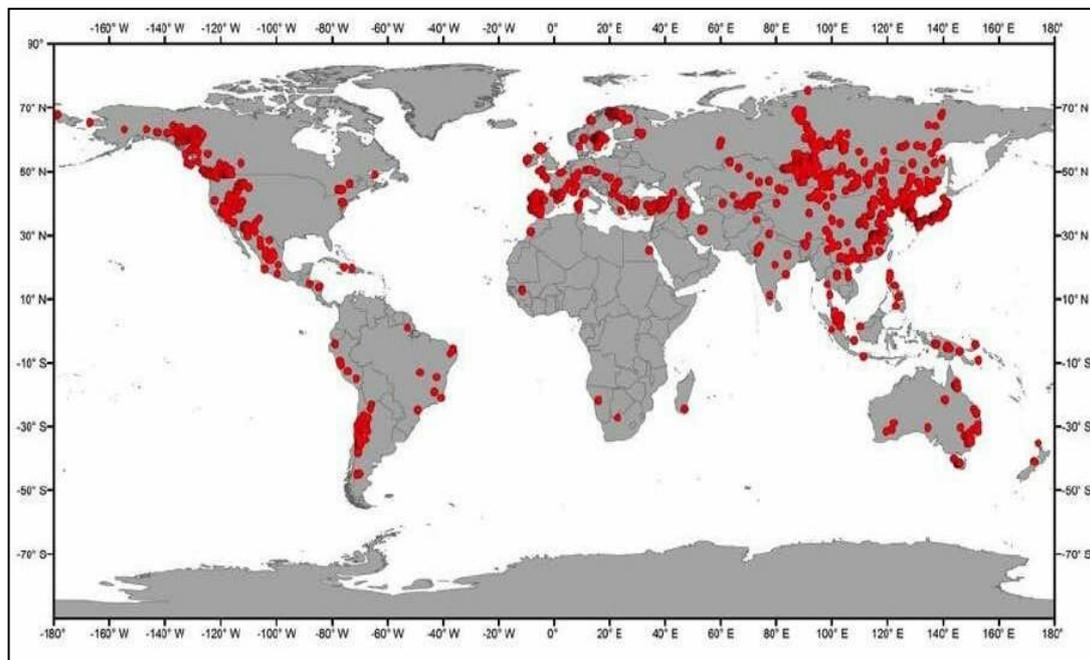


Figure I.5 : Répartition des gisements de skarn dans le monde (Meinert 2019)

I.8 Domaine géotectonique des gisements associés aux skarns

Les skarns peuvent être formés dans de multiples contextes tectoniques. Le contexte géotectonique de subduction sous une croûte continentale demeure le plus favorable. Lors de la subduction les roches hydratées se déshydratent par métamorphisme libérant ainsi des fluides métasomatiques issus des granites, diorites et autres plutons riches en minéraux hydratés (Meinert et al. 2005).

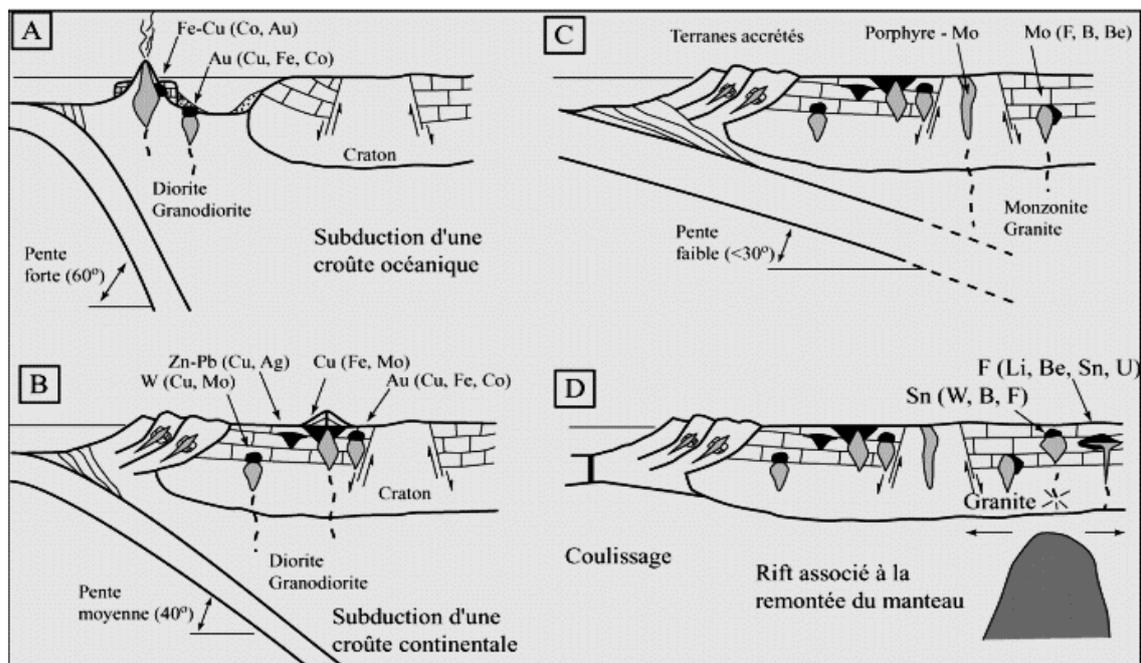


Figure I.6 : contexte géotectonique général de la formation de skarn : **A)** subduction de croûte océanique et bassin arrière –arc, **B)** subduction de croûte continentale avec accretion de terrain océanique, **C)** subduction avec faible angle de la croûte subductée, **D)** rift continental (modifié de Meinert et al 2005)

CHAPITRE II. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

II.1 Introduction

Le Nord de l'Afrique, y compris le littoral algérien, a depuis l'âge miocène, connu une activité magmatique remarquable, dont le début est signalé dans la Petite Kabylie de Collo à environ 17 Ma (d'après [Abbassene et al, 2016](#) ; [Chazot et al, 2017](#)). Par la suite cette activité magmatique s'est déplacée vers l'Est (Filfila, Chétaibi ,Edough, et Nefzaen Tunisie) puis revient vers l'Ouest (Oran, Beni Saf...etc) en passant par les régions du centre d'Algérie (Alger, Cherchell...etc).

Au Nord-Est algérien, le contact de magmatisme miocène avec les terrains du socle et de la couverture sédimentaire a provoqué la formation des skarns ainsi que la mise en place d'une minéralisation diverse (Fe, Sn, W, Bi, Au, ...etc) ([Aissa, 1985](#)) dont les plus importantes ont été exploitées durant l'époque coloniale.

Ce chapitre est dédié à la présentation du cadre géologique régional de la région étudiée, dénommée la Petite Kabylie, ce dernier représente une partie intégrale des chaînes des Maghébides.

II.2 Les grands ensembles géologiques de la petite Kabylie

La petite Kabylie fait partie de la chaîne alpine des Maghrébides, elle s'étend le long du littoral méditerranéen sur plus de 300 kilomètres (Fig. II.1), depuis le massif des Babors à l'Ouest de la wilaya de Jijel au massif de l'Edough à l'Est (wilaya d'Annaba). La Petite Kabylie s'étend sur 50 km vers le Sud. Les plus importants affleurements des terrains cristallophylliens du socle kabyle et celles magmatiques se trouvent dans cette région du Nord – Est algérien.

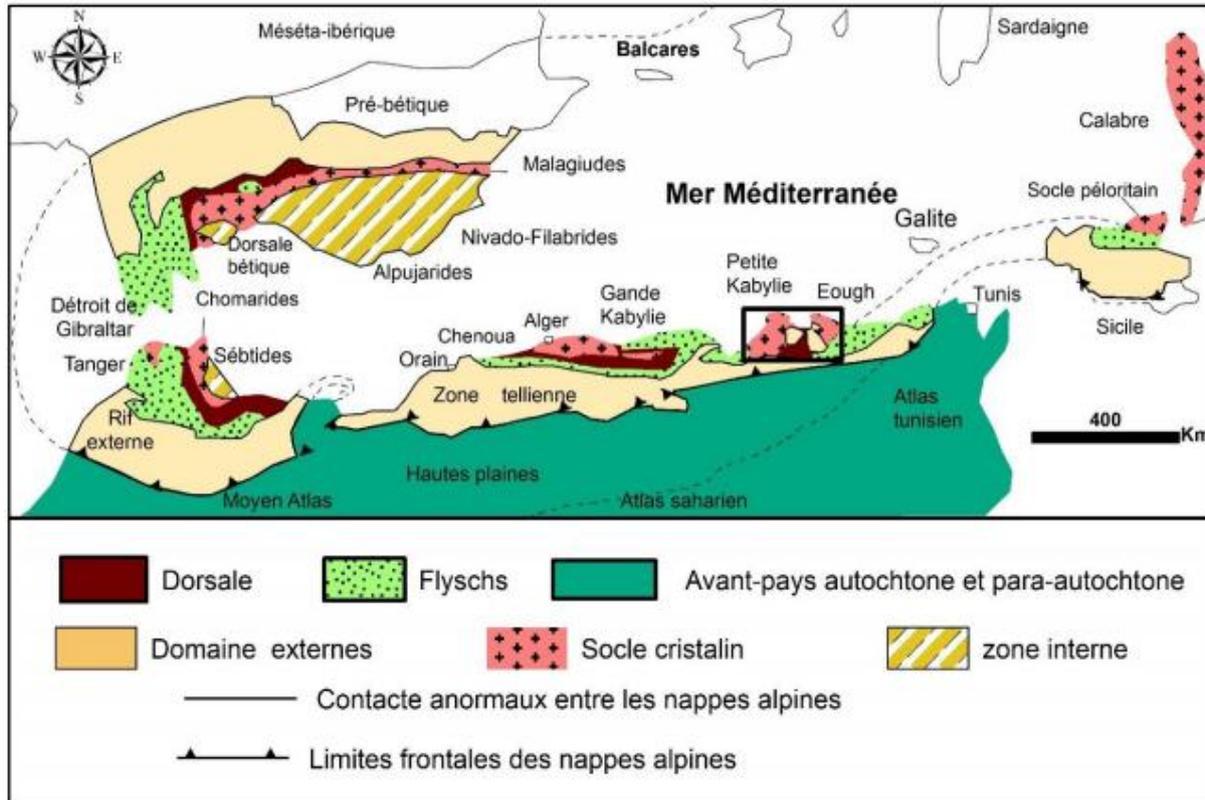


Figure II.1 : Esquisse géologique montrant le domaine de la Petite Kabylie dans la chaîne des Maghrébides (Durand -Delga, 1969).

La Petite Kabylie, avec sa largeur d'environ 50 km vers le Sud, couvre le segment des trois domaines interne (zones internes), médian (domaine des flyshes) et externe. Elle est formée, entre autres par la superposition de plusieurs ensembles géologiques séparés par des contacts anormaux.

II.2.1 Le domaine interne

Ces domaines sont caractérisés par la présence d'un certain nombre de noyaux métamorphiques anciens d'âge précambrien à carbonifère, recouverts par des terrains paléozoïque (Bouillin, 1986). Les plus importants massifs de la Petite Kabylie sont : le massif de l'Edough, Filfila, Cap Bougaroun. La couverture méso-cénozoïque écaillée est représentée par la Chaîne calcaire ou la Dorsale calcaire.

II.2.1.1 Le socle kabyle

D'après [Delga\(1969\)](#), [Raoult \(1974\)](#) et [Bouillin\(1977\)](#), le socle Kabyle est représenté par un ensemble de formations métamorphiques (cristallophylliennes) d'âge Paléozoïque

Il comporte deux grands ensembles :

- ☒ Unité inférieure : composée de gneiss et de schistes.
- ☒ Unité supérieure : composée de phyllades recouverts dans certains endroits par des sédiments du Mésozoïque.

II.2.1.2 Dorsale kabyle (ou chaîne calcaire)

La dorsale calcaire ou aussi la chaîne Liassique se compose, pour l'essentiel, par des formations carbonatées d'âge Mésozoïque et Tertiaire, elle s'étend sur près de 90 km et affleure de façon continue depuis le Djebel Abiod au Sud d'Annaba jusqu'au Djebel Sidi Driss au Nord de Constantine. [J-M Vila \(1980\)](#) y distingue plusieurs séries réparties dans trois (03) zones : dorsale interne ; dorsale médiane et dorsale externe.

II.2.2 Le domaine des flyschs

Le domaine des flyschs est composé d'une sédimentation épaisse déposée entre le domaine interne et la marge tellienne ([Bouillin et al, 1971](#)).

Les séries de type flysch sont d'âge Crétacé – Paléogène et sont subdivisées en deux ([Bouillin et al, 1971](#)).

- (1) Flysche Maurétanien proximal et sa couverture Grésomiacé.
- (2) Flysche Massylien distal.

II.2.3 La nappe Numidienne

Ce sont des flyschs oligo-miocènes gréseux pélitiques d'âge qui va de l'Oligocène supérieur au Burdigalien inférieur (Lahondère *et al.*, 1979). Avant la fin du Burdigalien, ces derniers ont subi un décollement et charriage à vergence nord (Bouillin, 1977; Vila, 1980).

II.2.4 Le domaine externe ou zones telliennes

D'après Bouillin *et al.*, (1971) le domaine des zones externes regroupe les formations telliennes. Il est situé sur la paléo-marge africaine. Ce sont des séries épaisses à faciès marno-calcaire d'âge Trias à Éocène. Le domaine tellien est subdivisé en trois grandes unités :

(1) **Les nappes Ultra-telliennes** : sont largement développées dans le Constantinois et formées par des faciès carbonatés clairs d'âge Crétacé à Éocène (Delga, 1969).

(2) **Les nappes Epi-tellienne** : (sensu-stricto) localisé dans l'axe Chalhoume El-Aid, Constantine, composées d'une séquence carbonatée détritique allant du Crétacé à l'Éocène (Kieken, 1962).

(3) **Les nappes Péni-telliennes** sont représentées au Nord et à l'Ouest de Constantine (Djebel Chettaba, Djebel Akhal, Djebel Grouz et Djebel Kheneg) constituées d'une séquence carbonatée d'âge Jurassique à Crétacé supérieur (Vila, 1980).

II.2.5 L'Oligo-Miocène kabyle (OMK)

L'Oligo-Miocène Kabyle constitue la couverture transgressive et discordante du socle kabyle, il comporte des grès micacés, admettant des conglomérats à leur base et des silexites à leur sommet. Il débute à l'Oligocène supérieur et est surmonté par des olistostromes à débris de flysch d'âge Aquitanien et Burdigalien inférieur (Bouillin, 1977).

II.2.6 Les Olistostromes

Il est désigné par olistostrome une formation constituée d'une matrice tendre (argileuse, marneuse ou pélitique) litée ou chaotique, dans laquelle sont dispersés de menus débris qu'accompagnent des blocs ou panneaux (olistolites) de taille variable (Bouillin et al, 1971).

II.2.7 Les formations post nappes

Les formations post nappes sont d'âge Miocène, Pliocène et Quaternaire (Le Mio-Plio-Quaternaire). Elles sont développées sur tout le domaine du socle kabyle. Elles comportent deux cycles sédimentaires, l'un marneux (à la base), l'autre gréseux au sommet. Bouillin (1977)

Il existe une relation très étroite entre le magmatisme Néogène et la période « postorogénique » où des roches ignées se sont mises en place dans les bassins d'effondrements post-nappes. Les roches magmatiques sont associées plus spécialement à des formations sédimentaires transgressives du miocène marin (Burdigalien-Langhien) avec lesquels elles forment des complexes volcano-sédimentaires. Ces complexes affleurent dans des bassins côtiers dans les Babors en Petite Kabylie, à Collo et entre le Cap de Fer et l'Edough.

II.3 Le magmatisme de la petite Kabylie

Le littoral algérien a connu une intense activité magmatique durant le Miocène. Cette activité s'est traduite par la mise en place de granitoïdes, intimement liés à un volcanisme essentiellement andésitique (Semroud, 1992).

Les granitoïdes sont représentés par une série de roches allant des diorites aux granites en passant par les quartzo-monzonites, diorites quartziques, granodiorite, microgranites (Semroud, 1992).

Ces roches sont localisées dans les régions de l'Edough, Cap de fer, Fifila, Kabylie de Collo et d'El Milia, El Aouana, Bejaia- Amizour, Thenia et Cherchell.

Le massif de la petite Kabylie est caractérisé par la présence d'un magmatisme calco-alkalin d'âge Miocène qui perce le socle et sa couverture en plusieurs endroits. Il s'agit principalement des granites de Beni Touffout, de Bougaroun, d'El-Milia, de Filfilaet du massif de l'Edough.

II.3.1 Le granite de Beni Touffout

Il est représenté par un massif de forme grossièrement quadrangulaire et d'une superficie de 60 km² environ. Ce corps intrusif recoupe les terrains Mésozoïques sur lesquels le socle est charrié. D'après les travaux d'Ouabadi (1994), il s'agit essentiellement de granitoïde et de monzogranites intrusifs à biotite+ cordiérite. Le métamorphisme de contact engendré dans les terrains sédimentaires Mésozoïques se traduit par l'apparition de minéraux tels que l'andalousite et la cordiérite (Bouillin, 1977).

L'âge de mise en place de ce granite n'est pas bien défini. Une datation par la méthode K/Ar a donné un âge de 22 Ma (Bellon, 1976).

II.3.2 Le granite de Cap Bougaroun

C'est un massif granitique de forme grossièrement ovoïde et d'une superficie de 200 km² environ. Il est allongé suivant un axe orienté NE-SW, parallèlement aux structures régionales. Cette intrusion avec son contexte géologique et pétrologique a été étudié principalement par Roubault (1934), Ouabadi (1987, 1994) et Fougnot (1990). A sa bordure, il provoque dans son encaissant des déformations (schistosités, plis, linéations) et un métamorphisme de contact atteignant le faciès de cornéennes à hornblende (Ouabadi, 1987 ; Fougnot, 1990).

II.3.3 La microgranodiorite d'El-Milia

Elle affleure sous forme de plusieurs pointements de 1 km de diamètre, s'étend du SudOuest de la masse principale de Beni Touffouf jusqu'à la ville d'El-Milia et occupe une superficie d'environ 50 km². Ces formations recourent et métamorphisent très légèrement leur couverture sédimentaire (Ouabadi, 1994). Les datations radiométriques ont donné un âge de 16 Ma (Bellon, 1976). Ces microgranodiorites sont actuellement l'objet de plusieurs exploitations d'agrégats, sous forme de carrières à ciel ouverts.

II.3.4 Les petites intrusions granitiques de Filfila.

Le granite de Filfila (Bouabsa, 2010) est constitué de deux petits massifs étendus dans la direction WNW - ESE qui suivent l'orientation générale des structures de la région. En plus, on trouve des corps de granodiorites, des dykes de granites porphyriques et des filons pegmatitiques et aplitiques ainsi que des stocksheiders. Les essais de datation ont montré qu'il est d'âge Miocène.

II.3.5 Le complexe de Cap de Fer et de l'Edough

Le massif de l'Edough (Annaba NE Algérie) est un socle métamorphique polycyclique recouvert par une couverture tectonique méso-cénozoïque, il est recoupé par des roches magmatiques diverses (Marignac et Zimmerman, 1983 ; Caby et Hammor 1992 ; Aissa, 1996).

Selon Aissa 1996 ; Le massif de l'Edough est constitué essentiellement par quatre groupes de roche :

- Le groupe de Séraïdi (série de gneiss) : d'âge probablement protérozoïque à cambrien. Il forme le noyau du massif. Cette formation a été plusieurs fois métamorphosée et appartient au groupe polymétamorphique.
- Le groupe de Bélélieta (série des micaschistes ou des alternances) : cette série d'âge paléozoïque, est d'origine sédimentaire et volcanogène.

- Le groupe de Berrahal (série des schistes satinés) : développé dans la partie ouest de l'Edough, il est constitué par une série volcano-sédimentaire comparable à la précédente mais soumise à un métamorphisme varisque plus faible avec un épisode épizonal alpin.
- Le groupe de Voile noire (série amphibolitique) : localisé sur le flanc nord d'Edough, en bordure de la mer, il est en contact direct avec le groupe de Bélélieta. Ces roches correspondaient à des épanchements, sous-marins (dévonien- carbonifère) soumise à un métamorphisme mésozonal varisque, avec une empreinte épizonal alpin.

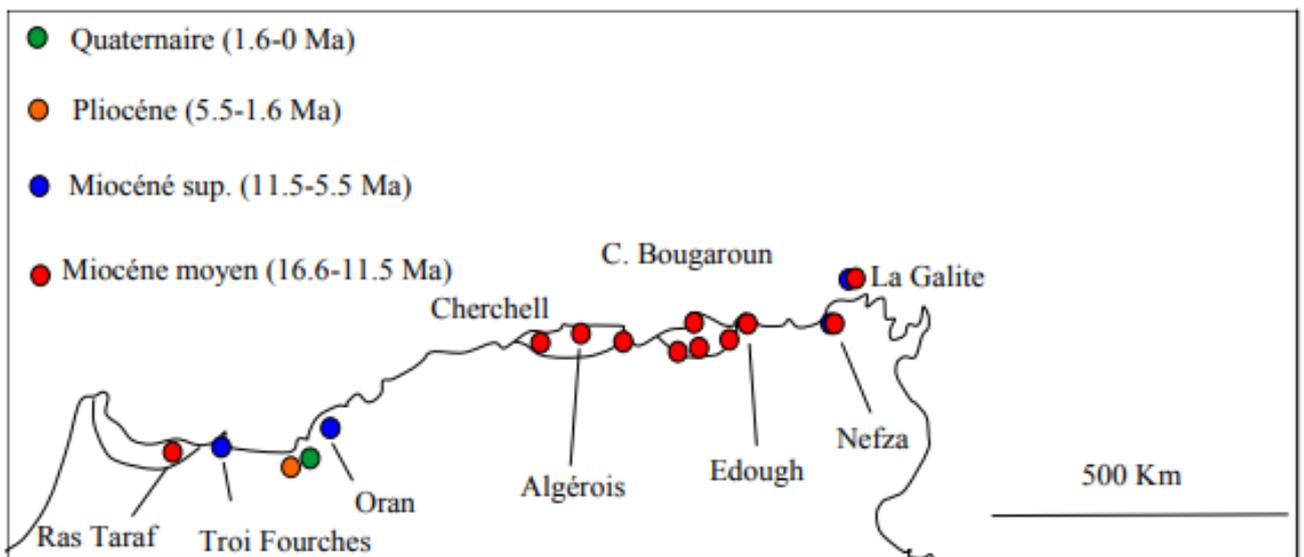


Figure II.2 : Répartition et âge du volcanisme récent en Afrique du Nord(modifiée d'après Rosenbaum et al., 2002).

Tableau II-1 : Localisation, nature et âge du magmatisme miocène de la marge algérienne (belanteur.2001).

Localisation		Région	Faciès	Age(Ma)
Est Algérien	Nord Constantinois	<i>Edough</i>	Granites-Microgranites	15
		<i>Cap De Fer</i>	Rhyolites	15
		<i>Filfila</i>	Granites	15-22
		<i>Collo</i>	Microgranites	16-22
		<i>Cap Bougaroun</i>	Granites	16-22
		<i>El Aouana</i>	Diorites	14-15
		<i>Amizour</i>	Diorites Monzogranites Andésite Rhyolite	22 15-16 18 12
Centre Algérien	Algérois	<i>Dellys</i>	Basalte	19-16
		<i>Cap Djunet</i>	Basalte	12-13
		<i>Thenia</i>	Granitoïdes	13-16
		<i>Zemmouri-El Kerma</i>	Granitoïdes	16
		<i>Cherchell</i>	Monzogranites Microgranites Syénite Andésite	12-13 12-13 13
		<i>Miliana</i>	Microgranites	15-16
		Ouest Algérien	Oranie	<i>Tiffaraouine</i>
<i>Djebel Touila</i>	Andésite			10-11
<i>Ham Bou Ghrara</i>	Rhyolites			15
<i>Filaoussene</i>	Basalte			8.7
<i>M'sirda</i>	Andésite			7

II.4 Tectonique de la Petite Kabylie

Le Nord Est de la Petite Kabylie est caractérisé, par des structures complexes engendrées par des raccourcissements dus aux effets cumulés de nombreuses phases tectoniques. Les flyschs du Crétacé inférieur au Lutétien occupent une position externe par rapport à la dorsale Kabyle. Au Nord de cette dernière, le socle Kabyle plus interne est resté immergé, durant le Mésozoïque et le Paléogène. Les molasses et les flyschgrésos-micacés du Nummulitique (Lutétien terminal à Oligocène supérieur) se déposent sur les unités de la dorsale et du flysch maurétanien après la phase « fini-lutétienne ».

Le Socle Kabyle se recouvre en partie par des molasses définissant l'Oligo-Miocène Kabyle. Les charriages vers le Sud reprennent au cours de la phase « fini-Oligocène ». Par ailleurs les nappes de flyschs glissent vers le Nord en formant un olistostrome au toit de l'oligo-miocène Kabyle. C'est sur ces unités que la série numidienne s'est déposée. Après la tectonique burdigalienne, la région fût caractérisée par des dépôts Néogènes discordants, marins au Nord et continentaux au Sud.

La plupart des failles et des chevauchements cartographiés sont d'âge Albien, mais certaines fractures sont anté-alpines réactivées à l'époque alpine (Romanko., 1991).

L'examen du réseau d'accidents cassants établi à l'issue de l'interprétation des données géophysiques à caractère régional d'une part et l'interprétation des photos-satellites d'autre part révèlent l'existence de trois types d'accidents (Raoult, 1974) :

- Failles d'orientation E-W : On distingue la faille d'El Kantour qui paraît avoir joué dès la phase fini-lutétienne (Raoult, 1974) et la faille de Hammam Debagh qui est considérée comme une limite entre la zone des flyschs et le bord de la dorsale Kabyle.
- Failles d'orientation NW-SE : parmi elles, on distingue la faille de Zitomba et l'accident vertical (Faille décrochante senestre au Nord de Azzaba).

➤ Faille d'orientation NE-SW : D'après Romanko (1991) elles sont d'âge hercynien dans la partie orientale de la petite Kabylie, car c'est elles précisément qui contrôlent les intrusions des granitoïdes hercyniens.

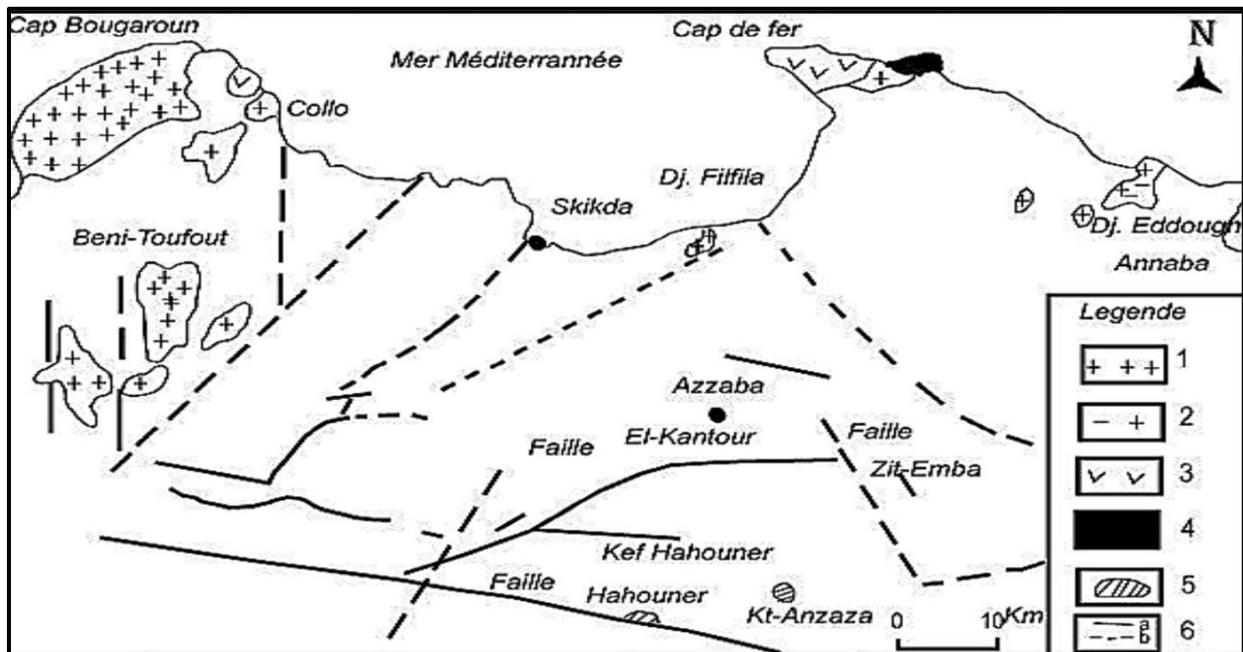


Figure II.3 :Position de quelques failles majeures, d'après Raoult (1974) ; Vila(1974);Durand Delga(1978) ; Bouaroudj(1986).

Légende de la carte :

1-Granites du Cap Bougaroun, du Beni Touffout et de Filfila ; 2- Microgranites ; 3- Andésitesdu Cap deFer ; 4- Basaltes et Gabbro ; 5- Trachytes du Kef - Hahouner et trachytes potassiques à olivine de Azzaba ; 6- Failles Majeures : a- Déterminées, b- Supposées

III. CHAPITRE III. LES SKARNS DU NORD-EST ALGERIEN

III.1 Introduction

Au Nord - Est Algérien, de nombreux skarns affleurent en association intime avec les formations du socle métamorphique et les roches ignées d'âge tertiaire qui lui sont intrudées, l'exemple regroupe : les skarns de Beni Toufout, les skarns d'Ain Sedma, les skarns de Filfila et les skarns de l'Edough (Karézas, Bouzizi et Cap de garde). Parmi les exemples suscités, seul le skarn de Karezas (Edough) présentait une importance économique. Les skarns du Nord-Est algérien peuvent être classés en trois types :

- Les skarns pratiquement stériles ou à très pauvre dissémination de minéraux métallifères. Qu'ils soient de diffusion ou de réaction, ils constituent la majorité des skarns affleurant dans les massifs cristallins nord algériens (Aissa et al., 1995).
- Les skarns à W-Sn sont principalement liés au magmatisme miocène. Les skarns de Bouzizi situés dans la partie centrale du massif de l'Edough (EREM, 1969 ; Aissa, 1985 et 1996 ; Aissa et al., (1999) et Bouguerra, 1991). Les skarns également à métaux rares particulièrement Sn,W de la région de Collo et Filfila qui ne montrent que quelques rares disséminations de scheelite ou minéraux stannifères avec un potentiel plus important dans les skarns de Filfila (Bouftouha et Bourfis, 2009). Dans ce troisième type, seuls les skarns de Karézas présentent un intérêt économique ; Karézas constitue en effet le premier et unique gisement skarnien à W (As, Bi ± Au) du nord de l'Algérie. Ce gisement montre quelques particularités par rapport aux principaux gisements de skarns connus à travers le monde.
- Les skarns ferrifères partiellement écrémés n'ont pas d'importance économique à moins d'y découvrir de l'or qui est souvent associé à certains types de ces skarns, l'exemple type

est le gisement de fer skarnien d'Ain Sedma (massif de Collo) (EREM (1969) ; Aissa, (1985) ; Bouftouha, (2000)).

Les skarns du Nord-Est de l'Algérie ont fait l'objet d'étude de plusieurs auteurs (ex : Bouftouha(2000),EREM (1969) ;Aissa ; (1985 et1996) ; Bourefis(1994).Nous présentons dans ce travail bibliographique une synthèse de ces travaux dans le but de révéler les aspects caractéristiques et comparatifs entres ces corps de skarns.

III.2 Les skarns de kabylie de Collo

La Kabylie de Collo est située entre la vallée de Skikda à l'Est et celle de Jijel à l'Ouest et entre l'Ouest d'Annaba et le Nord du Constantinois, limitée au Nord par la mer Méditerranée. La petite Kabylie de Collo est subdivisée en deux grands domaines : La partie Nord dénommée domaine du Cap-Bougaroun et la partie sud dénommée Beni-Toufout. Les grandes agglomérations de la Kabylie de Collo sont la ville côtière de Collo dans la partie nord, les villages d'Ain-Kechera et de Boudoukha au Sud, la ville d'El-Milia à l'Ouest et le village de Tamalous à l'est.

La région de Collo fait partie du socle métamorphique de la petite Kabylie qui est constitué, dans son ensemble, d'une vaste nappe qui repose sur des terrains mésozoïques et cénozoïques. Ces roches sont bien intégrées dans le schéma géologique global des Maghrébides (Roubault, 1934 ; Durand Délga, 1955 ; Mahjoub et Merle, 1990 ; Mahjoub et al., 1997). On suppose que ce socle est recoupé par une grande zone de blastomylonites charriée vers le sud (jusqu'à 30 Km) sur les ensembles des flyschs (Bouillin, 1979, 1982 ; Mahjoub, 1991).

La géologie de la Kabylie de Collo est marquée par une prédominance de formations cristallophylliennes du socle kabyle, représentées dans la partie nord par des paragneiss granulitiques, auxquels sont associées des roches basiques et ultrabasiques et dans la partie

Sud par des schistes, micaschistes et gneiss, ainsi que par un important magmatisme miocène qui a engendré d'importantes masses de granite (Beni-Toufout et Cap-Bougaroun) et de granodiorites.

Comme le montre la coupe géologique (figure III.1), les corps de skarns se trouvent associés à ces deux intrusions magmatiques Cap de Bougaroune au Nord et Beni Toufout au Sud.

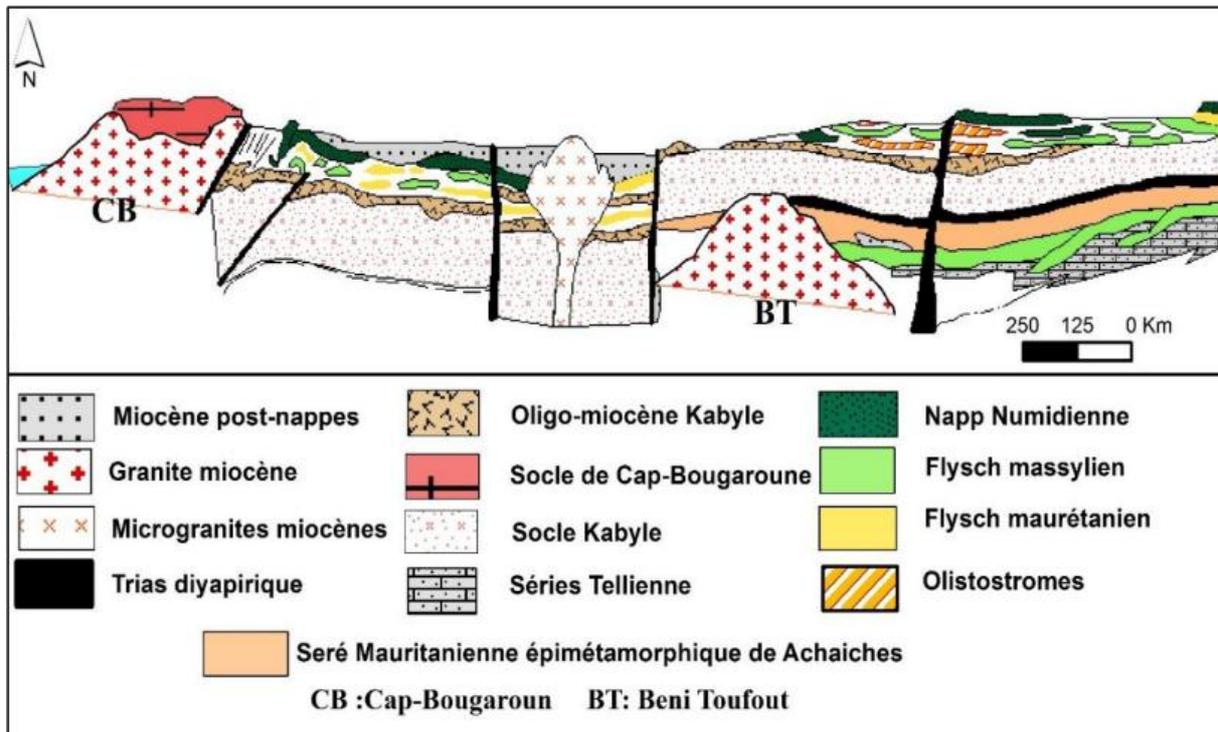


Figure III.1 : Coupe synthétique de la Kabylie de Collo (d'après Bouillin, 1977)

III.2.1 Les skarns de Beni Toufout

Le massif de Beni-Toufout situé dans la partie Sud de la Kabylie de Collo à 10Km au Nord d'Ain Kercha. Il est limité au Nord par dépression d'Ouloud, Sud par village de Boudoukha et Ain Kechra, l'Est par l'Oued Gubbli et Ouest par la dépression de Douar Ouled Arbi. Y Bouftouha (2000) distingue deux types de skarns sur la base de leurs roches de départ : (1) le skarn développé sur cornéenne silico-alumineuse ou grésopélitique et (2) le skarn développé sur cornéenne calcaropélitique.

Les cornéennes ce sont des roches métamorphiques de contact des granitoïdes, elles ont une dureté très élevée, non fissiles, de cassure d'aspect corné. (Foucault Aet Raoult J.F. 2005). Selon les séquences des roches initiales, et selon le degré du métamorphisme, on obtient des cornéennes variées : La séquence pélitique, la séquence calcaréo-pélitique.

III.2.1.1 Le skarn développé sur cornéenne grés- pélitique

D'après Bouftouha(1989) ; L'affleurement caractéristique de ce skarn sont surtout développé dans la partie occidentale de granite de Beni Toufout. Il y distingue le skarn à aspect massif et le skarn sous forme de veines. La zonalité dans ce skarn est très nette.

- ✚ **La zone externe (zone 1) :** cette zone à granulométrie réduite est caractérisée par l'absence de biotite, ce dernier a été remplacé par des grains de pyroxène et de sphène, avec du plagioclase et du feldspath potassique.
- ✚ **La zone central (zone 2) :** cette zone est à granulométrie assez importante. Elle est composée essentiellement de pyroxène, de sphène, de plagioclase et de feldspath potassique. L'ensemble minéralogique précédent entoure les différentes phases minérales antécédentes auxquelles s'ajoutent des sulfures en plages squelettiques envahissant tout l'assemblage. Le pyroxène est le minéral le plus dominant de cette paragenèse au point que certaines parties de ces zones centrales sont exclusivement à pyroxène.
- ✚ **La zone (zone 3) :** cette zone est caractérisée par le remplacement de phase minérale dans la zone 2 par du grenat dont il subsiste des reliques de pyroxène et de cristaux de sphène.

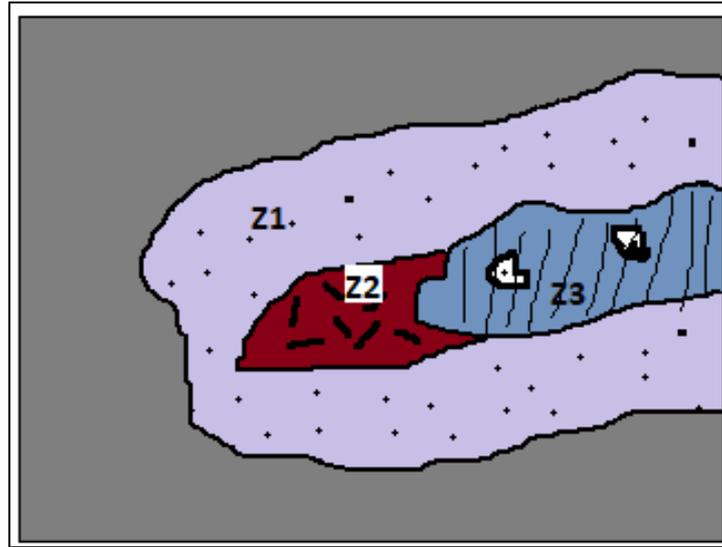


Figure III.2 : Schéma d'une veine de skarn sur cornéenne grésopélimitique reliée au skarn massif (Bouftouha, 1989).

Z1 : zone sans biotite à pyrite, plagioclase, sphène (feldspath potassique) granulométrie réduite. **Z2 :** zone à pyrite, sphène, plagioclase + sulfure sans feldspath potassique **Z3 :** zone à grenat + relique de pyrite et cristaux de sphène.

Le skarn massif dont les différentes étapes sont parfaitement identiques à celles des veines de skarn est représenté par une grenato-pyroxénite Bouftouha (1989).

Dans ce skarn qu'il s'agisse de veines et de roche massif le résultat de transformation métasomatique sont le même.

La paragenèse minérale primaire est affectée par des phénomènes d'altération hydrothermale plus ou moins tardif aboutissant à la formation d'une paragenèse minérale secondaire dans laquelle on note l'apparition de l'idocrase, de scapolite, de wollastonite, d'épidotite, de chlorite, de calcite, de quartz, des sulfures et parfois des traces de scheelite. (Bouftouha, 1989) y distingue :

- ☒ **L'épidote** : Il se présente en deux générations : une génération qui appartient à la paragenèse minérale primaire, et est représentée par une épidote riche en terre rare du type allanite, tandis que la deuxième génération dérive de l'altération du grenat et en partie de l'idocrase et des plagioclases.
- ☒ **La chlorite** : Elle provient de la transformation du pyroxène ferromagnésien surtout.
- ☒ **La wollastonite** : elle est relativement rare, elle apparaît dans une phase plus ou moins tardive de la formation du skarn et aussi l'absence de plagioclases dans cette dernière (plagioclase probablement ayant servi pour le développement du grenat).



III.2.1.2 Le skarn développé sur cornéenne calcaro-pelitique

D'après [Bouftouha\(1989\)](#). Cette cornéenne issue du métamorphisme de contact, composée essentiellement de pyroxènes, plagioclases et sphène est intensément transformée par le processus métasomatique (la skarnification) en une grenato-pyroxénite ou en grenatite massive on en trouve dans la partie Sud-est du granite de Beni-Toufout région de Safsafa. Les skarns développés sur cornéenne calcaro-pelitique se présentent en veines dans les parties éloignées du granite et en roche massive près du contact avec le granite.

- ☒ **Les veines de skarns** : Ces veines sont une extension directe du skarn massif (grenato-pyroxénite) dont les sections montrent de dimensions très variables allant de millimètre jusqu' à 50 cm et parfois plus. Ces veines traversent la cornéenne calcaro-pelitique dans des sens multiples. A l'affleurement de ces veines, le grenat est reconnaissable par sa couleur beige ou mielleuse, sa cassure conchoïdale ainsi qu'à son produit d'altération (épidote), de la wollastonite en grosses gerbes blanchâtre et des sulfures dont la présence est remarquable et qui sont souvent oxydé ([Bouftouha ,1989](#)).

☒ **Les skarns massifs** : ils située au contact de la masse granodioritique dans la partie sud de granite. Ils sont caractérisés par des masses de grano-pyroxinite et de grenatite. La minéralogie primaire (pyroxène, le plagioclase, le sphène et wollastonite) est affectée par un phase d'altération hydrothermale plus et moins tardive qui a conduit à la formation d'une paragenèse minérale secondaire à idocrase ou en épidote, calcite , quartz et la transformation de plagioclase en scapolite avec mise en place de sulfure et par endroit de scheelite (Bouftouha ,1989).

III.2.2 Skarn d'Ain Sedma

Le secteur d'Ain Sedma fait partie de Cap Bougaroun, et est situé dans la partie Nord du pays à 11 km au Nord-Ouest de la Kabylie de Collo (Bassin de l'Oued Tamanart) wilaya de Skikda, et 300 km à l'Est de la capitale Alger. La mine d'Ain Sedma est située à 593 m d'altitude de haut au-dessus de niveau de la mer avec des coordonnées géographiques de : 37° 02'39 "N et 60° 27'29 "E.

III.2.2.1 Zonalité du skarn d'Ain Sedma

Les résultats d'analyse pétrographique de skarn Ain Sedma(Bouftouha, 2000)ont permis de mettre en évidence une colonne métasomatique primaire du skarn développé sur le marbre dolomitique comportant trois zones dont les limites entre elles ne sont toujours pas régulières ; des fronts métasomatiques prennent place en fonction de l'ampleur des transferts chimiques.

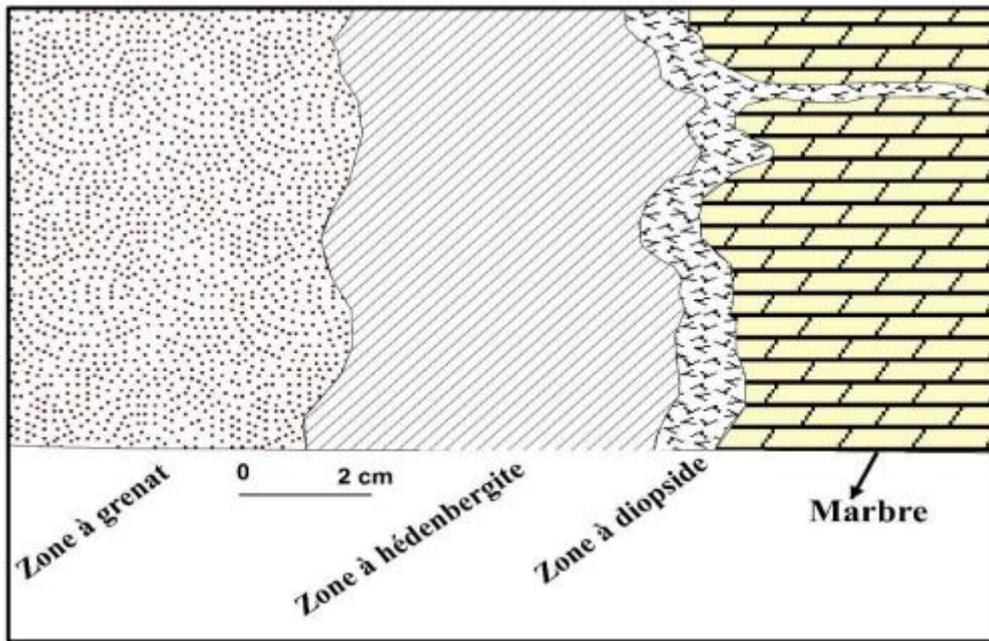


Figure III.3 : Schéma de la zonation primaire du skarn d'Ain Sedma (Bouftouha.2000).

- **Zone à grenat ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$).**

Cette zone est située à proximité du granite. Elle est caractérisée par des grenats automorphes zonés (anisotropes) et biréfringents. Elles montrent des altérations en oxyde de fer et en épidote. Ces grenats sont de compositions andraditiques d'après les analyses de Bouftouha (2000). La microsonde électronique montre que les grenats d'Ain Sedma appartiennent à la série grossulaire / andradite, leur teneur en andradite varie de 75% à 100%.

- **Zone à hédénbergite ($\text{CaFe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$).**

La zone à hédénbergite est caractérisée par des cristaux de pyroxène en grosses baguettes zonées. En association aux pyroxènes, on trouve du grenat, calcite en planche et du quartz. Les pyroxènes s'altèrent en épidote (pistachite) ou parfois en chlorite. Les minéraux opaques sont aussi présents à la faveur de cette altération (Bouftouha.2000).

- **Zone à diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$).**

La zone à diopside (Bouftouha, 2000) est localisée en contact direct avec le marbre, cette zone est caractérisée par granulométrie moins importante des cristaux des pyroxènes (diopside). Les diopsides présentent sous forme xénomorphe et sont marqués aussi par la présence des minéraux opaque

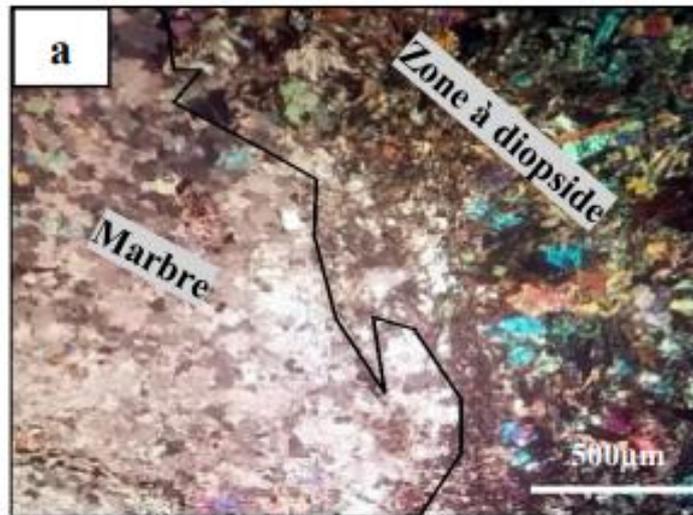


Figure III.4 : Aspect microscopique de la zone à diopside (Sayoud.2018).

Les pyroxènes du skarn d'Ain Sedma ont été analysés par (Bouftouha, 2000), ils font partie de la série diopside - hédénbergite. Leur chimisme permet de distinguer deux groupes :

- ✚ Un premier groupe, caractérisé par une composition proche du pôle diopside représentant les pyroxènes de la zone externe de la colonne métasomatique. Cet assemblage indique un net enrichissement en Fe et Mn.
- ✚ Un deuxième groupe, plus riche en Fe et Mn, représentant la bordure des pyroxènes zonés de la zone à hédénbergite (Bouftouha, 2000).

III.2.2.2 Description de la minéralisation

D'après Bouftouha (2000), dans la mine d'Ain Sedma, le minerai d'oxyde de fer sous forme des lentilles (la puissance moyenne des lentilles est de l'ordre de 25 mètres sur une longueur moyenne de 50 mètres) d'allure irrégulière ou encore sous forme de petites poches et par fois sous forme d'amas dans les masses de skarn .Le minerai est composé essentiellement de fer oxydé principalement de la magnétite et l'hématite. La magnétite se présente souvent sous forme de lentille, cependant l'hématite est massive et les grains sont de taille considérable (1à 2 mm). À ces deux minéraux, est associée la gangue quartzique sous forme d'agrégats interstitielle

Tableau III-1 : La séquence paragenétique d'Ain Sedma (Bouftouha, 2000)

Minéraux	Métasomatose		Altération hydrothermale	
	Skarn primaire	Phase I	Phase II	Altération Météorique
Grenat I			
Pyroxènes			
GrenatII(andradite)			
Sulfures			
Quartz I			
Calcite			
Epidote				
Trimolite			
Ilvaïte			
Magnétite			
Quartz II		
Chlorites		
Hématite		
Limonites				

III.3 Skarn de filfila

Le massif de Filfila situé sur la côte Est de l'Algérie a partie du massif de la petite Kabylie situé sur le littoral à 20 Km à l'Est de Skikda Il est limité au Nord par la mer méditerranée, au Sud par le massif d'El Halia connu pour son ancienne mine de pyrite, à l'Est, par la vaste plaine de Senhadja, l'ouest par les Platanes.

III.3.1 Présentation du massif de Filfila

Le massif de Filfila, qui comprend le complexe granitique à métaux rares, constitue la partie Est septentrionale de la petite Kabylie. Il est situé entre les formations suivantes :

- A l'Ouest, le massif cristallophyllien de Skikda, formé essentiellement de schistes, de micaschistes et de gneiss (Nemour, 1993).

- A l'Est, les massifs éruptifs du Cap de Fer et de Chétaibi qui comportent entre autres, des microgranites et andésites (Hilly, 1957 ; Arafa, 1997). Ce massif est séparé du Filfila par la plaine de Senhadja.

Selon une direction NW-SE, l'alignement Filfila-Safia montre des formations essentiellement carbonatées du Jurassique-Crétacé. Les traits structuraux majeurs du massif de Filfila ont été mis en évidence par Lemoy (1969) et Perrin (1969), qui distinguent quatre unités principales.

☒ **Unité I ou para-autochtone**, qui correspond à l'unité du Djebel Filfila proprement dit, ressort en fenêtre tectonique sous les nappes à faveur d'un bombement anticlinorial, cette unité est composée essentiellement des formations terrigènes suivantes :

- Le Lias calcaire (marbres du Filfila, exploité en carrière).

- Le Dogger pélitique, à lentilles carbonatées (calcaires et dolomies).
- Le Malm pélitique, à petits bancs et lentilles gréseuses, passant progressivement vers le haut au Néocomien où les bancs gréseux prennent de l'importance.
- L'Albo-Aptien, schisto-gréseux où dominant les grès.

Ces terrains épimétamorphiques (marbres à actinote) présentent une tectonique polyphasée :

- ✓ Une tectonique tangentielle précoce (plis couchés synschisteux, chevauchement de l'échelle de marbres) à laquelle succède ;
- ✓ Un plissement en anticlinoriums et synclinoriums droits d'axe WNW-ESE. Les deux massifs granitiques visibles à l'affleurement sont réputés post-tectoniques, mais occupent les cœurs de deux anticlinoriums majeurs.
- ☒ **L'unité II** : qui chevauche sur l'unité I comprend des terrains cristallophylliens formés de schistes satinés, de gneiss ocellés, de grès épimétamorphiques et des calcaires surmontés par une couverture Cénozoïque transgressive, composée de conglomérats et d'une série grèsopélitique (apparentée à l'O.M. K).
- ☒ **L'unité III** : est une nappe de flysch maurétaniens qui correspond à une série détritique composée de bas en haut par des phtanites du Vraconocénomanien, d'un flysch schistogréseux et enfin, d'une formation pélitique d'âge sénonien.
- ☒ **L'unité IV** : affleure très largement à l'Est et au Sud. Elle correspond à la formation numidienne avec des grès de couleur blanche à dragées de quartz et des argilites fines.

III.3.2 Les skarns du Filfila

D'après Bourfis (2007), les affleurements de skarns sont localisés dans deux endroits, le premier tout au long de la partie Sud-Ouest du dôme granitique méridional, tandis que le deuxième est situé entre les deux dômes granitiques et forme les skarns massif le plus volumineux.

D'autres skarns de taille modeste ont été échantillonnés dans les formations Albo-aptiennes et surtout dans les formations jurassiques qui bordent le dôme granitique septentrional vers le SW, ils développent sur une cornéenne noire.

Les skarns ont été également mis en évidence dans des carottes de sondage faites dans la partie N.E du massif par l'Office de Recherche Géologique et Minière O.R.G.M

Les skarns de Filfila sont des skarns de percolation (ou d'infiltration). Ils sont développés sur différentes lithologies calcaire, cornéennes, granite...etc. Cependant, les roches silico-alumineuses et les cornéennes calcique qui ont été les plus skarnifiées.

Bourfis (2007) l'explique par le fait que les schistes, sont à faible profondeur, sont plus perméables que les calcaires et qu'il est plus aisé de skarnifier des cornéennes que des calcaires, aussi les cornéennes possèdent déjà la plupart des éléments nécessaires (silice et de fer) à la formation de minéraux de skarns (silicates calcique).

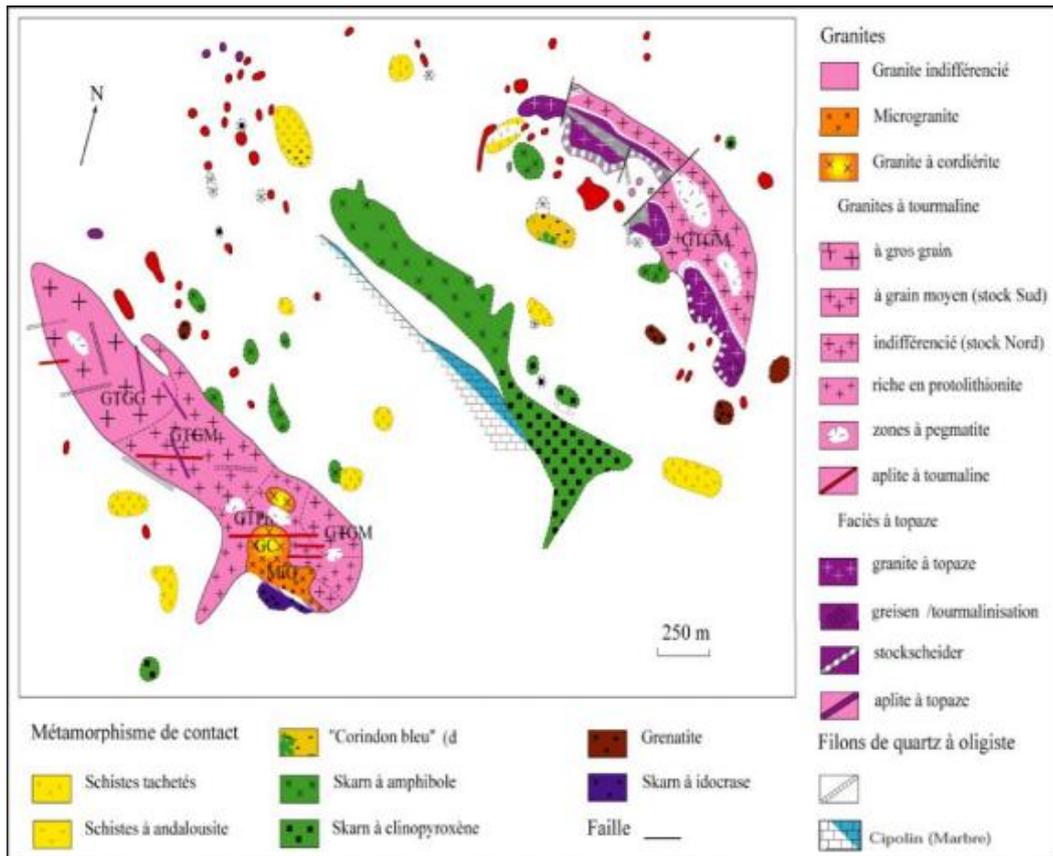


Figure III.5 : Carte géologique du massif de Filfila (d'après Lemoy(1969), modifiée par Bouabssa et al, (2005).

III.3.2.1 Skarn développé sur le granite « Les endoskarns »

Dans la région de Filfila, les corps de skarns peuvent présenter des endoskarns massif dont l'affleurement le plus représentatif (puissance de plusieurs mètres) se trouve sur la route qui mène à Filfila à environ 150 m de la carrière Sonatro et des endoskarns en veines dans les haldes de la carrière Sonatro, montrant une épaisseur d'ordre centimétrique (Bourfis2007).

L'endoskarn massif affleure également en plusieurs points dans la partie occupée par le maquis entre la carrière Sonatro et le granite. Cet endoskarn se caractérise par sa grande dureté.

Bourfis (2007) a récolté, dans les haldes de la carrière Sonatro, un échantillon d'endoskarn minéralisé en étain qu'il a classé avec les endoskarns en massif, par raison de similitude au niveau de la zonalité métasomatique que l'endoskarn en masse. Le même auteur distingue à l'affleurement, trois zones : (1) la zone à plagioclase de couleur blanche, (2) la zone à pyroxène plus ou moins vertes à nuances bleutées constituées de pyroxène et (3) la zone de grenat, marron, miel où les cristaux de grenat sont bien visibles et atteignent 1cm de diamètre. La présence également de vésuvianite fibroradiée a été signalée, elle est de couleur plus verte que le pyroxène. Le grenat est parfois zoné, le centre du grenat est parfaitement isotrope, la périphérie est anisotrope.

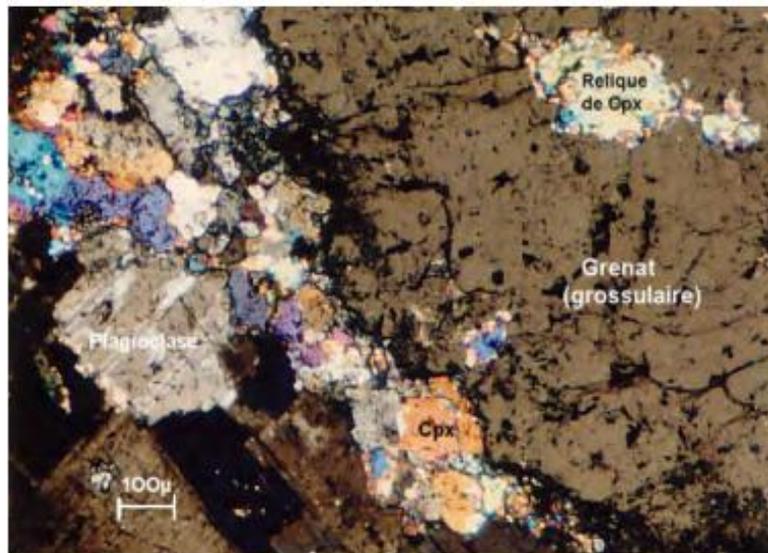


Figure III.6 : Photo au microscope montrant le développement et l'avancement du front de la zone à grenat sur la zone à plagioclase –pyroxène. (Remarquer les reliques de pyroxène à l'intérieur du grenat)(Bourfis, 2007).

La présence de malaïte a été mise en évidence, elle est de forme losangique est plus ou moins grossière et peut atteindre 1mm de longueur (mesure de la plus grande diagonale du losange), son relief est proche de celui du grenat.

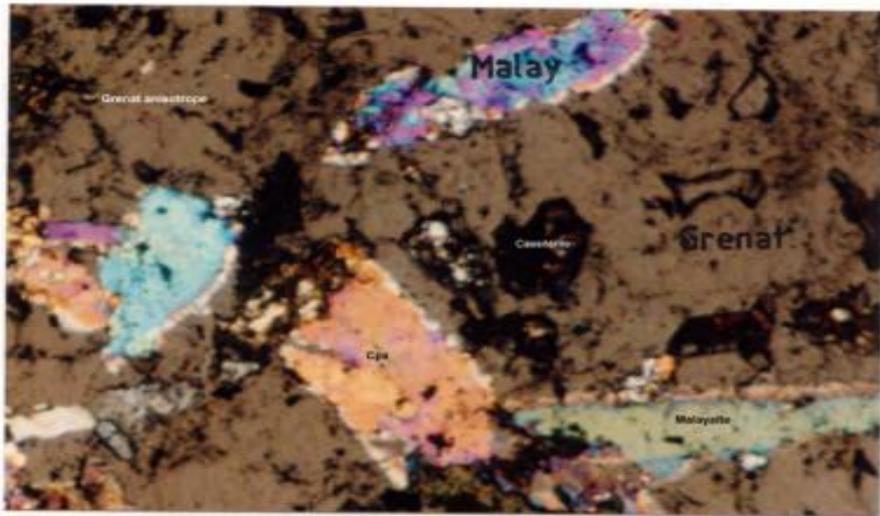


Figure III.7 :Malayaïte dans la zone à grenat d'un endoskarn minéralisé (Bourfis,2007).

D'après Bourfis (2007), les endoskarns en veines ont été majoritairement récoltés à partir de la carrière Sonatro. Cependant, le seul affleurement d'endoskarns en veines en place est celui relié à l'endoskarn en masse, il se développe sur du microgranite à grains fins et non sur l'aplite. Les endoskarns en veines montrent des épaisseurs centimétriques et se caractérisent par l'absence de la zone à grenat.

La différence entre les endoskarns en masse et les endoskarns en veines est que ; les premiers présentent une zone interne à grenat (grossulaire), alors que dans les seconds, la zone interne est à pyroxène. (Bourfis2007).

III.3.2.2 Skarn développé sur le calcaire

Bourfis (2007) considère ce type étant le plus important de point de vue envergure. Ce skarn s'étend depuis les quatre chemins jusqu'au niveau de la carrière de poudre de marbres, il s'agit d'une masse de skarn allongée suivant une direction NW-SE. Pour Perrin C. (1969), le développement de cette dernière s'effectue à travers une unité hétérogène, mais le développement de la pyroxénite dans la masse verte indique le développement de ces skarns à travers le calcaire. (Ouchefouni A., Bououden D. 2012).

La masse skarnienne est constituée d'une roche verte à pyroxénite - épidotite. D'après le même auteur, ce type d'exo-skarns est caractérisé par l'absence de grenat et de vésuvianite.

III.3.2.3 Skarns à l'interface granite- roche encaissante

D'après [Bourefis\(1994\)](#), les skarns formé à l'interface granite – roches encaissante se développent d'une part sur le granite et d'autre part sur la roche encaissante (un calcaire, une cornéenne ou une roche inhomogène) :

- Le fluide percole au niveau de la discontinuité granite- roche encaissante formant ainsi une zone à grenat de couleur rose. Les zones situées vers l'endoskarn sont toujours identiques et montrent une zone à granite plus ou moins modifiée, une zone à plagioclase et une zone à grenat.
- Dans la zone la plus externe se trouve du grenat vert bien cristallisée, plus ou moins zoné, croissant sur la wollastonite et un peu sur le pyroxène confirmé par la présence de reliques de ces derniers à l'intérieur du grenat.
- Ce skarn se distingue par l'abondance de fluorine, cette fluorine est tardive, elles développe au dépend de la wollastonite donnant ainsi naissance au quartz.

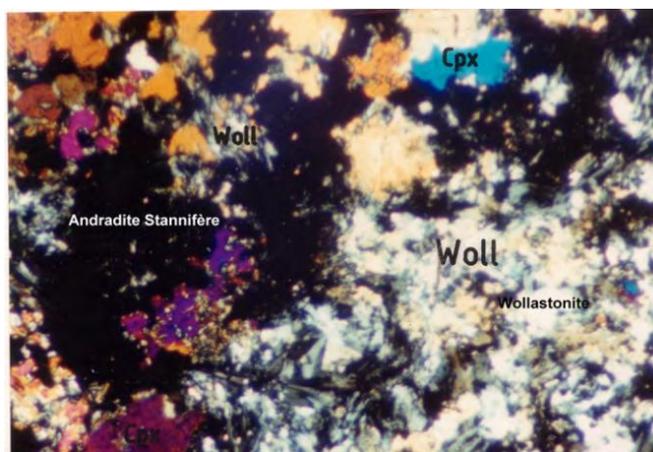


Figure III.8 : Photo au microscope sur la zone à wollastonite montrant le développement de l'andradite stannifère sur la wollastonite et le clinopyroxène ([Bourfis 2007](#)).

III.3.2.4 Skarns développé sur les cornéennes

D'après Bourfis(2007) les skarns développés sur cornéennes affleurent au niveau de la route qui mène des platanes vers le Filfila (entre la carrière Sonatro et celle d'avant).

- (1) **Les cornéennes pélitiques**: elles montrent un aspect de schisteux, les schistes noduleux à andalousite et cordiérite passant à des cornéennes micacées, de teinte sombre :
- (2) **Les cornéennes calcaréo-pélitique** : il s'agit des cornéennes nommées : tactites, très variées : vert vif avec épidote, vert sombre avec amphibole, une telle variété sont observées dans la fosse de la carrière d'El-Chatt.
- (3) **Les cornéennes calciques** : Elles sont caractérisées par leurs aspects massifs, leurs grandes duretés et la texture aciculaire de leurs minéraux constitutifs. Ces cornéennes sont rencontrées au contact immédiat du stock granitique Sud.
- (4) **Les cornéennes gréseuses** : elles ne montrent pas de transformations significatives, au niveau des grès d'El-Halia, la présence du quartz xénomorphe est unique et monotone.

III.4 Skarn de l'Edough

Le massif de l'Edoughest localisé dans la partie Nord-Est de la wilaya d'Annaba, il représente le massif cristallophyllien le plus oriental des Maghrébides. Il s'agit d'un dôme à cœur gneissique orienté NS-SW, sur une longueur de 40Km et une largeur de 20Km. Son allongement de sa masse principale trace la ligne depuis la région de Boumaiza au Sud-Ouest jusqu'à Cap de Garde à l'extrême Nord-Est (Figure. III.9). Deux lambeaux lui sont également affiliés et situés dans sa partie Sud-Est, ce sont bien le massif de Bouhamra et celui de Béléleita (encaissant du skarn de Karèzas).

La position paléogéographique de ce massif cristallophyllien demeure controversée parmi les chercheurs, en fait, il est considéré par plusieurs auteurs comme un massif externe à caractère africain (Villa, 1970, 1980 ; Latouche et al., 1976), tandis que d'autres l'attribue comme partie des zones internes de la chaîne alpine de l'Afrique du nord (Hilly, 1962 ; Durand-Delga, 1969 ; Bouillin, 1977).

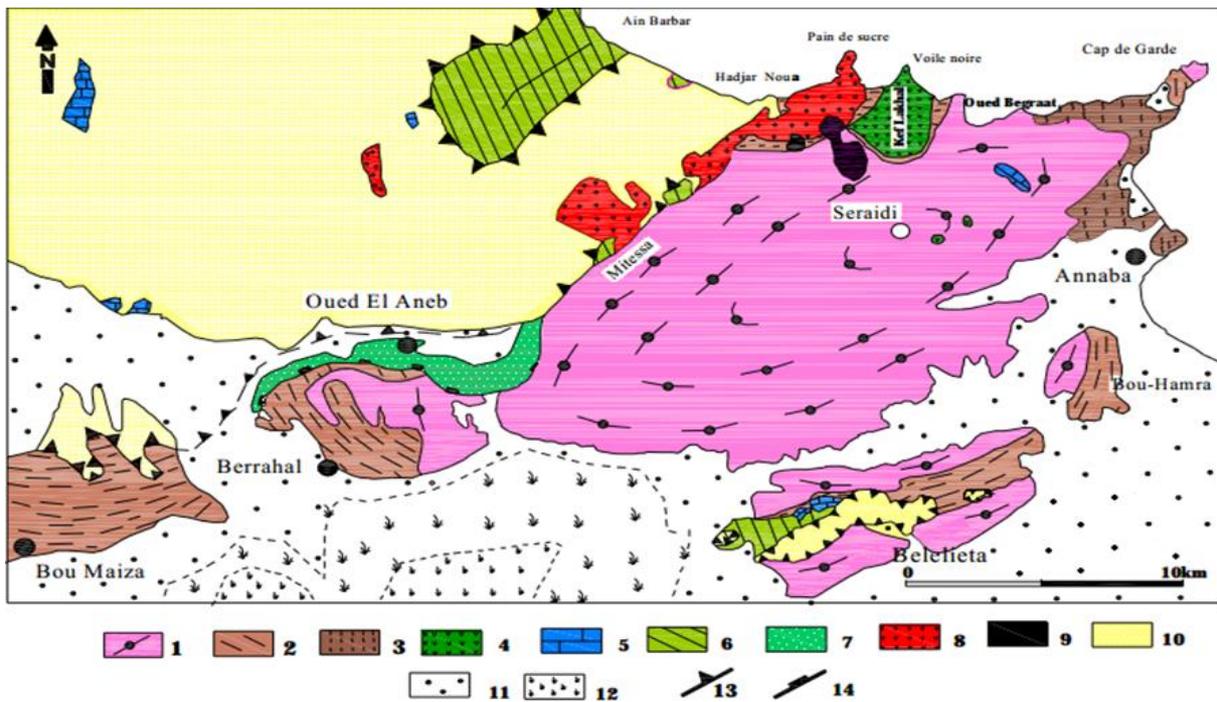


Figure III.9 : Carte géologique schématique du massif de l'Edough (D'après Hilly, 1962 ; Vila, 1980 ; Hammor, 2002 ; Laouar et al, 2002).

La légende de carte :

1-Gneiss. 2- Micaschistes et marbres. 3- Alternances de micaschistes et quartzites associés au leucogranites. 4- Amphibolites et lentilles ultrabasiques. 5- Calcaire jurassique épimétamorphique. 6- Marnes schistosés et flysch schisto-quartzeux. 7- Séricitoschistes, marbres et jaspes épimétamorphiques. 8- Granites intrusifs. 9- Rhyolites 10- Flysch allochtones (nappe numidienne avec à la base des argiles à Tubotomaculum et des quartzites au sommet). 11- Quaternaire. 12- Marécages. 13- Chevauchement. 14- Contact soustractif.

III.4.1 Le skarn de Karézas

Le complexe métamorphique de Bélélieta est formé de plusieurs types de roches régionalement et/ou localement métamorphisées. Ce métamorphisme est classé général de degré variable. On distingue alors plusieurs types de roches : des gneiss variablement migmatitisés avec des niveaux de leptynites et de quartzites, des micaschistes à grenat avec des niveaux de marbres, des schistes et finalement des skarns souvent développés sur les marbres et sont représentés par des pyroxénites et amphibolites. Les grès de la nappe numidienne recouvrent en discordance la partie sud du massif (Fig. III.10).

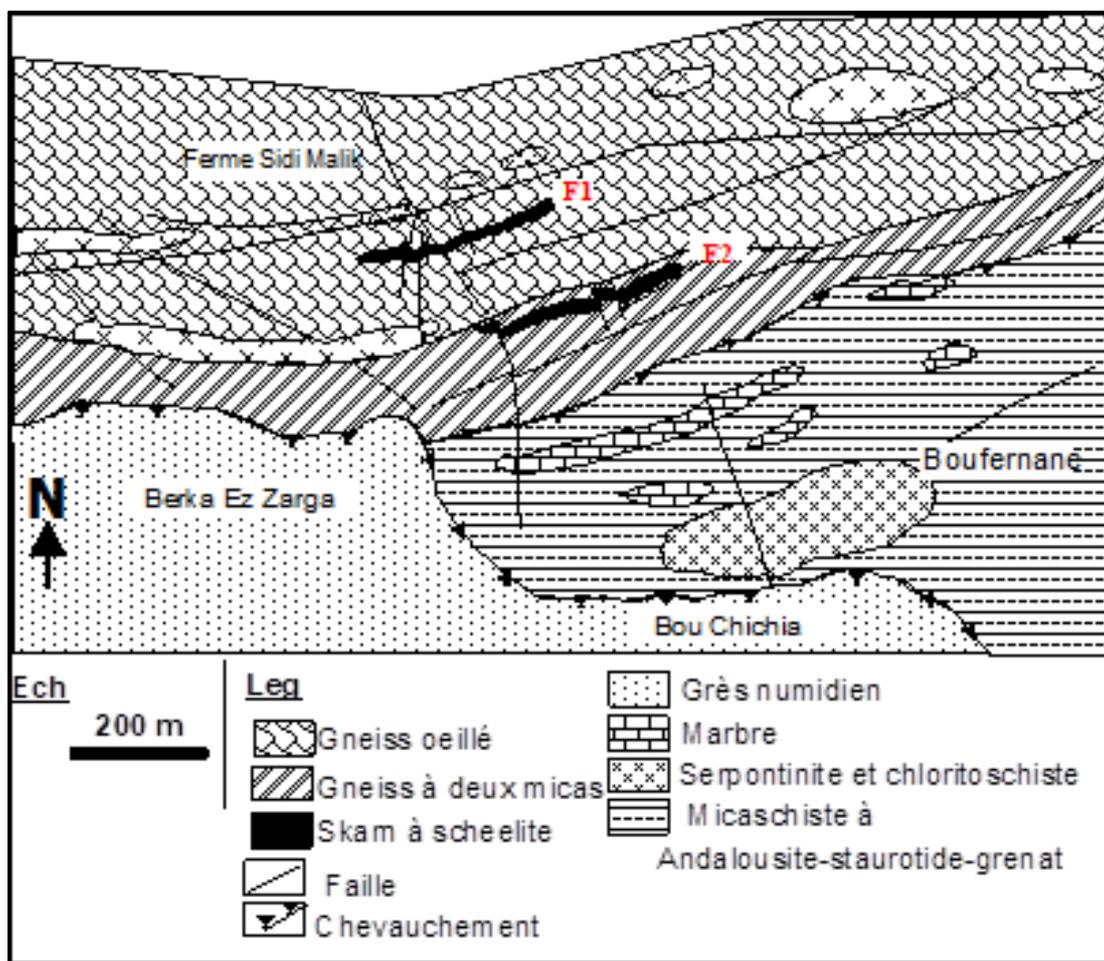


Figure III.10 : Carte géologique du skarns à Sn-W de Karézas (D'après E.R.E.M., 1969 ; Aissa, 1985 ; Aissa et al., 1999 et 1996).

III.4.1.1 Minéralogie et développement du skarn Karézas

Le skarn Karézas est situé à 12Km au Sud-Est de la ville d'Annaba, sur le versant Nord-Ouest du massif de Béléliéta. Il est situé sur le flanc sud du massif cristallin de l'Edough. Les travaux de [Aissa D.E \(1985, 1996 et 1999\)](#), [Lekoui A.M \(2010\)](#) ont permis de mettre en évidence deux cycles bien distincts :

- ☒ Le cycle I est très classique avec un stade prograde caractérisé par la formation d'un skarn zoné avec au premier des clinopyroxènes, grenat, amphibole, plagioclases et sphène, et un stade rétrograde à sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite). Le caractère des minéraux du cycle I est globalement réduit, il est conforme aux données de la littérature « les skarns à scheelite sont en effet généralement caractérisés par leur nature réductrice » (Einaudi et al, 1981). Ceci malgré développement de grenats andraditiques qui témoigne d'un épisode oxydant à la fin du stade prograde et même l'absence d'une minéralisation en tungstène au stade rétrograde si on exclut l'anomalie en étain que l'on rencontre dans le sphène ([Aissa, et al, 1999](#)).
- ☒ Le cycle II a un aspect fissural caractérisé par : (1) la nature des minéraux formés, fluorine et biotite lithinifère et fluorée au stade prograde. Au stade rétrograde, hornblende, orthopyroxène, calcite II, feldspaths potassiques et quartz puis lollingite-arsénopyrite et minéraux du bismuth, ceci témoigne d'un apport "exotiques" de Li, F, K, Rb, As et Bi ([Aissa, et al., 1999](#)). (2) par le fait que la minéralisation tungstifère primaire (scheelite) précipite essentiellement au stade prograde.

Vers la fin, on note une altération hydrothermale marquée par une silicification intense vu la transformation des plagioclases en feldspaths potassiques et la formation du quartz dans les interstices des minéraux, en outre, on note une damouritisation (formation de micas blancs inframillimétriques) par ajout des fractions molaires en eau.

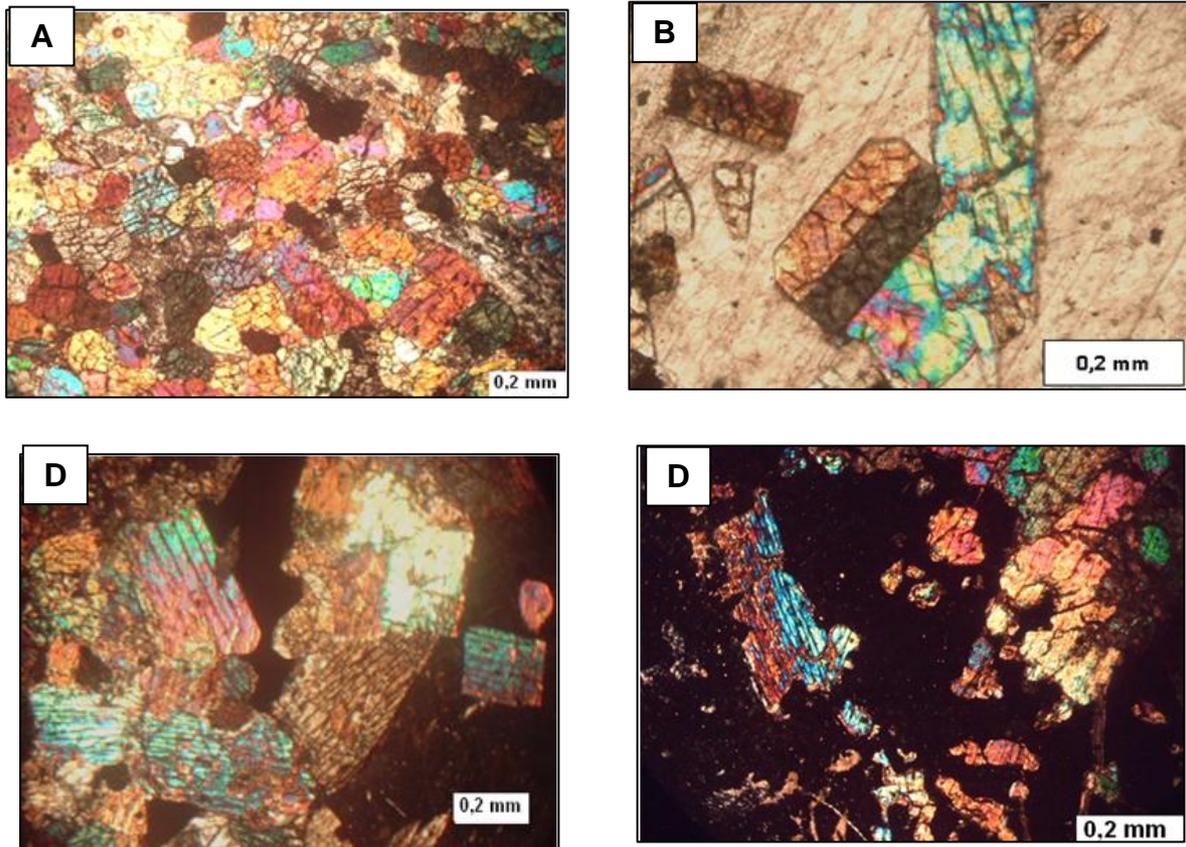


Figure III.11 :aspect microscopique des skarns de Karézas : A) amphibolite, B) hornblende automorphe et actinote aciculaire avec calcite dans une amphibolite, C) pyroxénite, D) grenatite (Lekoui, 2010).

III.4.1.2 Minéralisation à Au, As-W et Bidu skarn de Karézas

Le gîte de Karézas demeure le gisement skarnien le mieux prospecté en Algérie. Au début de son exploitation, ce gîte fournissait uniquement de l'As et ce n'est qu'au cours de l'année 1951 qu'une attention fut portée également au W. L'usine d'enrichissement n'a réalisée cependant qu'une très faible extraction de minéraux de W (jusqu'à 30%), ce qui imposa la cessation provisoire des travaux d'exploitation parallèlement à la mise en place des études technologiques.

Les minéralisations de Karézas sont rattachées aux formations F1 et F2 disposées de manière sub-parallèle, de direction Est-Ouest et éloignées d'environ 300 mètres l'une de l'autre (Figure III.12). Les corps de minerai ont une forme de filons et marquent une inclinaison de 60°. L'étude métallogénique (Lekoui, 2010) a permis de mettre en évidence les minéraux suivants cités en succession paragénétique : pyrrhotite (I) – pyrrhotite (II) – chalcopryrite – pyrite – scheelite – wolframite – löllingite – arsénopyrite – bismuthinite.

Il faut noter également la présence d'or associé à l'arsénopyrite (Aissa, 1999). L'or est généralement invisible dans ce gîte parce qu'il est lié à la löllingite et l'arsénopyrite dans les espaces inter-réticulaires. Par conséquent, c'est l'analyse chimique qui a pu dévoiler la présence de cet or.

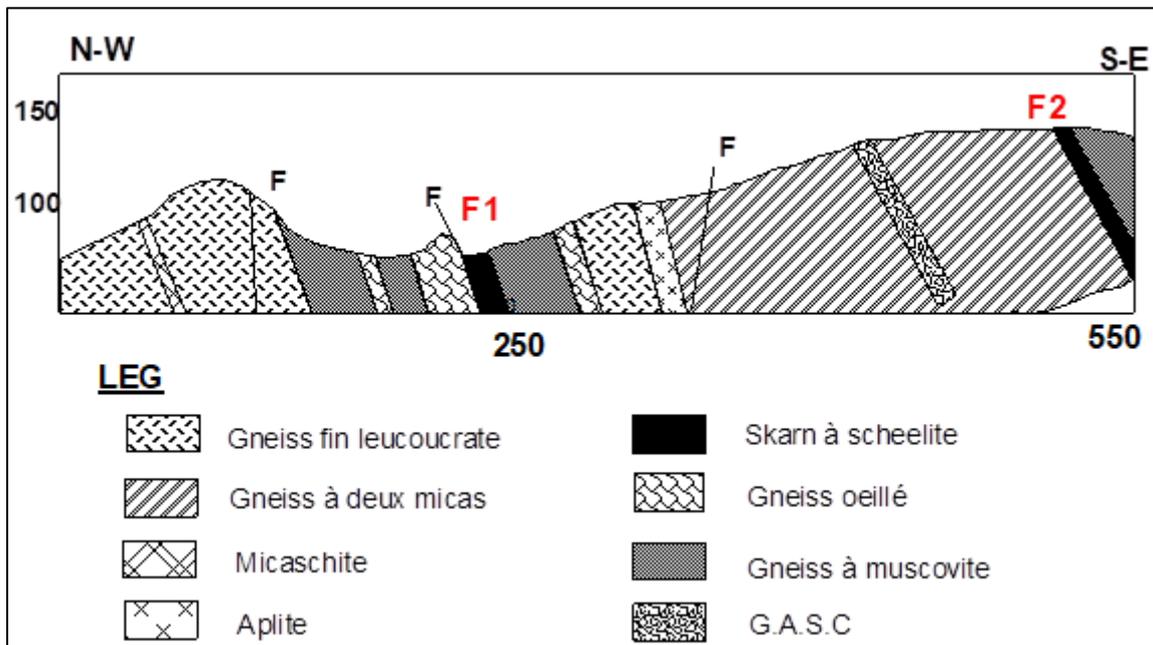


Figure III.12 : Coupe géologique montrant la disposition des deux formations de skarns de Karézas. G.A.S.C. : gneiss à silicates calciques d'après Aissa et al., (1999).

L'assemblage minérale des deux cycles qui marque la relation entre le processus de skarnification – minéralisation est illustré dans le tableau III.2.

Tableau III-2 : Succession chronologique synthétique des skarn a scheelite de Karézas (Aissa 1996).

	Cycle I		Cycle II	
	Prograde	Rétrograde	Prograde	Rétrograde
Pyroxènes			
Grenat			
Plagioclase		
Amphiboles		
Sphène		..		
Apatite		
Pyrrhotite			
Chalcopyrite			
Cubanite		..		
Feldspath k	
Scheelite	
Fluorite		
Biotite		
Löllingite			
Quartz	
Allanite		
Phyllites fibreuses		
Wolframite			
Arsénopyrite			
Bismuth				..
Bismuthinite				..
Epidotes				..
Pyrite				..
Tungstène				..
Chlorite				..
Calcite				..
Malachite				..

III.4.2 Skarn de Cap de garde

La région de Cap de Grade représente la partie extrême nord-est du massif de l'Edough. Cette région est caractérisée par l'affleurement de presque toutes les formations métamorphiques du massif (les gneiss migmatitiques et les gneiss de la série de base, les micaschistes à grenat, disthène, sillimanite et andalousite avec alternance de bancs de marbres et de skarns de la série intermédiaire et les séricitoschistes, chloritoschistes et quartzites de la série supérieure (figure III.13).

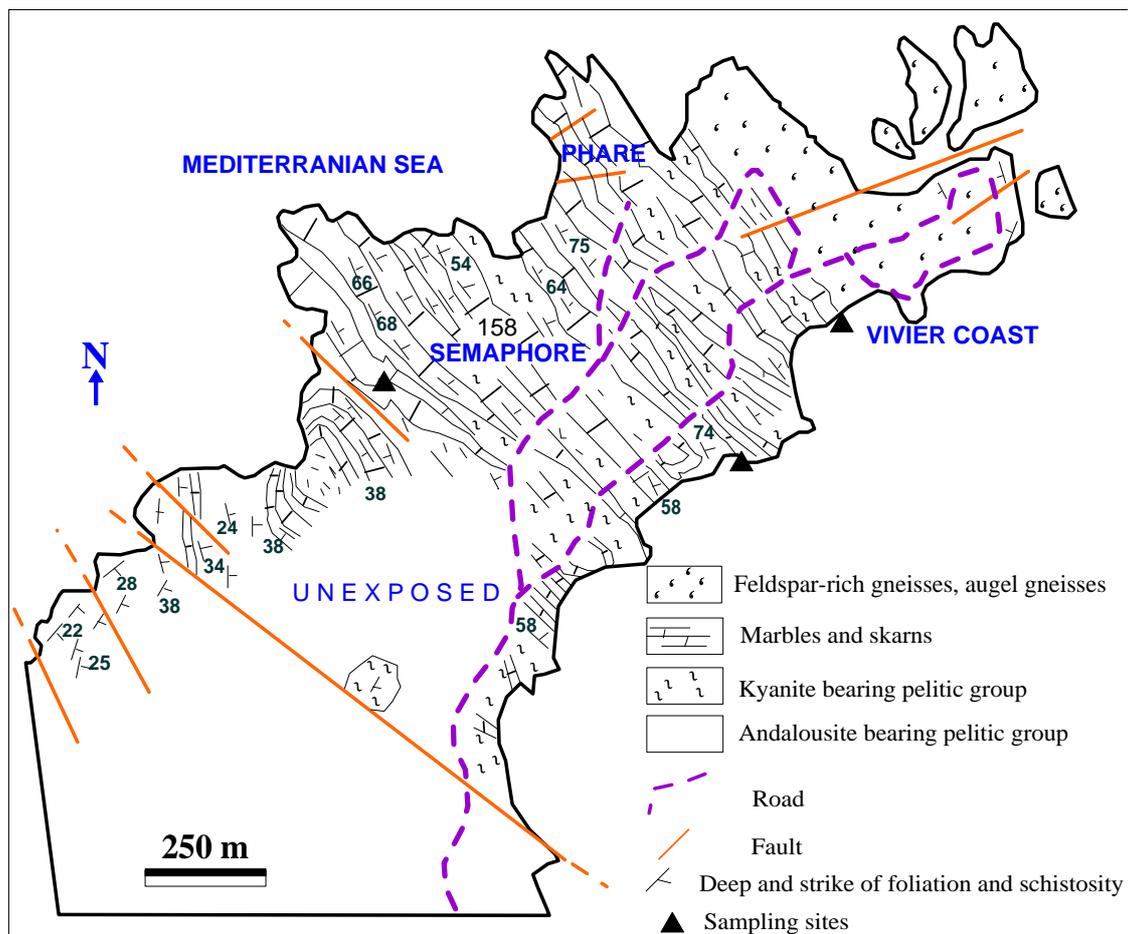


Figure III.13 : Carte géologique schématique simplifiée de la région de Cap de Garde d'après Ahmed-Saidet *al.*, (1992) in Lekoui, (2010)

D'après les travaux de [Lekoui, \(2010\)](#), rares les travaux qui ont été mené sur le skarn de Cap de Garde. Il ajoute que les skarns affleurent dans la série des micaschistes à grenats ; ils se développent au dépend des marbres qui sont intercalés dans cette série. Ils prennent la forme de filons irréguliers dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres avec une couleur franchement vert-foncée quand il s'agit de pyroxénites et verte quand ce sont des amphibolites. Les skarns se présentent également sous forme de boudins avec une variation remarquable de la couleur vers le jaune ou vert pistache quand ils sont riches en épidote.



Figure III.14 : Skarns de Cap de Garde sous forme de boudins ([Lekoui, 2010](#))



Figure III.15 : Skarns de réaction en sandwich (filon) entre les micaschistes et les cipolins. L'épaisseur moyenne des skarns est de 1m. ([Hadj Zobir.S ,M. Daif , S. Djorfi,2013](#))

Minéralisation des skarns de Cap de Garde

D'après (Lekoui, 2010) Les skarns de Cap de garde sont des skarns de réaction, entre les roches métamorphiques silico-alumineuses (micaschiste surtout) et le marbre de la série intermédiaire d massif de l'Edough. En plus de Leur extension est limitée, La minéralisation liée aux skarns du Cap de Garde demeure très timide et non diverse, elle se résume seulement en quelques sulfures de fer et de cuivre. L'examen sous le microscope métallographique a révélé la présence de la pyrrhotite, de la chalcopyrite et de la pyrite.

III.1 Comparative entre les skarn de nord-est Algérien.

Les aspects caractéristiques des skarns du Nord-Est algérien ainsi que les comparatifs entre eux sont résumés dans le tableau III.3

Tableau III-3 :Aspects caractéristiques et comparatifs des skarns étudiés (NE algériens)

Localisation	Roche départ	Morphologie/ Zonalité	Type de skarn	Minéralisation	Principaux auteurs
Skarn Beni Toufout	Cornéennes : - Silico-alumineuse - Calcaro-pélitique	Massif, en veines Skarn zoné (3zones) : Z1 : zone à pyrite, plagioclase, sphène, Z2 : zone à pyrite, sphène, plagioclase + sulfure, Z 3 : zone à grenat + pyrite et sphène	Percolation (Infiltration)	Sulfures et parfois des traces de scheelite	Bouftouha Y (1989, 2009)
Skarn d'Ain Sedma	- Marbre dolomitique	En lentilles (25m) Skarn zoné, zone grenat, zone à hédenbergite, zone à diopside	Percolation (Infiltration)	Economique, anciennement écrémé : Ferrifère : Magnétite et hématite avec de rare sulfures.	Bouftouha Y 2000, 2009
Skarn de filfila	- Granite - Cornéenne, - Calcaire.	Exoskarn massif Endoskarn en veines, massifs Skarn zoné : 2) la zone à plagioclase (2) la zone à pyroxène (3) la zone de grenat	Percolation (Infiltration)	Scheelite W.Sn, malayaite et fluorine	Bourfis (1994 et 2007), Bouftouha (2009)
Skarn de Karézas	- Calcaire et marbre	Filonien (deux filons F1 et F2) Grenatite, pyroxénite, amphibolite	Percolation (Infiltration) polycyclique	Economique, anciennement écrémé : Scheelite W (As, Bi ±Au)	Aissa (1985, 1996 et 1999)
Skarn de Cap de garde	- Marbre	En boudins, en filon sandwich au contact marbre – Micaschiste Grenatite, pyroxénite, amphibolite			Lekoui (2010) ; Hadj-Zobir (2013)

Conclusion générale

Les skarns du Nor-Est algérien ont été étudiés dans une optique de caractérisation pétrologique, minéralogique et métallogénique. Les résultats obtenus ont conduit à l'établissement d'un tableau de comparaison générale entre eux. Ces skarns sont éparpillés le plus souvent tout au long du contact socle – roche magmatique tertiaire et sont les suivants :

Les skarns de la Petite Kabylie de Collo : ils sont subdivisés en deux groupes : Les skarns de Beni Toufout au Sud et celui d'Ain Sedma au Cap-Bougaroundans la partie Nord de la Petite Kabylie de Collo. Les skarns de Beni Toufout sont développés sur des cornéennes grésopélitiques et calcaropélitiques. Ce sont des skarns de percolation à aspect massif ou sous forme de veines montrant une zonalité plus ou moins franche :

- ☒ La zone externe (zone 1) : à granulométrie réduite biotite, avec pyroxène, sphène, plagioclase et feldspath potassique.
- ☒ La zone central (zone 2) : à granulométrie assez importante, avec pyroxène, sphène, plagioclase et de feldspath potassique auxquelles s'ajoutent des sulfures en plages squelettiques envahissant tout l'assemblage.
- ☒ La zone (zone 3) : caractérisée par le remplacement de phase minéral dans la zone 2 par de grenat dont lequel subsistent de reliques de pyroxène et de cristaux de sphène.

Les skarns développés sur cornéennes calcaropélitiques sont composés essentiellement de pyroxènes, plagioclases et sphène est intensément transformée

parle processus métasomatique (la skarnification) en une grenato-pyroxénite ou en grenatite massive.

Les skarns d'Ain Sedma sont également des skarns de percolation présentant une colonne métasomatique primaire du skarn développé sur le marbre comportant trois zones : (1) zone à grenat, (2) zone à hédénbergite et (3) zone à diopside. Ces skarns comporte une minéralisation ferrifère déjà exploitée à hématite, magnétite et de rares sulfures.

Le skarn de massif de Filfila sont localisés essentiellement dans la partie Sud-Ouest du stock granitique méridionale, entre les deux stocks granitiques, d'autres skarns de taille modeste ont été dévoilés dans les formations Jurassiques bordant le stock granitique vers le Sud-ouest. Ces skarns de percolation se présentent sous forme de veines et parfois massif et se développent sur granite, calcaire et coréenne. Ils montrent une zonalité moins nette et présentent un assemblage à grenat, pyroxène, épidote, vésuvianite, wollastonite, malayïte, fluorine et scheelite.

Les skarns du massif de l'Edough traités dans ce travail sont localisés dans la partie Sud, dans le massif de Béléléita (skarn de Karèzas) et dans la partie Nord-Est (skarn de Cape de Garde).

Les skarns de Karèzas sont rattachés à deux lentilles de marbre encaissés dans des formation de gneiss à deux micas, ils montrent une morphologie filonienne (deux filons F1 et F2) et sont considérer plus important économiquement (Sn-W-Bi et Au). Ces skarns sont polycycliques montrant un premier cycle classique avec un stade prograde caractérisé par la formation d'un skarn zoné avec au premier des clinopyroxènes, grenat, amphibole, plagioclases et sphène, et un stade rétrograde à

sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite). Le caractère des minéraux du cycle I est globalement réduit.

Le cycle II a un aspect fissural caractérisé par : (1) la nature des minéraux formés, fluorine et biotite lithinifère et fluorée au stade prograde. Au stade rétrograde, hornblende, orthopyroxène, calcite II, feldspaths potassiques et quartz puis lollingite-arsénopyrite et minéraux du bismuth, ceci témoigne d'un apport "exotiques" de Li, F, K, Rb, As et Bi.

Les skarns de Cap de garde affleurent dans la série des micaschistes à grenats ; ils se développent au dépend des marbres qui sont intercalés dans cette série. Ils prennent la forme de filons irréguliers dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres avec une couleur franchement vert-foncée quand il s'agit de pyroxénites et verte quand ce sont des amphibolites. Les skarns se présentent également sous forme de boudins avec une variation remarquable de la couleur vers le jaune ou vert pistache quand ils sont riches en épidote.

Bibliographie

Abbassene, F., (2016) : Contraintes chronologiques et petro-geochimiques du magmatisme sur l'evolutionpre- et post-collisionnelle de la marge algerienne : secteur de la Petite Kabylie. Ph. D. Thesis. USTHB Alger/UBO Brest, p. 360.

Aissa, D. E., (1996) : Les minéralisations du massif de l'Edough Annaba (Sb, AU, ZN, PB, Bi, W, Sn, Li, F, REE, Fe) : caractérisation géologique, gîtologique, géochimique, minéralogique, métallogénique, et évolution des phases fluides mises en jeu. Thèse Doct d'état, USTBH Alger.

Aissa, D. E., (1985) : Etude des indices et gisements métallifères du massif de l'Edough. Thèse de doctorat 3ème cycle. USTBH. Université d'Alger.

Aissa, D.E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Marignac, Ch., (1995) : Alpine metamorphic core complexes and metallogenesis : The Edough case (NE Algeria). Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts. Balkema, Rotterdam. P23-26.

Bellon, H., (1976) : Série magmatiques néogène et quaternaire du pourtour de la méditerranée occidentale comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. Thèse Doct. D'Etat, Univer. Paris.

Bouabssa, L., Marignac, C., Cuney, M., Gherbi, C., (2005) : Le complexe granitique langhien du Filfila (Nord-Est constantinois, Algérie) : Granites à cordiérites, granites à tourmaline et granites à métaux rares. Nouvelles données minéralogique et géochimiques et conséquences pétrologiques. Bull. Serv. Géol. Algérie, vol. 16, n°1, pp.15-53, 2005.

Bouabssa, L. (2010): The Filfila (NE Algeria) topazbearing granites and their rare metal minerals: Petrologic and metallogenic implications. Journal of African Earth Sciences 56 (2010) 107–113

Bouftouha, Y., (2000) : caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimique du skarn de la mine de fer d'Ain-Sedma Kabylie de Collo - N.E algérien (Bull. Serv. Géol. Algérie, Volume 11, N° 2)

Bouftouha, Y., (2000) : Pétrologie, géochimie et métallogénie des skarns associés aux granites miocènes de la Kabylie de Collo (N.E algérien). Thèse de Doct. Etat, Uni. Mentouri Constantine, 259 p

Bouftouha, Y., Bourefis, A., (2009): Comparative metallogenic aspects of the granite and skarns of Kabylie of Collo and Filfila (North-East Algeria). (2009), doi: 10.1016/j. Journal of AfricanEarth Science.2009.05.009.

Bouftouha, Y.,(1989) : etude des skarns et des indices métallifères de l'auréole métamorphique du massif granitique des Beni-Toufout (kabylie de collo).thèse .unv de constantine ,institut des sciences de la terre .136p.

Bouguerra, A., (1991) : Etude des skarns et de la minéralisation associée dans le massif de l'Edough (cas du gisement As-W de Karésas comparé à l'indice de Bouzizi). Thèse de Magister, 2 volumes, Université de Constantine, Algérie, 260p.

Bouillin, J.P. et Raoult, J.F., (1971) : Présence sur le socle kabyle de constantinois d'un Olistostromes lié au charriage des flyschs; le Numidien peut être un néo-autochtone? Bull. Soc. géol. France.

Bouillin, J.P., (1977) : Géologie alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'elMilia. Thèse, paris -Toulouse, 511p.

Bouillin, J.P., (1986) : Le « bassin maghrébin » une ancienne limite entre l'Europe et L'Afrique à l'ouest des alpes. Bulletin de la société géologique de France, 8, t. II., 547-558.

Bourefis, A.,(2000) :"Evaluation des transferts de matière par la méthode des bilans chimiques « méthode isocon ». Séminaire de géologie pétrolière- SGP4, Boumerdes.

Bourefis, A., (1994) : Etude pétrographique, minéralogique et métallogénique des skarns du Djebel Filfila (Skikda, Algérie). Thèse de magistère, Univ. Mentouri. Constantine, P 245.

Bourefis, A.,(2007) :pétrologie, minéralogie et géochimie des skarns,granites et cornéennes du djebel filfila (skikda,algerie) ,thèse Doc,. à l'univ. Mentouri. Constantine, P 201.

Burt, D., (1982) : Skarn Deposits – Historical Bibliography through 1970. Economic Geology, v. 77, P 755–763.

Chazot,G.,(2017): An overview on the origin of post –collisionl Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria):Evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment.Journal of African Earth Sciences ,125,27-41.

Djellit, H., (1987) : Evolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place des nappes flysch en petite Kabylie occidentale (Algérie). ThèseDoct.Univ. Paris

Dobson, D.C., (1982) : Geology and altération of the Lost River tin – tungstène – fluorine deposits, Alaska. Econ. Geol 77, 1033-1052.

Durand Delga, M., (1969) : Mise au point sur la structure du nord-est de berbérie. Bull. Serv. Géol. Algérie39, 89- 131.

Durand Delga, M., Raoult, J. F. Et Villa, J. M., (1967) : Situation en fenêtre du secondaire du Djebel Safia (nord- constantinois, Algérie). Extr. Du c. R. Som. Des séances du soc. Géol. France. P. 101.

Durand-Delga, M., (1955) : Etude géologique de l'ouest de la chaîne numidique. Thèse, paris. Bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie, (2), stratigraphie., descriptions régionales, no 24, 533 p.

E.RE.M. (Entreprise de Recherches Géologiques et Minières), (1969) : Le gisement à Sn-W de Beleleita. Rapport interne, (Inédit.).

Einaudi, M.T et Meinert, L.D., Newberry, R.J. (1981) : Skarn de posits. Econ. Geol., Anniv. P. 317-391.

Fontelles, M., (1978) : Les mécanismes de la métasomatose. Bull. Minéral 101, 166-194.

Foucault A. et Raoult J- F. (1988) : Dictionnaire de géologie Masson, 1988, P 352.

Fougnot, J., (1990) : Le magmatisme miocène du littoral nord- constantinois (Algérie), caractères, origine signification. Thèse de doctorat, institut polytechnique de lorraine, P 358 .

Geijer ,P., et Magnusson, N.H. ,(1952): The iron ores of Sweden. Symposium sur le gisements de ler du Monde. XIX Congrès Géologique International.

Hadj Zobir. S, M. Daif , S. Djorfi, (2013) : Caractérisation de l'origine géogénique/anthropique des anomalies en ETM au Cap de Garde, Massif de l'Edough, Annaba (NE algérien) Characterization of the geogenic/anthropic origin of the MTE anomalies in the Cap de Garde, Edough Massif, Annaba (NE Algeria)... Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo.

Hilly, J. (1957) : Etude géologique du massif de l'Edoughrt de cap de fer (Est – Constantinois). thèse Doc .Etat, Univ. Nancy.

Jebrek, M., et Marcoux , E., JEBRAK., (2008) : Géologie des ressources minérales. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, 667 p.

Johnson, K. (1991) : Differential effects of speaker and vowel variability on fricative perception. *Language and Speech*. **34**: 265-279.

Kieken, M., (1962) : Esquisse tectonique de l'Algérie. Publ de la Carte Géol., Alger, 31, 1962, 16 p.

Korzhinskii D.S., (1968): The theorie of metasomatic zoning. Mineral. Deposita 3, 222-231

Kwak, T. A. P., (1986) : Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits). Journal of Metamorphic Geology, v. 4, P 363–384.

Lahondère, J.-C., ; Feinberg, H., Haq, B.U., (1979) : Datation des grés numidiens d'Algérie orientale. *Compte Rendu de L'Académie des Sciences*, t 289, 383 -3886.

Lekoui, A.-M., (2010) : Pétrogéochimie et isotopes stables des skarns de l'Edough (Nord-Est Algerien). Dept de Géologie. Univ. Badji-Mokhtar- Annaba. Mémoire de Magister .P 109.

Laouar, R., boyce, A. J., Arafa, M., Ouabadi, A., et Fallick, A. E., (2005): Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, (sous presse).

Lemoy, C., (1969) : Contribution à l'étude géologique du massif du Filfila (Algérie nord orientale). Stratigraphie des unités allochtones ; structure et métamorphisme du massif. Thèse Doct. 3ème cycle, univ, nancy, P 95 .

Mahjoub, Y., (1991) : Cinématique des déformations et évolution p, t anté-alpines et alpines en petite Kabylie (Algérie orientale). Un modèle d'évolution du domaine tellien interne. Thèse doctorat. Université des sciences., université (usthb), Alger, P 193 .

Mahjoub, Y., Choukroune, P., Kienast, J.R., (1997): Kinematics of a complex alpine segment: superimposed tectonic and metamorphic events in the petite Kabylie massif (northern Algeria). *Bulletin de la société géologique de France*, 8, pp 649-661.

Mahjoub, Y., Merle, O., (1990) : Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de petite Kabylie (Algérie orientale). *Bulletin de la société géologique de France*, 8 (4), pp 629 - 634.

Marignac, Ch., Zimmerman, J.L.,(1983) : Ages K-Ar de l'événement hydrothermal et des intrusions associées dans ledistrict minéralisé Miocène d'Ain-Barbar (Algérie (Est Constantinois, Algérie). *Mineralium Deposita*, 18, 457-467.

Meinert ,L.D.,Dipple,G.M. ,et Micolescu,S. , (2005) : World Skarn Deposits. *Economic Geology*, 100th ann. vol., P. 299–336.

Meinert, L. D., (1995) : Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits – chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, v. 23, P. 401–418

Meinert,(2019) : Exploration for skarn deposits of the world.

Nemour, (1993) : Cinématique des déformations du massif orienta de la Petiete Kabylie. Application aux terrains cristallophylliens de la région de Skikda. P 135

Newberry, N. G., Peacor, D. R., Essene, E. J., & Geissman, J. W., (1982) : Silicon in magnetite: High resolution microanalysis of magnetite-ilmenite intergrowths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 80(4), P 334–340.

Noëmie L., (2014) : Contexte structural et métallogénique des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrou (Rif oriental, Maroc) Apports à l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale. thèse Univ de D'orléans. P 293.

Ouabadi, A., (1994) : Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux a cordiérite (Cap- Bougaroun, Béni-Toufout et Filfila), Algérie Nord- orientale. Thèse de doctorat. Univ. Rennes I. France.

Ouchefouni A, Bououden D. (2012) : Étude géologique et substances utiles non métalliques du massif de Filfila (skikda). Mémoire d'ingénieur, université, Badji Mokhtar, Annaba, 91p.

Perrin, C., (1969) : Contribution à l'étude géologique du massif du Filfila (Algérie Nord orientale). Stratigraphie et sédimentologie de la série mésozoïque de l'unité inférieure. Thèse de doctorat de 3ème cycle France.

Phan, K.D., (1969) : Skarns et minéralisations associées. *Chron. Mines. Rech. Minières* 37, 292-311 et 339-362.

Raoult, J. F., (1974): Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). (Thèse, Paris), Mémoire, Société, géologique, France., Nouvelle, Série, LIII, No121, P 163.

Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C., (2002): Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the virtual explorer*, v. 8, P 107 – 130.

Roubault, M., (1934): La Kabylie de Collo. Etude géologique. Thèse d'état, paris. Bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie, 2, no 10, P 272 .

Romanko, E., (1991) : principaux traits géologique et métallogénique de la région de Skikda (NE de l'Algérie). EREM. centre de recherche et de développement , Département de géologie et de métallogénie. P 124.

Sayoud, A., (2018) : Etude géologique et métallogénique de la mine d'Ain Sedma. Kabylie de Collo-Nord-Est Algérie. Dept de Géologie , Uni Mohammed Seddik Benyahia –Jijel, Mémoire master, P 54.

Semroud B. Fabries J., (1976) : Le massif granitique du Filfila (Nord Constantinois, Algérie). *Bulletin de la société d'histoire naturelle de l'Afrique du Nord* 67, 197-214.

Semroud, B., (1981) : Evaluation pétrographique du complexe magmatique néogène de la région de Bedjaia-Amizour. Thèse Doct. Etat, Univer. Alger.

Semroud. B, Ouabadi. A, Beloteur. O., (1992) : les granitoïdes associés à la chaîne alpine en Algérie du nord. Bull. Serv. Geol. Vol, pp3-8.

Vila, j. M., (1980) : La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse doct. Paris VI, 663p.