# Le massif des Beni Bou Ifrour et ses minéralisations ferrifères

e massif des Beni Bou Ifrour fait partie de ces fenêtres qui émergent des plaines dans le Rif oriental. Bien que de dimensions limitées (environ 7 km sur 10), il constitue une anomalie topographique haute allongée en NE-SW qui jaillit au cœur des plaines environnantes – Gareb au Sud, Nador à l'Est, Kert à l'Ouest – faisant face à l'imposant stratovolcan mio-pliocène du Gourougou. Son point haut, Jbel Ouiksane, culmine à 696 m.

Ce chapitre résume les principaux traits géologiques et structuraux du massif des Beni Bou Ifrour en s'appuyant essentiellement sur le travail de KERCHAOUI (1985, 1994). En effet, les études au niveau du massif se sont davantage concentrées sur les gisements de fer qu'il encaisse, et qui représentent les minéralisations ferrifères les plus importantes du Maroc. Un bilan des recherches menées à ce jour sur ces minéralisations sera donc proposé dans un deuxième temps.

# 3.1 Etudes géologiques et structurales du massif des Beni Bou Ifrour

Bien que le Nord de la péninsule de Melilla-Nador ait été très étudié pour sa plateforme carbonatée et la volcanologie du Gourougou (VILAND, 1977; HERNANDEZ & BELLON, 1985; EL BAKKALI, 1995, EL BAKKALI *et al.*, 1998), le massif des Beni Bou Ifrour a échappé à cette effervescence. En effet, si KERCHAOUI (1985, 1994) s'y est intéressé de façon extensive d'un point de vue stratigraphique et structural, aucun travail récent ne s'y est consacré alors que le massif présente plusieurs atouts capables d'apporter de nouvelles contraintes géologiques, notamment sur la déformation du Rif.

# 3.1.1 Les formations sédimentaires des Beni Bou Ifrour

Le massif des Beni Bou Ifrour (<u>Figure 3.1</u>) présente une série mésozoïque apparemment continue du Lias jusqu'au Crétacé inférieur, recouverte par une formation détritique du Miocène moyen (<u>Figure 3.2</u>). On y trouve au Sud également du Trias gypsohalin au niveau du Jbel Harcha, ainsi qu'à la limite méridionale du massif. Les unités lithologiques et leurs caractères structuraux permettent d'établir une division du massif des Beni Bou Ifrour en plusieurs sous-domaines.

## 3.1.1.a Stratigraphie

Les formations les plus anciennes du massif des Beni Bou Ifrour se situent au Sud, exhumées au cœur des anticlinaux du Jbel Harcha et du Jbel Ibaroudiene. Ce sont des calcaires micritiques massifs du Lias inférieur à moyen, disloqués en grabens comblés par les formations marno-calcaires à bélemnites du Lias moyen à supérieur. De rares ammonites y ont été datées du Domérien supérieur au Toarcien (cf. carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane). Suivent les marnes et calcaires à ammonites pyriteuses du Jurassique moyen (Dogger), puis une séquence flyschoïde désignée sous le nom de « Ferryschs » par WILDI (1981), et datant du Jurassique supérieur. Dans la partie nord du massif, le Jurassique supérieur est représenté par des calcaires divers : karstiques, dolomitiques, conglomératiques à entroques...

Les schistes du Crétacé inférieur forment une large partie des formations mésozoïques du massif des Beni Bou Ifrour. Au Sud, ce sont des marnes et des niveaux de pélites à passées calcareuses ou gréseuses très fossilifères (ammonites et bélemnites). Ces schistes néocomiens dits « argentés » tirent leur nom de leur couleur vert-argent attribuée à la chlorite. Ils dessinent un antiforme intégrant les anticlinaux du Jbel Harcha et du Jbel Ibaroudiene, l'anticlinorium du Jbel Bouzerib. Leur équivalent au Nord est une formation plus détritique, environ cinq fois plus épaisse, et constituée de pélites intercalées avec des bancs lités de quarzite, voire de lits de calcaires fins. Elles sont considérées comme étant de type flysch (JEANNETTE & HAMEL, 1961 ; RHODEN & ERENO, 1962) et supportent une importante barre calcaire qui forme le point haut du massif (Jbel Ouiksane). Par ailleurs, la présence d'une série volcanosédimentaire attribuée au Berriasien supérieur (sans certitude) est révélée par DUFLOT *et al.* (1984) : il s'agit de tuffites finement rubanées intercalées avec les niveaux schisto-gréseux du Crétacé inférieur.

Le Miocène moyen n'est présent qu'au SE du massif. Il est formé à la base de molasses de calcaires conglomératiques, puis par une série schisto-gréseuse incluant des olistolithes (gypse, éléments schisteux, cipolins...) dont la source est attribuée au domaine des nappes rifaines (JEANNETTE & HAMEL, 1961; KERCHAOUI, 1985, 1994). Malgré une lacune importante des dépôts depuis le Crétacé supérieur, ces sédiments sont en concordance sur les faciès néocomiens.

Les sédiments post-nappes (Messinien), enfin, forment un dépôt transgressif et discordant sur les flancs du massif.

L'ensemble des formations sédimentaires non-carbonatées des Beni Bou Ifrour est regroupé sous l'appellation de schistes. Ces roches ont subi une compaction lors des phases de plissement ; la schistosité est partout bien marquée, les bancs calcaires peu déformés et le métamorphisme général se traduit par un boudinage qui affecte l'ensemble de la série jurassico-crétacée (VILAND, 1977).

## 3.1.1.b Eléments structuraux

L'agencement tectonique du massif des Beni Bou Ifrour résulte de la succession de plusieurs étapes de déformation regroupant plis et failles. Les formations mésozoïques y sont plissées avant le charriage des nappes rifaines, qui passent au- dessus du massif en



**Figure 3.1 :** situation géologique simplifiée du massif des Beni Bou Ifrour (d'après les cartes géologiques au 1/50000 du Maroc, feuilles de Zeghanghane (NI-30-XXI-2b) et de Nador (NI-30-XXII-1a)). (A) Schéma structural ; (B) Log simplifié des grandes unités du massif.



**Figure 3.2 :** comparaison entre les colonnes stratigraphiques synthéthiques du Domaine Nord et du Domaine Sud des Beni Bou Ifrour (KERCHAOUI, 1994).

abandonnant des lambeaux, représentés par les olistolithes du Miocène moyen (JEANNETTE & HAMEL, 1961). Les plis majeurs comptent les anticlinaux déjà mentionnés du Jbel Harcha et du Jbel Ibaroudiene. Le premier est un pli droit dont la courbure de la charnière, globalement EW, est attribuée à un évènement post-plissement. Le second, d'axe EW également, est déversé vers le Sud d'environ 30°; son axe plonge de 20 à 30° vers l'ENE, et son flanc nord est de polarité normale tandis que son flanc sud est de polarité inverse. Plus au Nord du massif, le pli dit de Axara présente une surface axiale orientée N110, 30 N portant une linéation d'étirement orientée N25° E, et avec un plongement de 25° environ vers le NNE. Il est interprété comme basculé vers le Sud. Comme pour l'anticlinal du Jbel Ibaroudiene, son flanc nord est de polarité normale et son flanc sud est de polarité inverse. La partie NE du massif présente une série de plis-écailles d'axe NS et de pendage 45° vers l'Est en moyenne, déversé régulièrement vers l'Ouest et présentant des ondulations locales dues à une phase de plissement ultérieure.

L'accident majeur présent au sein du massif est la faille de l'oued Tlat, longue de 4 km et de forme arquée. Cette faille est interprétée par KERCHAOUI (1985, 1994) comme un chevauchement majeur dont les derniers mouvements sont postérieurs aux dépôts du Miocène moyen, pris en écharpe au niveau de l'oued Bourdim. Le long de la faille, les calcaires conglomératiques à entroques présentent les caractéristiques d'une mylonite marquant une linéation d'étirement pénétrative orientée NS. On trouve associée à cette déformation ductile une composante cassante s'exprimant par des failles inverses NE-SW à vergence sud-ouest. La faille de l'oued Tlat est plissée par la formation de l'anticlinorium de Jbel Bouzerib et décalée par la faille méridienne dite de l'oued Ouiksane, qui sépare en deux sur plus de 4 km la partie nord du massif. Cette faille représente en fait un couloir de failles parallèles et en relais sur 100 à 200 m de largeur. Les marqueurs cinématiques de cette faille sont interprétés de plusieurs façons : (1) pour RHODEN & ERENO (1962), il s'agit d'une faille subverticale décrochante sénestre, dont la faille d'Aït-Rhanem à l'Ouest est le pendant ; (2) pour KERCHAOUI (1994), elle indique un mouvement coulissant dextre avec un rejet local de 500 m ; il en fait une faille de déchirure au front du chevauchement de l'oued Tlat.

Il existe d'autres failles normales sénestres NS à NE-SW, de pendage 35° W à SW. La plus importante de celles-ci est la faille de Ouiksane, décrite comme responsable de la mise en place d'un corps plutonique, appelé Intrusion Centrale par les mineurs de l'exploitation de Ouiksane, auquel la minéralisation la plus importante du massif est associée (RHODEN & ERENO, 1962). Il existe également un important réseau de failles EW à NW-SE subverticales à pendage nord, probablement responsables de la mise en place d'une deuxième génération de dykes intrusifs. Au NE du massif, l'allure isoclinale des plissements cache une structure en failles plates à peine visible en surface, dévoilée grâce aux travaux miniers réalisés lors de l'exploitation du fer (RHODEN & ERENO, 1962). Listriques à vergence ouest, on en dénombre trois majeures : (1) la plus large et profonde (jusqu'au niveau de la mer) est la faille de Cherif, qui s'étend sur 1600 m, (2) la faille d'Iberkanen de 1000 m, jusqu'à 200 m de profondeur, et (3) la faille d'Axara, de 500 m de longueur. Au Sud, les failles de l'oued Ibouhardain occupent la zone charnière entre les anticlinaux du Jbel Ibaroudiene et du Jbel Harcha. Ces failles, globalement orientées EW, sont des failles inverses à vergence sud marquant des mouvements du Nord vers le Sud. Par ailleurs, on retrouve dans la partie sud du massif le réseau de failles NS à NE-SW qui hâche le Domaine Nord, en plus discret toutefois.

## 3.1.1.c Subdivision du massif

Sur la base d'arguments stratigraphiques et structuraux, KERCHAOUI (1985, 1994) subdivise le massif des Beni Bou Ifrour en deux unités, séparées par le contact tectonique majeur de l'oued Tlat : (1) un Domaine Nord, ou unité de Ouiksane, et (2) un Domaine Sud, ou unité du Jbel Harcha (Figure 3.3).

Le Domaine Nord est constitué des secteurs occidental (Jbel Ouiksane) et oriental (Jbel Tazeka Azrou), délimités par une ligne méridienne définie par la faille de l'oued Ouiksane. De part et d'autre de cette ligne, les séries stratigraphiques sont analogues à quelques variantes près. Les schistes du secteur occidental remontent ainsi jusqu'au Jurassique supérieur, tandis que ceux du secteur oriental sont considérés comme Crétacé inférieur ; ils représentent en fait la partie supérieure de la même série (RHODEN & ERENO, 1962 ; KERCHAOUI, 1985, 1994). En effet, les lentilles de calcaires se trouvent au sommet de la séquence du secteur occidental, tandis que dans le secteur oriental elles sont présentes à la base de la même série. La principale différence entre les deux secteurs réside dans l'orientation des strates de part et d'autre de l'oued Ouiksane : celles-ci présentent une structure monoclinale de direction EW à pendage nord (35° en moyenne) à l'Ouest, et NS à pendage est (35° en moyenne) à l'Est. D'après FAURE-MURET (*in* JABRANE, 1993), l'orthogonalité des structures serait due à une rotation horaire de 90° du secteur nord-oriental. C'est en effet le seul secteur qui ne respecte pas la disposition régionale des massifs avoisinants.

Le Domaine Sud est lui-aussi divisé en deux par la vallée de l'oued Ibourhardain : les secteurs du Jbel Ibaroudiene et du Jbel Harcha, qui correspondent aux anticlinaux du même nom.



**Figure 3.3 :** carte schématique illustrant les subdivisions du massif des Beni Bou Ifrour (KERCHAOUI, 1994).

## 3.1.2 Les Beni Bou Ifrour, siège d'un champ magmatique plutonique

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, les roches volcaniques sont largement distribuées sur la péninsule de Melilla-Nador. Elles sont particulièrement présentes au niveau du massif des Beni Bou Ifrour dans leur équivalent profond (<u>Figure 3.1</u>), et forment ainsi au niveau du Domaine Nord le seul champ magmatique plutonique du Rif marocain.

## 3.1.2.a Les massifs volcaniques environnants

Les monts Amar, Afra et Loma-Mokhtar se rattachent géographiquement au massif des Beni Bou Ifrour, qu'ils bordent sur ses parties nord et est (VILAND, 1977). Ainsi les monts Amar s'alignent selon un axe EW au Nord du massif, dans des terrains miocènes. Cet alignement traduirait l'existence d'une cassure du socle selon cette direction, limitant au Nord l'extension du substratum mésozoïque. Les monts Loma-Mokhtar bordent le flanc est des Beni Bou Ifrour selon un axe NNE-SSW, marquant une nouvelle cassure importante du socle. Cet alignement se poursuit au NE par les monts Afra, dont les laves recouvrent le socle, puis au-delà de la plaine par la zone de fracture de Sidi-Youssef d'où s'épanche une coulée basaltique tardive.

Les laves de ces différents ensembles volcaniques, généralement massives, présentent une certaine homogénéité d'aspect et une structure microlithique porphyrique. Ce sont des rhyodacites, très semblables à Amar et Loma-Mokhtar. Les laves sont de faciès différent aux monts Afra, qui présentent de plus une altération hydrothermale intense. Décrits par VILAND (1977) comme des trachytes alcalins, intermédiaires entres les rhyodacites et les trachytes claires à sanidine de Nador, elles sont en revanche assimilées à des andésites par EL BAKKALI (1995).

## 3.1.2.b Les roches plutoniques

Le cortège de roches magmatiques des Beni Bou Ifrour présente une grande variété de faciès à caractère plus ou moins porphyrique. La plus importante, l'Intrusion Centrale, est une granodiorite porphyrique dont les éléments ferromagnésiens se détachent d'un fond où l'on distingue des feldspaths (VILAND, 1977). Les amphiboles y sont très abondantes (13-14 % en moyenne), ainsi que les biotites (jusqu'à 8 %). Les minéraux de première génération sont les plagioclases, amphiboles, micas, apatites et minéraux opaques, les minéraux secondaires des orthoses et quartz.

En surface, on trouve des variations de l'Intrusion Centrale. KERCHAOUI (1985, 1994) y dénombre trois types, présentant divers degrés d'altération : (1) le faciès à amphiboles, (2) le faciès à biotite et (3) le faciès à pyroxènes. Pour JABRANE (1993) et JABRANE *et al.* (2001), c'est la présence de minéraux métasomatiques dans la granodiorite (§ 3.2.4) qui a conduit les auteurs précédents à admettre l'existence de plusieurs faciès d'origine magmatique. Les variations locales de la proportion en ferromagnésiens seraient ainsi plutôt liées à l'altération.

La distribution en surface des filons et dykes n'est pas aléatoire : les intrusions s'organisent en un long chevelu aux directions subparallèles aux failles NS à NE-SW. Les auteurs s'accordent pour dire que les roches plutoniques du massif sont syn-tectoniques, guidées par la tectonique fragile : elles s'injectent soit dans les failles NE-SW à NS tardives qui hachent le massif, sous forme de sills et de dykes qui recoupent les schistes en NE-SW, ou encore en lame intrusive épaisse grossièrement concordante avec la stratigraphie comme l'Intrusion Centrale. VILAND (1977) suggère ainsi la présence d'un socle laccolitique continu dans les terrains mésozoïques du Domaine Nord.

Plus rares dans le Domaine Sud, les granodiorites viennent en remplissage de fentes d'extension en échelon N130-N160 au sein d'un couloir de cisaillement ductile-fragile dextre de direction N80-N130 (oued Ibouhardain ; KERCHAOUI, 1985, 1994).

# 3.1.2.c Géochimie et datations

Les analyses chimiques réalisées sur ces roches magmatiques montrent que ce sont des roches calco-alcalines potassiques (VILAND, 1977 ; KERCHAOUI, 1994 ; EL BAKKALI, 1995 ; EL BAKKALI *et al.*, 1998). Dans l'ensemble, les roches plutoniques présentent une grande similitude avec les massifs volcaniques environnants dont elles représentent les équivalents pétrographiques.

A ce jour, les roches intrusives des Beni Bou Ifrour ont fait l'objet de plusieurs datations compilées dans la <u>Table 3.1</u> et localisées sur la <u>Figure 3.4</u> ; les âges s'y échelonnent de 8.9 à 3.6 Ma.



Figure 3.4 : report des âges du magmatisme du massif des Beni Bou Ifrour sur le schéma structural.

Sample	Rock-type	Age (Ma)	Error (Ma)	Method	Mineral	Authors
GG030699-1a	diorite	7.58	0.03	Ar-Ar	bt	Duggen et al., 2005
GO-1	granodiorite	8.02	0.22	K-Ar	bt	El Rhazi & Hayashi, 2002
G21	granodiorite	7.69	0.18	K-Ar	WR	El Bakkali et al., 1998
G1	granodiorite	8.13	0.20	K-Ar	WR	El Bakkali et al., 1998
G3*	andesite	7.65	0.25	K-Ar	WR	El Bakkali et al., 1998
P1*	trachytic tuff	6.18	0.15	K-Ar	WR	El Bakkali et al., 1998
P1*	trachytic tuff	7.53	0.19	K-Ar	bt	El Bakkali et al., 1998
G8*	andesite	7.86	0.30	K-Ar	WR	El Bakkali et al., 1998
Z18-90	diorite	8.30	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z17-90	diorite	7.70	0.10	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z10-90	diorite	8.90	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z40-90	diorite	7.70	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z41-90	diorite	3.60	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z41-90	diorite	3.70	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
W19-91	diorite	8.60	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z45-90	diorite	8.20	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z45-90	diorite	7.50	0.20	K-Ar	bt + ms	Kerchaoui, 1995
W44-91	diorite	6.00	0.10	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z36B-90	diorite	5.30	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
W05-91	diorite	5.40	0.40	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z43-90	diorite	8.00	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z46A-90	diorite	5.70	0.40	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
W31-91	diorite	4.50	1.60	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z34-90	diorite	7.90	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z30B-90	diorite	8.00	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z31-90	diorite	4.50	0.10	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
U15	granodiorite	6.70	0.33	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
R20-82	microgranodiorite	7.30	1.50	Ar-Ar	bt	Monié et al., 1984
R20-82	microgranodiorite	7.90	0.30	Ar-Ar	bt	Monié et al., 1984

**Table 3.1 :** compilation des datations réalisées sur le magmatisme des Beni Bou Ifrour et des massifs environnants (\*).

## 3.1.3 Paléogéographie : la place des Beni Bou Ifrour dans le Rif oriental

La place des Beni Bou Ifrour dans l'échiquier régional a longtemps été débattue. BLUMENTHAL (1932 ; *in* JABRANE, 1993) conclut que le massif est une entité appartenant à la chaîne du Rif plutôt qu'à l'avant-pays. Le Congrès d'Alger (1952), fondateur dans l'histoire géologique de la région, le rattache à l'avant-pays autochtone. Les études structurales de FRIZON DE LAMOTTE (1985) associent les Beni Bou Ifrour aux Temsamane (et donc au Mésorif). KERCHAOUI (1985) les situent entre les Temsamane et l'avant-pays. L'étude paléogéographique de KERCHAOUI (1994) distingue le Domaine Nord et le Domaine Sud des Beni Bou Ifrour d'un point de vue lithostratigraphique. Cette disparité fondamentale entre les deux domaines est soulignée par la signature de leur milieu sédimentaire au Crétacé inférieur, détritique au Nord et marneux au Sud.

Ainsi le Domaine Nord représente-t-il une matrice turbiditique détritique d'âge estimé au Berriasien inférieur à moyen, comportant des olistolithes d'âge estimé au Jurassique supérieur à Crétacé inférieur (probablement Tithonique). Ces olistolithes, responsables de la topographie en mamelons du domaine, sont des calcaires divers (karstiques, dolomitiques, conglomératiques à entroques...) ou encore des roches tuffitiques, répartis aléatoirement au sein de la matrice turbiditique. KERCHAOUI (1985, 1994) fait du Domaine Nord un olistostrome allochtone, ressemblant aux unités Temsamane Nord, et dont il rattache la matrice flyschoïde à des séries équivalentes en Oran, soit une centaine de kilomètres plus à l'Est, voire à Alger (d'après les descriptions de WILDI, 1983). Cela est compatible avec le transport tectonique d'Est en Ouest connu en Alboran (cf. Chapitre 1). Toujours d'après les descriptions de WILDI (1983), les dépôts carbonatés des olistolithes correspondraient à ceux développés dans l'avant-pays ; leur nature variable est le reflet du morcellement de la plateforme carbonatée. La série volcano-sédimentaire à tuffites n'existe nulle part ailleurs en Afrique du Nord.

Le Domaine Sud comporte des formations s'échelonnant du Lias inférieur au Crétacé inférieur selon la séquence sédimentaire continue suivante : (1) calcaires liasiques, (2) séries marno-calcaires du Dogger, (3) schistes gréseux, marnes calcaires et calcaires à calpionnelles du Jurassique supérieur, et (4) schistes argentés néocomiens. Elle montre un approfondissement progressif au cours du temps : la plateforme marine est d'abord au Lias peu profonde, mais cependant instable car tectoniquement active au Lias moyen à supérieur, comme en attestent les formations marno-calcaires qui comblent les grabens formés au sein des calcaires massifs plus anciens. L'approfondissement progressif du bassin se fait au Dogger, fin d'un premier cycle de sédimentation carbonatée où l'on trouve des fossiles pélagiques caractérisant une mer ouverte qui a envahi le Rif interne et toute la bordure septentrionale de l'Afrique. Au Jurassique supérieur, les séries carbonatées sont peu à peu remplacées par la sédimentation détritique des ferryschs turbiditiques, d'origine saharienne, qui s'accumulent en eaux profondes sous forme de turbidites sur la marge subsidente du craton africain (WILDI, 1981). Au Crétacé, le dépôt des schistes argentés marno-calcaires est profond et correspond à un faciès de mer ouverte voire de bassin, contrairement aux chaînons méridionaux qui eux reflètent le rivage. Les schistes argentés du Néocomien sont par ailleurs une série commune à l'ensemble du Rif externe (WILDI, 1981). Aux variables latérales de faciès près, l'ensemble de cette séquence sédimentaire se révèle donc conforme à l'évolution paléogéographique régionale d'autres séries de l'autochtone telles que l'on peut en voir ailleurs dans le Rif oriental (unités Temsamane Sud) ou l'avant-pays atlasique (KERCHAOUI, 1985, 1994).

Une lacune sédimentaire couvre la période du Crétacé supérieur au Miocène moyen. Or, régionalement, les dépôts du Crétacé supérieur (silico-clastites) se développent dans le Rif externe et l'avant-pays ; cette absence pourrait-être liée à l'exondation du Domaine Sud à cette période, ou encore à un épisode d'érosion. Les dépôts du Miocène moyen (molasses et série détritique à olistolithes) sont eux liés à une transgression marine commune dans le Rif oriental. Malgré la lacune importante, ces sédiments littoraux sont dans les Beni Bou Ifrour concordants sur le Néocomien alors que dans les unités Temsamane Sud ou dans le chaînon du Gareb, ces mêmes dépôts sont discordants sur les formations antérieures.

Le rapprochement de ces deux unités paléogéographiquement différentes est lié à la translation du Domaine Nord sur le Domaine Sud, au moins jusqu'au Miocène moyen où elles sont tectoniquement jointes par l'accident intra-Beni Bou Ifrour de l'oued Tlat (KERCHAOUI, 1985 ; 1994), cet accident constituant le conjugué de l'accident sénestre de Nékor (JABRANE, 1993).

# 3.1.4 Evolution tectonique du massif des Beni Bou Ifrour

MOREL (1987) attribue la mise en place des nappes et l'évolution tectono-sédimentaire des bassins de Melilla, Kert et Nador au jeu des accidents tardifs NE-SW dans le Rif oriental ; il estime qu'il pourrait en être de même pour le massif des Beni Bou Ifrour et la mise en place des diorites.

# 3.1.4.a Modèle tectonique de KERCHAOUI (1994)

Le massif des Beni Bou Ifrour présente aujourd'hui une structure générale en antiforme dissymétrique, d'axe convexe ouvert vers le NW et haché de failles NE-SW et EW. Un modèle d'évolution structurale est proposé par KERCHAOUI (1994), qui organise les différents éléments structuraux rencontrés en trois étapes de déformation : (1) une première phase de déformation ductile-fragile D1, possiblement Oligocène, (2) une seconde phase de déformation ductile-fragile D2 datant du Miocène moyen, et (3) la tectonique cassante tardiorogénique, aussi appelée néotectonique. Ce modèle est argumenté par plusieurs coupes de terrain, qui illustrent à l'échelle du massif les différents éléments structuraux détaillés cidessus (Figure 3.5 et Figure 3.6).

La D1 ne s'observe que dans le secteur nord-oriental, ce qui renforce l'hypothèse de l'allochtonie du Domaine Nord. Elle est responsable des failles inverses et chevauchements méridiens de vergence ouest, dont certains sont associés à une fabrique mylonitique avec linéation d'étirement plongeant de 25° vers l'Est. La D1 est ainsi le reflet d'une tectonique compressive marquée par des mouvements d'Est en Ouest qui ne développent pas de plis, et donc antérieurs à la schistosité régionale. Ces failles plates ont d'abord été considérées contemporaines de la mise en place des nappes rifaines (RHODEN & ERENO, 1962), soit plus tardives.

La D2, enregistrée dans l'ensemble du massif, s'exprime par les plis synschisteux kilométriques (plis de Axara, de Jbel Harcha et de Jbel Ibaroudiene), ainsi que par des chevauchements localement soulignés par des mylonites (faille de l'oued Tlat, faille de l'oued Ibouhardain), le tout d'orientation EW à vergence sud. Les anticlinaux de Jbel Harcha et de Jbel Ibaroudiene, fracturés en leur centre, percent leur couverture sédimentaire en disharmonie de plissement (JEANNETTE & HAMEL, 1961). La D2 est symptomatique d'un raccourcissement NS ; c'est cette phase de déformation qui est donnée responsable du métamorphisme régional, du faciès des schistes verts.

La D2 se poursuit par une phase souple de raccourcissement NW-SE, marquée par la formation de l'anticlinorium en « dos d'âne<sup>1</sup> » de Bouzerib. Celui-ci se superpose à l'anticlinal d'Axara dans le Domaine Nord, affecte le tracé de la faille de l'oued Tlat et prend enfin en écharpe les anticlinaux des Jbel Harcha et Ibaroudiene dans le Domaine Sud avec une plongée moyenne de 40° vers le NE. Plusieurs failles dextres (N80-N130) liées à la formation de cet anticlinorium provoquent le flambage de la charnière de l'anticlinal de Jbel Harcha.

Aux limites du massif des Beni Bou Ifrour, la néotectonique s'identifie par : (1) des linéaments NE-SW individualisant la boutonnière à l'Est et à l'Ouest, et (2) des linéaments EW représentés au Nord par la faille de chevauchement d'Ibn Aissaten (WNW-ESE à vergence SW) et par une faille normale supposée limiter le massif au Nord, marquant le contact avec les formations volcano-sédimentaires du Néogène supérieur (MOREL, 1987). Au sein même du massif, KERCHAOUI (1994) attribue aux linéaments NS des jeux de failles coulissantes dextres, de failles normales et de joints d'extension. Il assimile les linéaments EW à des failles de chevauchement anciennes et des failles normales limitant le massif au Nord, et que l'évolution néotectonique fait rejouer. Ces failles résultent dans le Domaine Nord d'une tectonique en effondrement dont les mouvements verticaux n'ont pu en l'absence de marqueurs être définis et ne sont donc pas évalués. L'absence de plissement des failles indique qu'elles sont postérieures à l'anticlinorium de Bouzerib (tortonien à messinien). Il en est de même pour les filons intrusifs, dont l'étroitesse à l'échelle du massif indique que l'encaissant était fragile mais compétent au moment de leur mise en place entre 9 et 5 Ma, ce qui correspond bien à la période d'extension néotectonique.

# 3.1.4.b Intégration du modèle tectonique de KERCHAOUI (1994) dans le Rif oriental

Dans le modèle d'évolution structurale du massif des Beni Bou Ifrour de KERCHAOUI (1994), la D1, possiblement Oligocène supérieur, est liée à l'ouverture de l'Atlantique qui résulte en la translation des unités rifaines de l'Est vers l'Ouest. La D2, datée du Miocène moyen et accompagnée d'un métamorphisme de type schiste vert, est liée à la phase paroxysmale majeure elle-même due au charriage des nappes vers le SSW (ANDRIEUX, 1971 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1985). La néotectonique indique une compression NS qui se produit dès la fin du Miocène moyen (Tortonien) et correspond à la transgression marine généralisée dans le Rif oriental. Elle est responsable à l'échelle régionale de la formation des horsts (massifs régionaux des Beni Bou Ifrour, des Trois Fourches, des Temsamane et des chaînes du Gareb et des Kebdana) et grabens (bassins environnants). Leur géométrie allongée en NE-SW est contrôlée par un raccourcissement NS accommodé par des failles en NE-SW coulissantes sénestres ou en NS normales (GUILLEMIN & HOUZAY, 1982 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1985 ; MOREL, 1987). Il existe également des failles secondaires NW-SE coulissantes dextres, ainsi que des failles inverses EW plus locales.

Deux petits massifs isolés, Bouserit et Tistoutine, se détachent au Sud des Beni Bou Ifrour. Analogues dans leur structure générale, ils font relais dans la sierrana de Driouch (JEANNETTE & HAMEL, 1961).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> *i.e.* à double plongée, nord et sud.

#### Chapitre 3 – Le massif des Beni Bou Ifrour et ses minéralisations ferrifères





moyen; F.O.T .: faille majeure de l'oued Tlal.

**Figure 3.5 :** coupes lithostructurales dans le massif des Beni Bou Ifrour (KERCHAOUI, 1994). (AB) A travers le Domaine Nord, illustrant le contact entre les deux sous-domaines au niveau de l'accident de l'oued Ouiksane. Les couches sont de direction opposées de part et d'autre de cet accident : NS à l'Est, dans le sous-domaine oriental, et EW à l'Ouest, dans le sous-domaine occidental ; (CD) A travers le sous-domaine occidental, illustrant un pli basculé à vergence sud dont la charnière serait faillée. Ces séries sont percées d'injections de diorite, dont la principale est au Nord représentée par le dyke de l'oued Ouiksane. La discordance angulaire des séries plio-quaternaires, bien visible à ce niveau, permet de caler l'âge stratigraphique de ce dyke ; (EF) A travers tout le Domaine Sud, illustrant : (1) la différence de style tectonique entre l'anticlinal du Jbel Ibaroudiene, renversé et écaillé vers le Sud, et l'anticlinal du Jbel Harcha au Sud ; (2) au Sud, le Miocène repose en discordance parallèle sur le Néocomien ; (3) la vallée de l'oued Ibouhardain, où se trouvent plusieurs failles de chevauchement (A, B, et C), forme une limite structurale entre les deux anticlinaux.

#### Chapitre 3 – Le massif des Beni Bou Ifrour et ses minéralisations ferrifères





Légende: (1) formation des calcaires massifs du Lias Inf.-moyen (2) formation des calcaires lités du Lias moyen-sup.; (3) formation marno-calcaire du Dogger; (4) formation des "Ferryshs" du Jurassique sup.; (4\*) formation du jebel Mékrane (Jurassique sup.); (5) formation des "schistes argentés" du Néocomien; (6) formation du Miocène moyen; (7) F.O.T.: Faille de l'oued Tiat représentant le contact chevauchant majeur; D. discordance parallèle.

**Figure 3.6 :** coupes lithostructurales dans le massif des Beni Bou Ifrour (KERCHAOUI, 1994). (GH) A travers l'anticlinal du Jbel Harcha, illustrant un pli anticlinal droit souligné par les couches verticales du Lias d'orientation N70. Il s'agit d'un anticlinal faillé tardivement ; (IJ) A travers le Jbel Mekrane, montrant le contact avec le Domaine Nord et illustrant la charnière de l'anticlinal du Jbel Ibaroudiene, renversé et écaillé vers le Sud par le jeu des différentes failles inverses (A, B et C) à vergence sud et parallèles à la faille de l'oued Tlat ; (IJ) Entre le Domaines Nord et le Domaine Sud, montrant le contact chevauchant de la faille de l'oued Tlat au niveau de l'oued Bourdim, ainsi que les imbrications par failles inverses des formations du Jurassique supérieur, du Néocomien et du Miocène moyen. Ce dernier, à cet endroit, se retrouve coincé sous les calcaires conglomératiques à entroques d'âge jurassique supérieur.

3.1.4.c Un autre modèle : la résurgence caldeirique de EL BAKKALI et al. (2001)

La cuvette d'Oumassine est une zone en dépression d'environ huit kilomètres sur dix, située dans le bassin sédimentaire post-nappes de Melilla-Kert entre le stratovolcan du Gourougou et le massif mésozoïque des Beni Bou Ifrour. Elle est remplie de sédiments essentiellement marneux d'âge miocène supérieur où sont intercalés des horizons volcanoclastiques (tufs) de puissance métrique à décamétrique. Ces dépôts sont associés au volcanisme néogène du stratovolcan du Gourougou et de ses appareils satellites, situés pour la plupart autour de la dépression d'Oumassine. D'après la distribution et la structuration des tufs, ainsi que les caractères lithologiques et sédimentologiques observés à l'intérieur et à l'extérieur de cette cuvette, EL BAKKALI *et al.* (2001) suggèrent que celle-ci pourrait être une caldeira sous-marine (Figure 3.7).

Il s'agit probablement d'une structure complexe, résultant d'une succession de phases d'effondrement. La caldeira se serait ainsi formée pendant la phase magmatique calco-alcaline potassique liée au volcanisme des massifs satellites : les tufs les plus anciens, rhyolitiques à andésitiques, sont ainsi reliés à la formation de la caldeira et à son activité interne. Les tufs les plus récents, de composition trachytique et latitique, sont eux indépendants de l'activité de la caldeira ; ils la remplissent tardivement lors de l'activité magmatique shoshonitique du Gourougou.



Figure 3.7 : limites probables de la caldeira d'Oumassine et du secteur SE soulevé (EL BAKKALI *et al.*, 2001).

Des filons de granodiorites recoupent les séries mésozoïques des Beni Bou Ifrour, équivalentes en âge et en composition à certaines laves des massifs satellites du Gourougou. Dans l'hypothèse de la caldeira, le compartiment nord des Beni Bou Ifrour contenant les granodiorites aurait ainsi subi une résurgence volcano-tectonique récente, postérieure à l'intrusion des granodiorites et en réponse mécanique aux effondrements du système caldeirique d'Oumassine. L'interprétation du secteur d'Ouiksane comme un bloc résurgent d'origine volcano-tectonique fournit une explication cohérente avec : (1) l'affleurement des granodiorites, elles-mêmes d'âge Miocène supérieur et interprétées comme des équivalents hypovolcaniques des andésites des volcans satellites de la caldeira, à l'aplomb des formations du bassin miocène ; (2) l'altération hydrothermale particulièrement forte au niveau de ce secteur ; (3) les déformations locales et récentes, sans relation avec le régime tectonique régional ; (4) les épais colluvions de pente plio-quaternaires du flanc nord des Beni Bou Ifrour, qui correspondent à un marqueur du soulèvement topographique.

# 3.2 Les minéralisations des Beni Bou Ifrour

Le massif des Beni Bou Ifrour est le siège des minéralisations ferrifères les plus importantes du Maroc, et qui de fait ont été exploitées de 1915 à 1976. Dans ce district, les gisements sont regroupés en trois bandes minéralisées majeures qui s'étendent sur 36 km<sup>2</sup> dans la partie nord du massif, et qui d'Ouest en Est sont connues sous les noms de Ouiksane, Axara-Imnassen et Setolazar-Bokoya (Figure 3.1 et Figure 3.8). Le minerai y est essentiellement composé de magnétite. Une note synthétique a récemment été publiée sur le sujet par BOUABDELLAH *et al.* (2012 ; <u>Annexe II</u>).



Figure 3.8 : photo aérienne montrant la distribution des exploitations des Beni Bou Ifrour.

# 3.2.1 Exploration et exploitation – chiffres de production

Ce sont de grands affleurements d'hématite massive (type chapeau de fer) sur les versants du Jbel Ouiksane qui ont d'abord révélé la présence du fer de Ouiksane lors d'une

prospection du secteur par Del Valle dès 1905-1907. Ce fer y a été exploité en *open pit* par la CEMR<sup>2</sup> dès 1914. Les gisements de Axara et de Setolazar seront découverts plus tard (1927-1929) grâce à une prospection magnétique au sol, et exploités à la fois à ciel ouvert et en souterrain. Les extensions des masses minéralisées seront finalement mises en évidence lors de travaux de magnétométrie au sol (1951, 1954-1955, 1959-1960) puis aéroportée (couvert de 2100 km<sup>2</sup> en 1959).

Les données de production couvrant les périodes 1915-1951 et 1957-1967 (DUFLOT *et al.*, 1984) montrent que respectivement 24 Mt et 12 Mt de minerai ont été exploitées par la CEMR avant que la société SEFERIF<sup>3</sup> ne reprenne l'exploitation du secteur. Finalement, plus de 60 Mt de minerai (45-60 % Fe) auraient été produites sur l'ensemble de la durée d'exploitation (1915-1976). Les réserves potentielles de minerai de fer seraient de l'ordre de 26.4 Mt (dont 17 Mt certifiées, teneurs moyennes de 37.5 % Fe, 4 % S), voire de 46 Mt si l'on inclut les teneurs inférieures à 40% (BOUADBELLAH *et al.*, 2012). Le district fait d'ailleurs actuellement l'objet d'un appel d'offre pour la reprise de l'exploitation du fer.

# 3.2.2 Typologie des minéralisations

Depuis la découverte des minéralisations ferrifères au sein du massif, plusieurs hypothèses ont été proposées pour les qualifier. Celles-ci intègrent systématiquement la présence des intrusions plutoniques, dont l'association spatiale avec le minerai est difficilement contournable. HEIM le premier invoque ainsi en 1934 une origine magmatique de la phase minéralisatrice qui produit le fer, tandis que RHODEN & ERENO suggèrent en 1962 une action pneumatolytique. Quelques auteurs privilégient cependant une origine hydrothermale (DELIZAUR, 1952) ou volcano-sédimentaire avec une contribution hydrothermale (DUFLOT *et al.*, 1984). Ce n'est qu'en 1977 que VILAND puis KERCHAOUI (1985) évoquent un modèle métasomatique de type skarn pour ces minéralisations, sans encore en fournir les arguments métallogéniques qui seront plus tard apportés par JABRANE (1993), JABRANE *et al.* (2001) puis EL RHAZY & HAYASHI (2002).

Une synthèse des principales caractéristiques des gisements des Beni Bou Ifrour est ici proposée. L'ensemble des termes employés sera explicité dans le Chapitre 4, qui constitue un rappel général sur les minéralisations de type skarn.

## 3.2.3 Morphologie et structures des gisements

Comme nous l'avons évoqué plus tôt, les minéralisations ferrifères se concentrent presque exclusivement dans le Domaine Nord du massif des Beni Bou Ifrour, et cela tout en se dispersant d'Ouest en Est. Selon leur position par rapport à la faille de l'oued Ouiksane, limite majeure au sein du massif, les minéralisations s'expriment de façon différente. Ainsi à l'Ouest de la faille, le gisement de Ouiksane se présente sous la forme de lentilles de minerai massif et d'un réseau anastomosé de veines et veinules ; il est stratiforme à l'Est sur Axara et

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> CEMR : Compañia Española de Minas del Rif.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> La SEFERIF est une société dont la gestion fut confiée au Bureau de Recherche et de Participations Minières (BRPM). Cet organisme géologique public est devenu en 2005 l'Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM).

Setolazar, où il est caractérisé par des alternances régulières de bancs ferrifères et de bancs stériles. Cette différence de modalités est attribuée à la substitution par le minerai de fer de lentilles calcaires au sommet de la série gréso-pélitique de Ouiksane. L'allure rubanée sur Axara et Setolazar est elle imputée au remplacement de deux couches calcaires intercalées dans la séquence schisteuse (JABRANE, 1993).

La structure de ces gisements est rendue très complexe par une tectonique intense et par l'abondance de roches magmatiques qui les recoupent. Les travaux miniers réalisés par RHODEN & ERENO (1962) détaillent la géométrie de chaque gisement le long de profils (Figure 3.9). Ils proposent ainsi un modèle de mise en place où ils assimilent les minéralisations de Axara et de Setolazar (Figure 3.10) : après le plissement du Domaine Nord en un dôme anticlinal (Figure 3.10 A), un mouvement se produit le long de la faille de Ouiksane, faille normale sénestre de direction NE-SW et de pendage 60-65° vers le NW qui traverse le Jbel Ouiksane (80 % du mouvement total ; Figure 3.10 B). L'emplacement du corps magmatique principal, l'Intrusion Centrale, se produit alors au travers de cette faille (Figure 3.10 C). La minéralisation hydrothermale se développe dans l'ensemble du Domaine Nord et la magnétite vient remplacer les termes carbonatés de l'encaissant (Figure 3.10 D). Elle est recoupée à Setolazar par une série de dykes normaux par rapport à la S0, qui génèrent de légers décalages des minerais tandis qu'au niveau de Ouiksane, les derniers mouvements de la faille de Ouiksane se produisent (20 % du mouvement total ; Figure 3.10 E). La dislocation – et le basculement subséquent – de la bande minéralisée de Setolazar provoque la répétition de la série à Axara-Imnassen (Figure 3.10 F) ; celle-ci se fait par l'intermédiaire de failles plates initiant des charriages vers l'Ouest, qui représenteraient une variation des nappes rifaines se déplaçant vers le Sud. L'ultime stade est l'éruption du dyke bréchique de l'oued Ouiksane (Figure 3.10 G).

Pour EL BAKKALI *et al.* (2001), l'emplacement du minerai de fer au SE de la dépression d'Oumassine et au NE des Beni Bou Ifrour est probablement en relation avec une résurgence excentrique de ce secteur qu'ils interprètent comme une caldeira qui aurait favorisé le fonctionnement d'un important système de circulation de fluides hydrothermaux. La mise en place de la granodiorite au-dessus de la chambre magmatique, au même endroit, aurait ainsi constitué un facteur non négligeable quant à l'installation du minerai de Ouiksane-Setolazar, les solutions hydrothermales provenant de la source magmatique calco-alcaline potassique drainant et lessivant les roches rencontrées au passage, dont les granodiorites. Cette minéralisation a donc une relation étroite avec (1) la phase magmatique calco-alcaline et potassique, (2) la caldeira d'Oumassine et sa résurgence, (3) la circulation de fluides hydrothermaux et (4) la présence de bancs calcaires dans le socle mésozoïque encaissant.

## 3.2.4 Métasomatose et minéralogie

L'Intrusion Centrale se met en place au Miocène (7,58  $\pm$  0.03 Ma ; DUGGEN *et al.*, 2005), entre 0,8 et 2,7 kbar et 750 à 780 °C (JABRANE, 1993). Elle développe un métamorphisme de contact, transformant ainsi son encaissant en cornéennes micacées et marbres dolomitiques. Sur la base des paragenèses de haute température présentes, JABRANE estime les maxima de température atteints à 580 °C dans les cornéennes et 520 °C dans les marbres.



Chapitre 3 – Le massif des Beni Bou Ifrour et ses minéralisations ferrifères

Figure 3.9 : coupes réalisées lors des travaux miniers de RHODEN & ERENO (1962). (A) Profil NS du gisement de Ouiksane ; (B) Profil WE explicitant les relations entre les trois gisements à l'échelle du Domaine Nord.



Figure 3.10 : succession des évènements chronologiques expliquant la mise en place des minéralisations des Beni Bou Ifrour (RHODEN & ERENO, 1962).

JABRANE (1993) est le premier à caractériser les minéralisations ferrifères des Beni Bou Ifrour comme résultant d'un phénomène de métasomatose, et donc à les classifier comme des gisements de type skarn. En effet, la mise en place des cortèges intrusifs dans le Domaine Nord s'est accompagnée du développement de larges halos d'altération hydrothermale qui affectent tout autant les corps intrusifs que l'encaissant carbonaté à gréso-carbonaté, sans toutefois définir de zones minérales bien délimitées.

Dans la granodiorite, la métasomatose produit des assemblages composés de minéraux anhydres (pyroxènes et grenats), ou hydratés (actinotes, épidotes, phlogopites, scapolites) sous la forme de veines (endoskarn). Les roches carbonatées sont transformées en skarns à pyroxènes, grenats et épidotes. Ceux-ci sont peu étendus sur le terrain, étant préférentiellement remplacés par la minéralisation en fer. Les gréso-pélites forment des cornéennes où l'on rencontre des pyroxènes, grenats, amphiboles, épidotes, phlogopites et scapolites sous forme de veines. Cette métasomatose en skarnoïde est très variée car elle dépend de la lithologie initiale des pélites, elle-même très diversifiée. La distribution des minéraux métasomatiques est par ailleurs asymétrique, ne s'observant qu'au toit du minerai (cf. schistes métamorphisés, <u>Figure 3.9 B</u>).

Les travaux de JABRANE (1993), JABRANE *et al.* (2001) et de EL RHAZI & HAYASHI (2002) sur ces minéraux métasomatiques mettent en évidence trois stades de la métasomatose (<u>Figure 3.11</u>) : (1) un stade anhydre, (2) un stade hydrothermal et (3) un stade tardif.



**Figure 3.11 :** séquence paragénétique des gisements des Beni Bou Ifrour, selon qu'il s'agisse d'endoskarn ou d'exoskarn (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

Lors du premier stade, des silicates calciques anhydres de haute température cristallisent dans les différents protolithes. Ils sont représentés par des clinopyroxènes (variant en composition entre les diopsides et les salites : 80-70% diopside, 20-30% hédenbergite), des grenats (andradites) et des scapolites. Les grenats sont zonés et enregistrent au moins deux pulsations de l'activité hydrothermale, caractérisée par une baisse du contenu en Fe et une hausse de celui en Al au cours de sa précipitation (EL RHAZI & HAYASHI, 2002). Leur cœur est composé d'andradite presque pure, leur bordure se déplace vers le pôle grossulaire (40 % Ad-60 % Gr). Grenats et pyroxènes sont riches en Ca mais contiennent peu de Mn, ce qui les rend caractéristique des skarns calciques tels que définis par EINAUDI *et al.* (1981) et reflète un environnement ouvert et oxydant.

Lors de la phase hydrothermale, le minerai se dépose. Il est principalement composé d'oxydes (magnétite, hématite) et de 10 à 15 % de sulfures tardifs (pyrite, pyrrhotite, marcassite, sphalérite, chalcopyrite, bornite) selon le gisement. La magnétite se substitue aux carbonates et silicates, plus spécifiquement aux grenats métasomatiques produits lors du stade anhydre. Les minéraux hydratés se mettent également en place : ce sont des amphiboles (hornblende magnésienne et ferro-actinolites), des chlorites (chamosites), des phlogopites, des scapolites et des épidotes.

La métasomatose se termine par un stade tardif représenté essentiellement par de la calcite et du quartz, ainsi que desoccurrences d'ankérite, de sidérite et localement de barytine.

## 3.2.5 Considérations métallogéniques

# 3.2.5.a Bilan géochimique quantitatif

JABRANE *et al.* (2001), sur la base de la méthode « Isocon » développée par GRANT (1986), établit un bilan géochimique quantitatif pour les trois groupes de transformations métasomatiques : (1) les endoskarns, à partir des granodiorites (<u>Figure 3.12 A</u>), (2) les skarnoïdes, à partir des cornéennes à biotite (<u>Figure 3.12 B</u>), et (3) les skarns, à partir des marbres dolomitiques (<u>Figure 3.12 C</u>).

Lors de la transformation métasomatique de la granodiorite en endoskarn, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub> s'alignent sur une droite passant par l'origine : les éléments Al, K, Na et Ti ont donc été immobiles. Les éléments au-dessus de cette ligne d'isocomposition ont été apportés par le fluide, largement (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, SiO<sub>2</sub>) ou en moindre mesure (FeO, CaO, MnO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Aucun élément n'a été lessivé au cours de cette transformation.

Au cours de la métasomatose de la cornéenne à biotite,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $TiO_2$  et  $P_2O_5$  conservent des concentrations inchangées tandis que les oxydes CaO,  $Fe_2O_3$ , MgO et FeO (± MnO) ont été largement apportés.  $K_2O$ , en revanche, a été lessivé au cours de cette transformation chimique.

La transformation du marbre dolomitique en skarn montre que  $P_2O_5$ , FeO, MnO et TiO<sub>2</sub> sont probablement restés fixes ; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ont donc été apportés par le fluide qui dans le même temps a drainé CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O.

Quelle que soit le substrat de base, le bilan de transfert de matière au cours de la métasomatose indique un apport important et systématique de  $Fe_2O_3$ . D'un point de vue minéralogique, ces transformations se traduisent par l'apparition de grenat (andradite) et de



**Figure 3.12 :** bilans géochimiques quantitatifs des (A) endoskarns, (B) skarnoïdes et (C) skarns lors de la métasomatose de leurs protolithes respectifs (JABRANE *et al.*, 2001).

pyroxène (salite) dans les formations métasomatiques. Dans l'endoskarn, l'apport de  $P_2O_5$  et de SiO<sub>2</sub> engendre la cristallisation d'apatite et de quartz. Les lessivages de K<sub>2</sub>O, CaO et MgO entraînent respectivement la déstabilisation de la biotite dans les cornéennes, ou encore de la calcite ou de la dolomie dans les marbres.

L'absence de zones minérales métasomatiques bien définies nous prive de renseignements sur la métasomatose et son mécanisme. Cependant, les formations métasomatiques sur de grandes étendues, notamment sous la forme d'un réseau enchevêtré de veines skarnoïdes, indiquent que la quantité de matière transportée représente plusieurs kilos par mètre cube de roche transformée : la métasomatose par percolation serait donc le mécanisme dominant.

## 3.2.5.b Evolution du fluide hydrothermal : l'apport des inclusions fluides

L'étude des inclusions fluides a été menée par JABRANE (1993) et EL RHAZI & HAYASHI (2002), dans le but d'estimer les variations spatiales et temporelles de température et de composition du fluide hydrothermal aux différents stades du processus de skarnification. Les résultats de EL RHAZI & HAYASHI (2002) sont reportés dans la Figure 3.13. Les inclusions fluides contenues dans les clinopyroxènes du skarn montrent une large fourchette de températures d'homogénéisation (530-347 °C) pour une salinité estimée à 29.4 % équivalent NaCl. Le quartz contenu dans le minerai donne des températures d'homogénéisation relativement fortes (600-307 °C) et des salinités également élevées, de 49,1 à 73,2 % équivalent NaCl, qui reflétent la présence de sels tels que CaCl<sub>2</sub>, FeCl<sub>2</sub> et MgCl<sub>2</sub>. Dans la calcite des veines tardives, les températures des inclusions piégées s'homogénéisent à 233 °C et présentent des salinités de 7,7 à 12,3 % équivalent NaCl.

Seules les conclusions de JABRANE (1993) sur l'étude microthermométrique (exhaustive !) des inclusions fluides seront ici rapportées, considérant une pression de charge estimée à 600 bar. Dans la granodiorite, le fluide évolue depuis une température initiale de 465 °C (correspondant à la formation du quartz primaire) jusqu'à 235 °C (inclusions fluides secondaires).

Dans l'endoskarn, les paragenèses métasomatiques sont le résultat de l'interaction entre le fluide et la roche intrusive. La température de formation des grenats est de 538 °C, et celle des clinopyroxènes est largement inférieure (375°C). Ces derniers sont probablement secondaires car la paragenèse montre que les grenats se développent aux dépens des clinopyroxènes. Ainsi dans les endoskarns, la paragenèse primaire est constituée d'une zone à grenat-pyroxène qui s'est formée à une température supérieure à 538 °C, suivie d'un léger dépôt de quartz vers 415 °C, le développement de clinopyroxènes secondaires à 375 °C et enfin une phase de scapolitisation, probablement concomitante du stade hydrothermal durant lequel l'épidote et la phlogopite ont cristallisé. Un stade terminal de silicification se produit vers 215 °C.

Dans les skarnoïdes, les clinopyroxènes se forment à des températures de 500 °C, le plagioclase à 350 °C (ce qui est probablement sous-estimé, ces feldspaths étant contemporains des pyroxènes). La carbonatation débute à 428 °C, également contemporaine à la formation



**Figure 3.13 :** histogrammes résumant les températures d'homogénéisation et la salinité des inclusions fluides incluses dans (A) les clinopyroxènes du stade prograde, (B) et (D) le quartz au sein du minerai à magnétite, et (C) et (E) la calcite tardive (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

des clinopyroxènes. Dans l'ensemble des skarnoides, des clinopyroxènes secondaires sont formés vers 400 °C. La chloritisation se produit vers 262 °C. Ainsi, le fluide initial dépose des silicates calciques anhydres puis, au fur et à mesure qu'il s'infiltre dans les roches pélitiques, il perd de sa chaleur et de sa salinité. Après la formation de calcite et de clinopyroxènes secondaires, le fluide change brusquement de composition sans changement de température apparent, ce qui est probablement lié à la transformation hydrothermale des plagioclases en scapolites. La cristallisation de chlorite traduit une autre baisse de température et de salinité, reflétant sans doute la dilution du fluide dans des eaux météoriques.

Les skarns révèlent une évolution du fluide similaire à celle des skarnoïdes. Un épisode de carbonatation s'y produit entre 290 et 265 °C. Il y a également intervention d'un fluide tardif à 190 °C.

Le minerai s'est déposé principalement vers 370°C, ce qui est probablement sousestimé, la calcite étudiée étant probablement contemporaine de la carbonatation primaire dans les skarnoïdes vers 428°C. Calcite et quartz secondaires se forment respectivement à 328 et 280 °C (ce qui est cohérent avec la silicification secondaire dans les granodiorites). Les inclusions fluides piégées dans la calcite secondaire ont une salinité presque 3 fois inférieure à celles associées à la calcite primaire. Il est donc incontestable qu'un évènement est responsable du changement de composition à ce stade. Le fluide termine son évolution par une diminution de température et de salinité, jusqu'à atteindre respectivement 213 °C et 10 % équivalent NaCl.

Le fluide hydrothermal dans les skarns à magnétite des Beni Bou Ifrour est un fluide riche en eau, contenant peu de CO<sub>2</sub>, et qui se caractérise par des teneurs élevées en sels (jusqu'à 61 % équivalent NaCl); ces sels dissous sont principalement des NaCl, KCl, CaCl<sub>2</sub> et en quantités moindres FeCl<sub>2</sub> et MgCl<sub>2</sub>. Ces derniers deviennent plus importants à mesure que la température diminue. Du stade primaire au stade hydrothermal, l'évolution de la composition chimique du fluide se traduit par des diminutions des fO<sub>2</sub>, fS<sub>2</sub>, ratio Na/K et XCO<sub>2</sub>, tandis que XMg, et log (HF/fHCl) ont tendance à augmenter. Ce fluide métasomatique est probablement d'origine magmatique. Après la cristallisation de l'intrusion granodioritique, sa composition a été profondément modifiée par mélange avec un fluide piégé dans l'encaissant, très riche en Cl et Na. Au début du stade hydrothermal, le FeCl<sub>2</sub> devient instable, d'une part à cause de la consommation du Cl lors de la cristallisation des scapolites, d'autre part suite à la formation importante de CaCl<sub>2</sub> lors de la dissolution des silicates calciques et de la calcite. La fO<sub>2</sub> étant alors élevée (proche du tampon magnétite-hématite) et la température avoisinant les 400 °C, la cristallisation de la magnétite est ainsi favorisée. Elle est suivie de la formation d'une faible quantité de sulfures (pyrite et pyrrhotite essentiellement). Enfin, vers 250 °C, le fluide métasomatique est dilué, probablement par un fluide météorique.

## 3.2.5.c Les études isotopiques

EL RHAZY & HAYASHI (2002) ont également procédé à des investigations isotopiques sur l'oxygène des silicates anhydres (grenats et pyroxènes) du stade prograde, ainsi que sur la magnétite du minerai et les chlorites associées (<u>Figure 3.14</u>). Les  $\delta^{18}$ O des clinopyroxènes et des grenats donnent respectivement 8,3-9,7 ‰ et 9,5-12,8 ‰. Ces fourchettes restreintes suggèrent que la source du fluide responsable de la précipitation de ces minéraux et la température de précipitation n'a pas changé pendant le stade de skarnification. En revanche, la magnétite du minerai montre d'importantes variations de  $\delta^{18}$ O, compris entre – 2,9 et 9,2 ‰.

### 3.2.5.d Datations

Si les datations sur les roches magmatiques ne manquent pas dans les Beni Bou Ifrour (<u>Table 3.1</u>), une seule datation a été effectuée à ce jour sur le skarn et sa minéralisation. Il s'agit d'une datation K-Ar sur roche totale d'un skarn à épidote situé au niveau de Bokoya ; l'âge obtenu y est de 7,04  $\pm$  0,47 Ma (EL RHAZY & HAYASHI, 2002). Les auteurs comparent cet âge à celui de la granodiorite de Ouiksane (datation K-Ar sur biotite), pour lequel ils obtiennent 8,02  $\pm$  0,22 Ma. Ils estiment que la concordance des âges reflète un lien génétique fort entre le skarn et la granodiorite. L'écart d'1 Ma est imputé au refroidissement de la granodiorite, la biotite étant précoce dans la séquence de cristallisation.





**Figure 3.14 :** compositions isotopiques de l'oxygène pour les (A) et (B) silicates calciques anhydres du skarn, respectivement grenat et pyroxène, et (C) et (D) minéraux du minerai, respectivement chlorite et magnétite (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

## 3.2.6 Hypothèses génétiques pour les minéralisations à Fe

Les données exposées précédemment montrent que l'évolution du fluide hydrothermal est conforme à l'existence des trois phases métasomatiques distinguées dans la séquence paragénétique (JABRANE, 1993) : (1) au stade anhydre (de 540 à 390 °C), la présence d'un fluide chaud et hautement salin (> 500 °C, 61 % équivalent NaCl) est responsable de la mise en place des paragenèses progrades (silicates calciques anhydres). Ce fluide se serait exsolvé à partir du magma granodioritique grâce au phénomène d'ébullition (BOUABDELLAH *et al.*, 2012). Il est riche en NaCl, KCl, CaCl<sub>2</sub> (± FeCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>), complexes chlorurés qui libèrent en grande partie leurs éléments alcalins et alcalino-terreux lors du stade hydrothermal ; (2) une première réaction avec des fluides métamorphiques provoquerait au stade hydrothermal (de 380 à 260 °C) le dépôt du minerai puis la cristallisation des phases minérales hydratées, ainsi

que des épisodes de carbonatation, silicification et scapolitisation; (3) au stade tardif carbonato-siliceux (235-215 °C, 15 % équivalent NaCl), le fluide est pauvre en chlorures et dominé par des complexes carbonatés. L'effondrement du système hydrothermal et son envahissement par les eaux météoriques conduit au mélange entre le fluide hydrothermal et les fluides météoriques et cause la précipitation des dernières phases minérales (calcite, quartz, barytine...).

EL RHAZY & HAYASHI (2002) proposent un modèle génétique pour la formation des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrour (<u>Figure 3.15</u>). L'intrusion de l'Intrusion Centrale au Tortonien dans les terrains mésozoïques du massif provoque la formation des minéraux calco-silicatés (<u>Figure 3.15 A et B</u>). La relation directe entre la granodiorite et la minéralisation est appuyée par la cohérence des âges. Les fluides hydrothermaux libérés migrent dans les roches de l'encaissant le long de fractures empruntées par les dykes qui dérivent de l'Intrusion Centrale. Les zones tabulaires à minéraux calco-silicatés, asymétriques, se forment au niveau des bancs calcaires.



**Figure 3.15 :** modèle génétique pour les minéralisations des Beni Bou Ifrour. (A) Intrusion de la granodiorite et formation du skarn à clinopyroxène. L'endoskarn se forme simultanément dans la granodiorite ; (B) Formation du skarn à grenat ; (C) Précipitation du minerai à magnétite lors de la phase minéralisatrice ; (D) Formation de veines de pyrite, calcite et barytine aux stades les plus tardifs (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

La précipitation de la magnétite lors du stade minéralisateur (<u>Figure 3.15 C</u>) se fait à partir d'un fluide magmatique très chaud (> 400 °C) et très salin (45-75 % équivalent NaCl), avec transport du fer par des complexes chlorurés. Les auteurs estiment que le meilleur candidat pour expliquer cette salinité est le Trias évaporitique qui se trouve au Sud du massif, et que le fluide transporterait ainsi des espèces sulfurées d'origine évaporitique. L'état d'oxydation des fluides transportant la magnétite étant élevé, les espèces sulfurées sont plutôt représentées par des sulfates, ce qui explique par ailleurs l'absence de métaux de base aux côtés de la magnétite.

Le dernier stade (<u>Figure 3.15 D</u>) est caractérisé par le développement de barytine et de veines de calcite recoupant le minerai à magnétite, accompagné de quelques sulfures. Les températures et salinités déduites des inclusions fluides de la calcite tardive donnent 250 °C et 10 % équivalent NaCl. Ce fluide tardif est dominé par une source météorique (de faible  $\delta^{18}$ O) qui a probablement modifié les données primaires de la composition isotopique en oxygène de la magnétite, présumée à 8-9 ‰ avant le dernier stade d'altération.

## 3.2.7 Les minéralisations périphériques à Pb-Ba de Afra

Le gisement plombifère filonien de Afra, encaissé dans les schistes et calcaires du Jurassico-Crétacé, renferme de la sphalérite, de la galène associée à de la barytine, de la calcite, de la sidérite manganésifère et de la rare fluorite (cf. Géologie des gîtes minéraux marocains, 1980). Sa production n'a pas dépassé 10000 t métal et il n'a pas fait l'objet d'études particulières. Aujourd'hui, seules les haldes minières de ces exploitations filoniennes sont visibles à l'affleurement.

Chapitre 3 - Le massif des Beni Bou Ifrour et ses minéralisations ferrifères