

[Accueil](#) ▶ [Tous les numéros](#) ▶ [Volume 191 \(2020\)](#) ▶ [BSGF - Earth Sci. Bull., 191 \(2020\) 10](#) ▶ [HTML complet](#)

Accès libre

Problème	BSGF - Earth Sci. Taureau. Volume 191, 2020
Numéro de l'article	dix
Nombre de pages)	18
EST CE QUE JE	https://doi.org/10.1051/bsgf/2020008
Publié en ligne	13 avril 2020

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 10

Déformation polyphasée néogène liée à l'évolution du bassin d'Alboran: nouvelles perspectives pour le massif de Beni Bousera (Rif interne, Maroc)

Déformation polyphasée néogène liée à l'évolution du bassin d'Alboran: nouvelles données sur le massif de Beni Bousera (Rif interne, Maroc)

Asmae El Bakili^{1, 2 *}, Michel Corsini¹, Ahmed Chalouan², Philippe Münch³, Adrien Romagny⁵, Jean Marc Lardeaux^{1, 4} et Ali Azdimouza⁶

¹ Université Côte d'Azur, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Géoazur, 250, rue Albert Einstein, 06560 Sophia Antipolis, France

² Université Mohammed V, Faculté des Sciences Rabat, 4, avenue Ibn Batouta, BP 1014 Rabat, Maroc

³ Université Montpellier 2, Géosciences Montpellier, UMR 5243, CC 060, place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

⁴ Center for Lithospheric Research, Czech Geological Survey, Klárov 3, 118 21 Prague 1, République tchèque

⁵ 4, rue du Lavoisier, 06340 Drap, France

⁶ Université Mohammed premier, Faculté des Sciences, BV Mohammed VI- BP 717, 60000 Oujda, Maroc

* Auteur correspondant: asmae.elbakili@geoazur.unice.fr

Reçu: 5 septembre 2019 Accepté: 6 mars 2020

Abstrait

Situé dans le domaine interne de la ceinture du Rif, le massif de Beni Bousera est caractérisé par un empilement de péridotites et d'unités métamorphiques crustales. Le massif est envahi par des dykes granitiques et affecté par plusieurs zones de cisaillement ductile normales. Structurel, pétrologique et ⁴⁰Ar-³⁹

Les analyses de datation réalisées sur ces deux éléments mettent en évidence que (1) les dykes granitiques sont mis en place dans les failles et les zones de cisaillement normales N70 ° à N140 ° majeures, issues d'une extension NNE-SSW (2) la faille d'Aaraben dans sa partie NE est caractérisées par des zones de cisaillement ductile normales orientées N70 ° à N150 °, résultant d'une extension presque NS et (3) l'âge de cet événement d'extension est compris entre 22 et 20 Ma. Les données paléomagnétiques disponibles permettent une restauration de l'orientation initiale de l'extension, qui était presque EW contemporaine de l'ouverture du bassin d'Alboran en contexte d'arrière-arc, au début du Miocène. Au début de l'extension, les péridotites reposaient d'une manière ou d'une autre sur une croûte continentale partiellement fondue et exhumées pendant cet événement par la zone de cisaillement normale d'Aaraben. Après,

Table des matières

Article

[Abstrait](#)
[HTML complet](#)
[PDF \(7,362 Mo\)](#)
[ePUB \(7,415 Mo\)](#)
[Les références](#)
[Matériel complémentaire](#)

Métrieque

[Afficher les statistiques de l'article](#)

Prestations de service

Mêmes auteurs

[- Google Scholar](#)
[- Base de données EDP Sciences](#)
[- PubMed](#)
[Recommander cet article](#)
[Envoyer sur mon Kindle](#)
[Télécharger la citation](#)

Articles Liés

[Le système orogénique Tell-Rif \(Maroc, Algérie, Tunisie\) et le patrimoine structurel de la marge sud de Téthys](#)

BSGF - Bulletin Sciences de la Terre 2018, 189, 10

[Début du Permien des galets de granit d'un conglomérat éocène ou oligocène de la ceinture interne du Rif \(domaine d'Alboran, Maroc\): hypothèse sur leur origine](#)

BSGF - Earth Sciences Bulletin 2018, 189, 13

[Flux de croûte partiellement fondue contrôlant la construction, la croissance et l'effondrement de la ceinture orogénique varisque: le bilan géologique du BSGF du Massif central français](#) - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 25

[Plus](#)

Bookmarking


[Services aux lecteurs](#)
[Alerte email](#)

Reprendre

Dans le Rif interne (domaine d'Alboran), le massif de Beni Bousera expose une empiétement de péridotites et d'unités métamorphiques crustales. Ce massif est récupéré par des filons granitiques et par plusieurs zones de cisaillement ductiles normales. Des analyses structurales, pétrologiques et des datations ⁴⁰Ar-³⁹Ar réalisés sur ces deux types d'objets visés que, (1) les filons granitiques se sont mis en place dans des zones de failles et des zones de cisaillement normales, orientées en majorité entre N70 ° à N140 ° résultant d'une extension NNE -SSW, (2) la faille d'Aaraben dans sa partie NE est caractérisée par des zones de cisaillement ductiles normales, orientées N70 ° à N150 ° résultant d'une extension NS et (3) l'âge de cet événement extensif est compris entre 22 et 20 Ma. Les données paléomagnétiques disponibles, permettent de restaurer l'orientation initiale de cette extension, qui était approximativement EO contemporaine de l'ouverture du bassin d'Alboran en position d'arrière-arc, au cours du Miocène inférieur. Au début de l'extension, les péridotites reposaient sur une croûte continentale partiellement fondue, et exhumées pendant cet événement par la zone de cisaillement normal d'Aaraben. Le domaine d'Alboran a ensuite été occupé par plusieurs événements compressifs.

Mots clés: Gibraltar Arc / péridotites / digues / cisaillement ductile granitique zones / ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating / arrière - extension arc

Mots clés: arc de Gibraltar / péridotites / filons granitiques / zones de cisaillement ductiles / datation ⁴⁰Ar-³⁹Ar / extension arrière arc

© A. El Bakili et al. , Edité par EDP Sciences 2020



Il s'agit d'un article en libre accès distribué sous les termes de la licence d'attribution Creative Commons (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0>), qui permet une utilisation, une distribution et une reproduction sans restriction sur tout support, à condition que l'œuvre originale soit correctement citée.

1. Introduction

L'Arc de Gibraltar est un système orogénique arqué situé à l'extrême pointe de la Méditerranée occidentale (Fig. 1). Cet orogène est composé des chaînes de montagnes de la Bétique et du Rif, qui sont principalement constituées d'unités tectoniques empilées poussées vers les bassins d'avant-pays du Guadalquivir et du Gharb, respectivement dans le sud de l'Espagne et le nord du Maroc (Fig.1). Le domaine interne du Betic-Rif (domaine d'Alboran) comprend les péridotites sous-continentales de Ronda et Beni Bousera, respectivement dans les branches espagnole et marocaine de l'arc (Balanya et Garcia-Duenas, 1987).

Ce système orogénique est édifié le long de la marge active de la Méditerranée occidentale, comme conséquence finale de la convergence Afrique-Eurasie accueillie depuis le Crétacé supérieur par la subduction de la lithosphère océanique (Dercourt et coll. , 1986 ;Stampfli, 2000 ;Michard et coll. , 2002 ;Verges et Fernandez, 2012 ;Platt et coll. , 2013).

Au début du Néogène, le bassin d'Alboran s'est formé au cœur de ce système orogénique. Aujourd'hui, la délimitation de la dalle subductée sous l'Arc de Gibraltar par tomographie sismique présente des contraintes considérables sur la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Désormais, subduction E-dipping suivi d'un rollback de dalle (Royden, 1993 ;Lonergan et White, 1997 ;Spakman et Wortel, 2004) est l'un des processus acceptés comme consensus général pour expliquer l'ouverture du bassin d'Alboran (Gutscher et Malod, 2002 ; Spakman et Wortel, 2004 ;Jolivet et coll. , 2006 ; Verges et Fernandez, 2012 ;Bezada et coll. , 2013 ;Chertova et coll. , 2014 ;Faccenna et coll. , 2014 ;Van Hinsbergen et coll. , 2014 ;Casciello et coll. , 2015 ;Mancilla et coll. , 2015 ;Villaseñor et coll. , 2015 ; pour évaluation). La ceinture Betic-Rif a acquis par la suite sa géométrie arquée et a subi des processus de serrage, résultant d'importantes rotations de bloc à axe vertical et de déformations compressives liées à la convergence des plaques Afrique-Eurasie (Platzman et coll. , 1993 ;Saddiqi et coll. , 1995 ;Platt et coll. , 2003 ;Cifelli et coll. , 2016 ;Crespo-Blanc et coll. , 2016).

L'ouverture du bassin d'Alboran s'est accompagnée d'une intrusion de dykes granitiques à l'intérieur des péridotites et des unités métamorphiques crustales sous-jacentes et sus-jacentes du domaine interne (Priem et coll. , 1979 ;Zeck et coll. , 1989 ;Rossetti et coll. , 2010). Par conséquent, la compréhension du contexte tectonique au moment de l'intrusion des dykes granitiques peut révéler des informations sur le moment et le mécanisme de mise en place des péridotites dites sous-continentales dans la croûte, un sujet qui reste un débat chaleureux pendant des décennies (par exemple ,Kornprobst, 1976 ;Sánchez-Rodríguez et Gebauer, 2000 ;Afiri et coll. , 2011 ;Sanz de Galdeano et Ruiz Cruz, 2016 ;Bessière, 2019). Cependant, le scénario tectonique lié à ces digues granitiques doit prendre en compte les déformations ultérieures qui ont affecté le domaine interne, telles que les rotations de bloc liées au resserrement de l'arc de Gibraltar.

Haut

Abstrait

1. Introduction

2 Cadre géologique

3 Matériel et méthodes

4 résultats

5 Discussion

6 Implication géodynamique

7. Conclusion

Reconnaissance

Les références

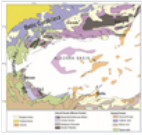
Matériel complémentaire

Liste des figures

Dans le Rif interne (partie sud du domaine d'Alboran), cet événement d'intrusion granitique a été lié à un amincissement crustal selon différents scénarios tectoniques (Chalouan *et coll.*, 1995 ;Ouazzani-Touhami et Chalouan, 1995 ;Rossetti *et coll.*, 2013 ;Romagny, 2014). Dans ces scénarios proposés contrastés, l'importance des déformations ultérieures suite à cet événement magmatique n'a pas été étudiée.

Les objectifs actuels de travail à restreindre la déformation polyphasée qui a affecté le bassin Alboran et de l'Arc Gibraltar depuis le début des Neogene utilisant des analyses structurales et pétrographiques et ⁴⁰Ar / ³⁹Ar géochronologie dans la région de Beni Bousera (Figs. 1 et 2). Ces nouvelles données sont comparées aux données de systèmes géologiques équivalents dans la branche nord de l'arc de Gibraltar (cordillères bétiques), et de nouveaux problèmes liés au mécanisme de mise en place des péridotites et au calendrier seront abordés.

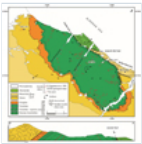
Fig. 1



Carte structurelle simplifiée mettant en évidence la position du domaine d'Alboran et la localisation de l'étude en cours (modifiée après Do Couto *et al.*, 2016).

Carte structurelle simplifiée présente la position du domaine d'Alboran et la localisation de la zone d'étude.

Fig. 2



Croquis géologique et coupe transversale de la zone de Beni Bousera (modifiée après Kornprobst, 1959–1970 ;Kornprobst, 1966–1970 ;Reuber *et coll.*, 1982 ;Elbaghdadi *et coll.*, 1996). Les étoiles représentent l'emplacement des échantillons utilisé pour la géochronologie.

Carte et coupe géologique de la région de Beni Bousera.

2 Cadre géologique

La ceinture du Rif est classiquement subdivisée en trois domaines principaux (Fallot, 1937 ;Durand-Delga, 1972 ;Kornprobst, 1974 ;Chalouan *et coll.*, 2008) (Fig.1) : (a) le domaine externe, (b) les nappes du Flysch, et (c) le domaine interne (le domaine d'Alboran). Le domaine interne est commun entre la Bétique et le Rif et comprend de haut en bas: les unités Dorsale Calcaire, les Ghomarides et les Sebtides (respectivement unités Malaguides et Alpujarrides dans la Bétique; Durand-Delga, 1972 ; Kornprobst, 1974 ; Chalouan *et al.*, 2008 ;Sanz de Galdeano, 2019). Sous les Alpujarrides, le complexe Nevado-Filabrides est constitué d'un empilement de nappes d'unités métamorphiques HP-LT affleurant uniquement dans la Bétique centrale et orientale (*par exemple*, Platt *et al.*, 2013).

Les unités Ghomarides sont constituées de formations paléozoïques de faible teneur à non métamorphiques recouvertes par des séries de couvertures mésozoïque-cénozoïque non métamorphiques. Les Sebtides sont subdivisés en Sebtides supérieurs et inférieurs. Les Sebtides supérieurs sont essentiellement constitués de séries du Permien au Trias; une partie de ces unités présente des associations minérales indiquant des conditions de métamorphisme haute pression et basse température (HP-LT) typiques des zones de subduction (Bouybaouène, 1993 ;Bouybaouène *et al.*, 1995). Dans le massif de Beni Bousera, les Sebtides inférieurs sont constitués d'unités métamorphiques crustales recouvrant une unité de péridotites de ~ 2 km d'épaisseur et affectées de bas en haut par un métamorphisme HT-LP de haute à faible teneur (Milliard, 1959 ; Kornprobst, 1974 ;Bouybaouène *et al.*, 1998 ;El Maz et Guiraud, 2001 ;Gueydan *et coll.*, 2015 ;Homonnay *et coll.*, 2018) (Fig.2). Les Sebtides inférieurs sont poussés sur les orthogneiss du Monte Hacho dans la péninsule de Ceuta et dans la région de Cabo Negro (Kornprobst, 1974 ; Romagny, 2014 ; Homonnay *et al.*, 2018).

Le massif de Beni Bousera forme un antiforme ouvert NW-SE avec les péridotites du noyau recouvertes par les unités métapélites (Fig. 2). Les métapélites granulitiques les plus basses (kinzigites) sont associées aux péridotites de l'unité Beni Bousera (Kornprobst, 1974). Cette unité est à son tour recouverte par l'unité Filali, qui comprend des gneiss migmatitiques à sa base suivis vers le haut par des micaschistes. Dans le nord-est, l'antiforme est croisé par la faille d'Aaraben orientée NO-SE, plongeant fortement vers le nord-est (Kornprobst, 1974 ; Reuber *et al.*, 1982 ; Chalouan *et al.*, 1995). Cette faille a été interprétée comme une faille inversée associée au pli majeur de Beni Bousera (Kornprobst, 1974), puis comme une faille normale (Chalouan *et al.*, 1995 ; Romagny, 2014). La faille d'Aaraben coupe dans sa branche nord-ouest la faille normale ESE-WNW Jenane En Nich plongeant de 40 ° à 60 ° vers le NE (Chalouan *et al.*, 1995). Dans le bras sud-est, la faille d'Aaraben est interceptée par la faille NS Tararte-Taza.

Des essais de dykes granitiques envahissent l'unité Beni Bousera (péridotites et kinzigites) et les gneiss migmatitiques de l'unité Filali (Kornprobst, 1974 ; Elbaghdadi *et al.* , 1996 ; Michard *et coll.* , 2006 ; Rossetti *et coll.* , 2010 ; Fig.2). Ces intrusions ont induit une altération locale des roches ultramafiques (Hajjar *et coll.* , 2017). Une forte serpentinisation des péridotites, suivie de précipitations de magnésite, est liée à des circulations de fluides qui se produisent préférentiellement le long de la faille d'Aaraben (Hajjar *et coll.* , 2015 ,2016). La mise en place et le refroidissement des dykes granitiques sont contraints à environ 22 Ma en

utilisant $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sur biotite et muscovite ainsi que la méthode U - Th - Pb sur zircon et monazite des dykes granitiques (Rossetti *et al.* , 2013). La signature chimique des dykes suggère une dérivation directe de la fusion partielle des protolithes crustaux, mais avec des compositions chimiques différentes de celles des unités Beni Bousera et Filali (Rossetti *et al.* , 2013). Cela témoigne que les péridotites reposent sur une unité crustale différente. Les intrusions granitiques ont été liées à l'ouverture du bassin d'Alboran en réponse à une tectonique de décrochement associée à une compression EW (Rossetti *et coll.* , 2013), ou encore à un événement d'extension radiale (Romagny, 2014).

3 Matériel et méthodes

3.1 Analyses structurales

Les données structurales (failles avec slickensides, plans de cisaillement ductiles avec la linéation d'étirement, axes de pliage et plans de clivage) sont collectées à partir de stations sur trois sections transversales principales (deux sont orthogonales et une parallèle à l'antiforme de Beni Bousera) (Fig.2). Un total de 77 failles et zones de cisaillement ductile, 19 clivages et 4 axes de plis ont été utilisés dans ce travail. Les données ont été traitées à l'aide du programme stéréonet (Allmendinger *et coll.* , 2012 ;Cardozo *et Allmendinger* 2013 , version mise à jour 10.2.9, <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>) afin d'obtenir leur distribution statistique, en utilisant leur strike and dip.

La détermination des axes de contrainte principaux (course et plongée) et du rapport de contrainte R ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) est effectuée en utilisant la méthode du dièdre droit (Angelier et Mechler, 1977 ;Delvaux et Sperner, 2003). La détermination des axes de contraintes a été réalisée à l'aide de données rares mais efficaces fournissant tous les paramètres de failles géométriques et de bonnes observations cinématiques, en utilisant (1) plan de faille, slickenside et cinématique pour les failles et (2) plans de cisaillement, linéation d'étirement et cinématique pour les zones de cisaillement ductile . Nous avons considéré que les zones de cisaillement fragile-ductile étaient adaptées aux analyses de paléostress par la méthode du dièdre droit car nous sommes dans des conditions où les linéations d'étirement et le sens du mouvement peuvent être mesurés directement sur le plan de cisaillement et ainsi le vecteur de mouvement peut être résolu (Eisbacher, 1970 ;Srivastava *et coll.* , 1995 ;Blewett et Czarnota, 2007).

La détermination des axes de contraintes est réalisée à l'aide de la dernière version du programme win_tensor (version 5.8.9 mise à jour le 05/08/2019, <http://damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html>).

Le rapport de contrainte permet la détermination de la forme de l'ellipsoïde de contrainte; extension radiale (σ_1 verticale, $0 < R < 0,25$), extension pure (σ_1 verticale, $0,25 < R < 0,75$), transtension (σ_1 , verticale, $0,75 < R < 1$ ou σ_2 verticale, $0,75 < R < 1$), frappe pure -slip (σ_2 vertical, $0,25 < R < 0,75$), transpression (σ_2 vertical, $0 < R < 0,25$ ou σ_3 vertical, $0 < R < 0,25$), compression pure (σ_3 , verticale, $0,25 < R < 0,75$) et compression radiale (σ_1 vertical, $0,75 < R < 1$) (Delvaux, 1993).

3,2 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ analyses

Deux échantillons de dykes granitiques ont été prélevés; un échantillon d'un dyke recoupant les péridotites de l'unité Beni Bousera (BB17-60) et un échantillon d'une digue recoupant le gneiss de l'unité Filali (BB17-116)

(Fig. 2). Des grains de biotite et de muscovite ont été utilisés pour $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ datant de l'échantillon BB17-116 et de la muscovite pour l'échantillon BB17-60. Quatre échantillons des zones de cisaillement ductile normales d'Aaraben ont été prélevés le long de la route côtière dans de petites zones de cisaillement dans les micaschistes de l'unité Filali (BB15-08; BB15-09; BB15-10; BB15-11) (Fig.2), à partir de qui ne muscovite a été

utilisé pour $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ dating. Toutes les muscovites analysées échantillonnées au cœur des zones de cisaillement sont synkinématiques (voir Fig.8).

Les échantillons ont été broyés et tamisés et la granulométrie choisie pour les cristaux était de l'ordre de 100 à 200 μm , puis ils ont été nettoyés et séchés. La muscovite et la biotite ont finalement été sélectionnées au microscope binoculaire. Les échantillons ont été emballés dans une feuille d'aluminium pour irradiation dans le cœur du réacteur nucléaire Triga Mark II de Pavie (Italie) avec plusieurs aliquotes du standard de sanidine Taylor Creek ($28,34 \pm 0,08$ Ma, Renne *et coll.* , 1998) comme moniteur de flux. Les interférences isotopiques de l'argon sur K et Ca ont été déterminées par irradiation de sels purs de KF et de CaF2 à partir desquels les

facteurs de correction suivants ont été obtenus: ($^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$) K = 0,00969 ± 0,00038, ($^{38}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$) K = 0,01297 ± 0,00045, ($^{39}\text{Ar} / ^{37}\text{Ar}$) Ca = 0,0007474 ± 0,000021 et ($^{36}\text{Ar} / ^{37}\text{Ar}$) Ca = 0,000288 ± 0,000016. Les analyses d'argon ont été réalisées au laboratoire Géosciences de Montpellier (France). La ligne d'extraction et de purification de gaz se compose (a) d'un laser IR-CO₂ de 100 kHz utilisé à une puissance de 3 à 15% pour chauffer des échantillons pendant 60 s, (b) d'un système de lentilles pour la focalisation du faisceau, (c) d'une chambre en acier, maintenu à 10⁻⁸-10⁻⁹ bar, avec un support en cuivre dans lequel des trous borgnes de 2 mm de diamètre ont été fraisés, (d) deux getters Zr – Al pour la purification des gaz. Deux spectromètres de masse différents ont été utilisés: un spectromètre de masse de gaz rares MAP 215-50 et un spectromètre de masse à collecteurs multiples (Argus VI de Thermo – Fisher).

Des aliquotes de 40 à 50 grains de biotite et de micas blancs ont été distribués sous forme de micropopulation de cinq à dix grains de profondeur dans un et deux trous du support de cuivre, respectivement, et ont été chauffés par étapes. Des analyses à blanc ont été effectuées toutes les trois analyses d'échantillons. Les données brutes de chaque étape et du blanc ont été traitées et les âges ont été calculés à l'aide du logiciel ArArCALC (Koppers, 2002). Les critères de définition des âges de plateau sont: (1)

les étapes de plateau doivent contenir au moins 70% des ^{39}Ar libérés, (2) il doit y avoir au moins trois étapes successives dans le plateau et (3) l'âge intégré du plateau doit être en accord avec chaque âge apparent du plateau dans un intervalle de confiance de 2σ. Toutes les incertitudes de cotation ultérieures sont au niveau 2σ, y compris l'erreur sur le paramètre du facteur d'irradiation J. Avec le spectromètre MAP, la contribution atmosphérique était difficile à déterminer précisément en raison d'un ^{36}Ar élevé sur les blancs. Ainsi, les erreurs sur les âges individuels sont importantes (jusqu'à 5%) mais nous choisissons de présenter ces résultats car ils sont complémentaires de ceux obtenus sur l'Argus. Les données brutes peuvent être téléchargées à partir des documents supplémentaires.

4 résultats

4.1 Résultats structurels

4.1.1 Dykes granitiques

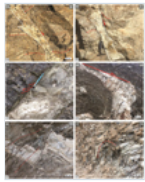
À l'échelle des affleurements, les dykes et veines granitiques ont des tailles diverses avec une longueur plurimétrique et une épaisseur centimétrique à décimétrique (Fig. 3a - 3e). Ils sont pour la plupart placés dans des fractures majeures, des réseaux de failles et des zones de cisaillement. Certains d'entre eux sont ramifiés et peuvent isoler des blocs des roches hôtes. Une mince enveloppe d'altération apparaît souvent au contact des péridotites (Fig. 3). Ces produits d'altérations sont principalement constitués de magnésite, qui se présente souvent sous forme de veines (3 à 12 cm d'épaisseur) limant des fractures et des zones de failles, parallèles aux dykes granitiques (voir le paragraphe ci-dessous).

Localement, dans les métapélites, des dykes ou veines granitiques ont été mis en place dans les zones de cisaillement ductile normales comme en témoigne la flexion asymétrique de la foliation des deux côtés des dykes (Fig. 3a et 3b). Dans les péridotites, les dykes montrent des signes de déformation au niveau de la transition fragile-ductile, et au niveau des parois du dyke, des plans S / C bien développés indiquent à nouveau un cisaillement normal (par exemple, Fig. 3c). Après leur mise en place et leur refroidissement, les digues granitiques sont affectées par plusieurs phases de déformation (fig. 3d - 3f) et ils auraient pu être considérablement réorientés. Par conséquent, nous n'avons effectué des analyses que des dykes granitiques préservés des effets de déformation tardive, au moins à l'échelle locale. Les dykes granitiques ont globalement une tendance EW (Fig. 5a), avec une distribution N70° à N140°, et un pendage intermédiaire à raide (40° à 80°). Peu de dykes NS et NNE-SSW ont été observés à l'échelle du massif de Beni Bousera et localisés principalement dans la zone d'Oued Amter comme précédemment cartographié par Elbaghdadi *et al.* (1996) (Fig. 2) et étudiée par Rossetti *et al.* (2010, 2013). Des fractures ou des failles dans lesquelles les veines de magnésite sont concentrées ont également été mesurées (Fig. 5a), ils ont une tendance parallèle aux dykes granitiques avec un pendage intermédiaire à abrupt (35° à 90°). Comme ce produit d'altération est concentré dans des failles parallèles au dyke granitique, et qu'elles ont fourni la même cinématique, elles sont par conséquent considérées comme générées à partir du même événement de déformation. Nous déterminons les axes de contrainte de frappe et de plongée à l'aide d'éléments de structure obtenus à partir de ces matériaux de bord et / ou du contact de la roche hôte. Les résultats donnent une contrainte maximale de plongée N111°, 69° (σ₁), une contrainte intermédiaire de plongée N308°, 20° (σ₂) et une contrainte minimale de plongée N216°, 5° (σ₃), avec un rapport de contrainte R = 0,44 (σ₁) vertical, 0,25 <R < 0,75, reflétant un régime d'extension pur (Fig. 6a).

Concernant les événements de déformation tardive, les dykes granitiques sont affectés par de nombreuses failles de décrochement tardives inversées et normales (fig. 3d et 3e; voir Romagny, 2014). Dans le massif péridotitique, un clivage disjonctif espacé pénétrant orienté NE-SW (Powell, 1979; Passchier et Trouw, 2005)

est observé dans les dykes granitiques et les péridotites (figures 3e et 5b). Ensuite, ce clivage est affecté par des plis presque orientés EW (figures 3f et 5b).

Fig. 3



Vue de champ des dykes et veines granitiques en ce qui concerne la déformation. (a) Veine granitique NW-SE traversant le gneiss migmatitique mis en place lors du cisaillement normal (N35 ° 18'38 ", W04 ° 56'48). (b) Dyke granitique NS traversant l'unité métamorphique de Beni Bousera, mis en place pendant le cisaillement normal (N35 ° 12'02 ", W04 ° 50'29"). (c) Dyke granitique EW montrant une cinématique normale à la paroi des péridotites serpentinisées (N35 ° 18'29 ", W04 ° 54'29"). (d) dyke granitique déformé par une faille de décrochement latérale gauche inverse dans les péridotites. (e) dyke granitique affecté par une faille de décrochement latérale gauche normale et par un clivage espacé dans les péridotites serpentinisées (N35 ° 12'40 ", W04 ° 50'13"). (f) Pli EW affectant un tissu plan espacé dans les péridotites serpentinisées (N35 ° 12'43 ", W04 ° 50'07").

Photos de terrain présentent la relation entre les différents types de déformation dans le secteur de Beni Bousera.

4.1.2 Zones de cisaillement ductile d'Aaraben

La faille d'Aaraben a également fait l'objet d'analyses structurales (Fig. 2). La faille d'Aaraben est une faille de pendage N160 ° E vers le nord-est, marquée par une large bande de cataclasites de quelques mètres développée dans des conditions fragiles (Fig. 4a). Les miroirs des éléments lensoïdes largement parallèles au plan de faille portent des stries sub-verticales et affichent des indicateurs cinématiques cohérents avec des failles normales.

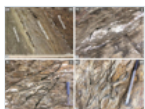
Au nord-est de la faille d'Aaraben (Fig. 2), de nombreuses zones de cisaillement ductile, larges d'un décimètre à un mètre (Fig. 4b - d), traversent les unités Ghomarides et Sebtides. Toutes ces zones de cisaillement constituent un couloir de déformation de plusieurs centaines de mètres de large (Fig. 2).

A l'échelle de l'affleurement, les zones de cisaillement ductile sont marquées par le développement de la foliation mylonitique en bandes de déformation centimétriques à métriques. Les zones de cisaillement sont également soulignées par des veinules de quartz (Fig. 4b) avec des agrégats de chlorite et de micas blancs, reflétant la circulation de fluide omniprésente lors du développement de la zone de cisaillement dans des conditions de faciès de schistes verts.

Les zones de cisaillement ductile sont globalement orientées NW-SE et s'inclinent modérément à fortement vers le nord-est (34 ° à 70 °) (Fig. 5c). La linéation d'éirement est des critères de forte inclinaison et de sens du cisaillement tels que la rotation asymétrique du plan de foliation, les boudins asymétriques et les plans S / C indiquent un effondrement nord-est du mur suspendu, compatible avec le cisaillement ductile normal (Fig.4b - 4d).

La détermination de la sollicitation principale et de la plongée par le dièdre droit donne une contrainte maximale de plongée N223 ° , 67 ° (σ_1) et N93 ° , 15 ° , une contrainte intermédiaire plongeante (σ_2) et une contrainte minimale de plongée N359 ° , 17 ° (σ_3), avec un rapport de contrainte $R = 0,41$ (σ_1 vertical, $0,25 < R < 0,75$), reflétant l'extension pure (Fig. 6b).

Fig. 4

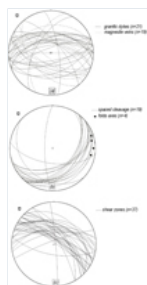


Photographies de terrain de la déformation de la région d'Aaraben. a) la zone endommagée de la faille d'Aaraben marquée par un couloir de cataclasite (N35 ° 16'05 ", W04 ° 50'23"). (b) Boudinage asymétrique de veinule de quartz dans une zone de cisaillement affectant les micaschistes de Filali (N35 ° 16'56 ", W04 ° 51'25"). (c) bande de cisaillement en extension dans les micaschistes (N35 ° 16'57 ", W04 ° 51'25"). (d) Tissu S / C dans la péridotite serpentinisée au contact de l'unité Filali (N35 ° 16'52 ", W04 ° 51'34").

Photographies de terrain de la déformation dans la région d'Aaraben.

Fig. 5

Diagramme de distribution statistique des structures du massif de Beni Bousera. (a) des dykes de granit et des veines de magnésite. (b) le clivage disjonctif espacé et les



axes des plis. (c) les zones de cisaillement au NE de la faille d'Aaraben. Projection à surface égale, hémisphère inférieur.

Projection stéréographique des structures dans le massif de Beni Bousera. a) les filons granitiques et magnésites. b) clivage et axes des plis. c) zones de cisaillement dans la région d'Aaraben (projection de Schmidt, hémisphère inférieure).

Fig. 6

Orientations des axes de contraintes et rapport de contraintes R correspondant en utilisant la méthode du dièdre droit. (a) les failles liées aux digues granitiques et à l'altération. (b) des zones de cisaillement au NE de la faille d'Aaraben (projection à aire égale - hémisphère inférieur).



Orientations des axes de contraintes et le rapport de contrainte correspondant, en utilisant la méthode d'inversion du droit. a) failles associées aux filons granitiques et magnésites. b) zones de cisaillement dans la région d'Aaraben (projection de Schmidt, hémisphère inférieure).

4.2 Pétrologie

4.2.1 Pétrographie et chimie des digues granitiques

Des analyses pétrographiques sont réalisées à l'échelle de la section mince à partir de dykes granitiques traversant les péridotites et le gneiss migmatitique. Tous les dykes granitiques ont une texture à gros grains, deux assemblages sont observés; le premier assemblage est composé de K-feldspath, quartz, plagioclase, mica blanc et tourmaline (Fig. 7a). De plus, de la cordiérite ou de la biotite sont également observées dans certains échantillons (par exemple la figure 7b). L'assemblage secondaire est constitué de chlorite après biotite (Fig. 7b), de pinite et de séricite résultant respectivement d'une altération de la cordiérite et du feldspath. Les minéraux accessoires sont le zircon et / ou la monazite et les minéraux opaques. Selon Rossetti *et al.* (2013), ces dykes sont classés en granodiorite à biotite-cordiérite à monzogranite ou en granite tourmaline-muscovite alcalin-feldspath.

Fig. 7

Photomicrographie illustrant la minéralogie des digues granitiques traversant les péridotites de Beni Bousera. a) la minéralogie principale du granite, lumière polarisée croisée; (b) chlorite après biotite, lumière polarisée dans le plan. Abréviations minérales après Kretz (1983).



Photomicrographies illustrant la minéralogie des filons granitiques intrusifs dans les péridotites de Beni Bousera.

4.2.2 Zones de cisaillement ductile d'Aaraben

Les investigations pétrographiques réalisées sur les micaschistes des zones de cisaillement permettent de préciser les assemblages minéralogiques associés à la déformation ductile. Des microstructures ont été observées à partir de coupes minces perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation pour obtenir des contraintes cinématiques. Le plan de foliation est souligné par la disposition plane de la muscovite et de la biotite ainsi que des rubans de quartz polycristallin (figures 8a et 8b). Les porphyroclastes de biotite et de staurolite sont déstabilisés et enveloppés de muscovite et de chlorite (Fig. 8d). De nombreux critères de cisaillement comme des rubans de quartz microfoldés (Fig.8a), des structures S / C marquées par des déflexions de rubans de quartz, de la chlorite et des muscovites (Fig.8b -8d) et les grains de quartz recristallisés dans des ombres de pression asymétriques autour des porphyroclastes de staurolite (Fig.8d) sont typiques des roches mylonitiques déformées par cisaillement simple dominant et les indicateurs cinématiques fournissent systématiquement une sensation normale de cisaillement.



Fig. 8

Photomicrographies illustrant les microstructures et les recristallisations associées dans la zone de cisaillement d'Aaraben (lumière polarisée croisée). (a) microfold

asymétrique intrafolial avec muscovite développé dans le plan de foliation principal. (b) des flocons de muscovite et des rubans de quartz asymétriques se sont développés parallèlement à la foliation. (c) de la muscovite sigmoïdale et de la chlorite dans une zone de cisaillement (d) des rubans de quartz sigmoïdal et de la muscovite se sont développés aux dépens du porphyroclaste de staurolite. Abréviations minérales d'après Kretz (1983).

Photomicrographies illustrant les relations entre cristallisation métamorphique et déformation dans la zone de cisaillement d'Aaraben.

4,3 ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating

4.3.1 Dykes granitiques

Dans la zone de Beni Bousera, la muscovite et la biotite de deux échantillons de dykes granitiques (BB17-60 et BB17-116) ont été analysées:

- *Echantillon BB17-60* : un monograin de muscovite donne un âge plateau à $21,22 \pm 0,42$ Ma correspondant à 99% de ³⁹Ar libérés et à huit étapes (Fig. 9). L'isochron inverse pour les étapes de plateau donne un âge concordant à $21,18 \pm 0,46$ Ma (MSWD = 0,11; rapport initial ⁴⁰Ar / ³⁶Ar de $298,6 \pm 13,8$) (voir Matériel supplémentaire 1). L'âge plateau à $21,22 \pm 0,42$ Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge;

Fig. 9



Spectres de ⁴⁰Ar / ³⁹Ar en fonction de ³⁹Ar libérés. Les cases d'erreur de chaque étape sont au niveau 2σ . L'erreur des âges plateau (P) est donnée au niveau 2σ . Les âges ont été calculés à l'aide du logiciel Ar - Ar Calc (Koppers, 2002). Les données brutes sont présentées dans les données supplémentaires.

Spectres d'âge ⁴⁰Ar / ³⁹Ar en fonction du ³⁹Ar libéré.

- *Échantillon BB17-116* : la muscovite monograin (BB17-116M) donne un âge plateau à $21,55 \pm 0,13$ Ma correspondant à 100% de ³⁹Ar libéré et à neuf étapes (Fig. 9). L'isochron inverse pour les étapes de plateau donne un âge concordant à $21,41 \pm 0,35$ Ma (MSWD = 0,12; rapport initial ⁴⁰Ar / ³⁶Ar de $298,7 \pm 13,0$) (voir le matériel supplémentaire 2). L'âge plateau à $21,55 \pm 0,13$ Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge.

Un monograin de biotite (BB17-116B) donne un âge pondéré à $20,88 \pm 0,21$ Ma correspondant à 69% Ar libéré et à huit étapes (Fig. 9). La forme en escalier du spectre peut suggérer un événement de réchauffement de moins de 20 Ma qui peut avoir légèrement affecté l'âge du plateau. L'isochron inverse pour les étapes de plateau donne un âge concordant à $21,31 \pm 0,30$ Ma (MSWD = 1,93; rapport initial ⁴⁰Ar / ³⁶Ar de $280,0 \pm 8,9$) (voir le matériel supplémentaire 3). L'âge plateau à $20,88 \pm 0,21$ Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge.

4.3.2 Zones de cisaillement ductile d'Aaraben

Les micas blancs des échantillons dans les zones de cisaillement de l'unité Filali (BB15-08; BB15-09; BB15-10- BB15-11) ont été analysés:

- *Echantillon BB15-08* : une micropopulation de micas blancs donne un âge plateau à $21,59 \pm 0,06$ Ma correspondant à 90% de ³⁹Ar libérés et à dix étapes (Fig. 9). L'isochron inverse pour les étapes de plateau donne un âge concordant à $21,59 \pm 0,09$ Ma (MSWD = 0,94; rapport initial ⁴⁰Ar / ³⁶Ar de $296,1 \pm 9,8$) (voir Matériel supplémentaire 4). L'âge plateau à $21,59 \pm 0,06$ Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge;
- *Echantillon BB15-09* : une micropopulation de micas blancs donne un âge pondéré à $21,69 \pm 0,15$ Ma correspondant à 100% de ³⁹Ar libérés et à neuf étapes (Fig. 9). L'isochron inverse pour les étapes de plateau donne un âge concordant à $21,67 \pm 0,18$ Ma (MSWD = 0,53; rapport initial ⁴⁰Ar / ³⁶Ar de $303,6 \pm$

25,2) (voir Matériel supplémentaire 5). L'âge plateau à $21,69 \pm 0,15$ Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge;

- *Echantillon BB15-10* : une micropopulation de micas blancs donne un âge pondéré à $21,44 \pm 0,12$ Ma correspondant à 67% de ^{39}Ar libérés et à dix étapes (Fig. 9). L'isochron inverse pour les étapes de plateau donne un âge concordant à $21,43 \pm 0,14$ Ma (MSWD = 1,39; rapport initial $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ de $298,2 \pm 17,2$) (voir le matériel supplémentaire 6). L'âge plateau à $21,44 \pm 0,12$ Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge;
- *Echantillon BB15-11* : une micropopulation de micas blancs donne un âge pondéré à $21,99 \pm 0,21$ Ma correspondant à 58% de ^{39}Ar libérés et à six étapes (Fig. 9). L'isochron inverse pour les étapes de plateau donne un âge concordant à $21,43 \pm 0,14$ Ma (MSWD = 1,54; rapport initial $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ de $283,1 \pm 52,9$) (voir le matériel supplémentaire 7). L'âge plateau à $21,99 \pm 0,21$ Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge.

5 Discussion

5.1 Évolution structurale

Les analyses structurales ont souligné que des dykes granitiques sont mis en place dans les failles majeures N70 ° à N140 °, résultant d'une extension NNE-SSW (N216 °). Cette déformation est contemporaine (21–22 Ma) avec le développement de zones de cisaillement normal ductile N70 ° à N150 ° résultant d'une extension presque NS (N179 °). Ainsi, l'orientation des axes de contraintes obtenue à partir des zones de cisaillement et celles obtenues à partir de failles liées aux dykes granitiques forment un angle aigu de 37 ° (Fig. 6). Cette variation pourrait s'expliquer soit par une réponse rhéologique différente des péridotites par rapport aux métapélites, soit par un effet tardif de la cinématique de la faille d'Aaraben.

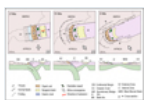
En effet, comme le suggère [Romagny et coll. \(2014\)](#), les défauts agissant dans des conditions fragiles avec une direction similaire à celle de la faille d'Aaraben sont responsables du soulèvement actuel du Rif interne. De plus, [Chalouan et al. \(1995\)](#) ont décrit un déplacement vertical de 4 à 5 km depuis le Néogène le long de la faille d'Aaraben. Nos travaux mettent en évidence que la majeure partie de ce mouvement vertical a été accommodée par un grand système de zones de cisaillement normal ductile orientées NW-SE agissant dans des conditions métamorphiques du faciès des schistes verts. Un tel environnement P / T implique une exhumation des péridotites d'au moins la transition ductile-fragile. Les données paléomagnétiques disponibles au voisinage du massif de Beni Bousera indiquent un $76^\circ \pm 13^\circ$ ([Saddiqi et al., 1995](#)), $72 \pm 12^\circ$ ([Berndt et coll., 2015](#)) rotation anti-horaire depuis le Miocène. Par conséquent, l'orientation initiale de l'extension était comprise entre NE-SW et ESE-WNW à 21 Ma. À cette époque, la tranchée de subduction restaurée devant le domaine d'Alboran était ~ NS (eg [Spakman et Wortel, 2004](#) ; [Verges et Fernandez, 2012](#)). Par conséquent, la direction d'extension restaurée était à peu près normale à la tranchée de subduction restaurée (Fig. 10a).

Concernant le contexte tectonique, notre interprétation avec un régime extensionnel EW associé à une déformation non coaxiale contraste avec une extension radiale associée à l'exhumation des unités Sebrites inférieures ([Romagny, 2014](#)) ou régime tectonique à glissement de frappe contrôlé par une compression à peu près orientée EW ([Rossetti et al., 2013](#)), qui étaient auparavant proposées pour la zone de Beni Bousera.

L'événement d'extension majeur qui a provoqué l'exhumation des péridotites et la mise en place des dykes granitiques à 20–22 Ma a été suivi par des événements de compression tardive principalement mis en évidence par le clivage NE-SW et le pliage EW.

Fig. 10

Dessins animés montrant l'évolution paléogéographique miocène du bassin d'Alboran (carte et coupe transversale) adaptés de reconstructions par [Do Couto et al. \(2016\)](#), [Crespo-Blanc et al. \(2016\)](#) et [Jolivet et coll. \(2019\)](#). Les sections transversales (a) et (b) ont une tendance EW tandis que la section (c) est une tendance NS.



Reconstitutions géodynamiques.

5.2 Évolution géochronologique

Les muscovites des deux échantillons de dykes granitiques croisant les péridotites de l'unité Beni Bousera et le gneiss de l'unité Filali ont donné des âges concordants à $21,22 \pm 0,42$ Ma et $21,55 \pm 0,13$ Ma respectivement. La moyenne pondérée à $21,38$ Ma est considérée comme la meilleure estimation d'âge. La biotite a donné un âge de $20,88 \pm 0,21$ Ma qui est légèrement plus jeune que les âges des muscovites, ce qui pourrait s'expliquer par une mise en place et un refroidissement très rapides des dykes granitiques de $21,68$ Ma à $20,67$ Ma. Les données structurales mettent en évidence que les dykes granitiques mis en place dans des failles normales, reflétant un contexte extensionnel (Fig.3). En revanche, au sein des zones de cisaillement ductile normales de l'unité Filali, tous les micas blancs ont donné des âges concordants, avec un âge moyen pondéré de $21,68$ Ma. Muscovites des micaschistes échantillonnées dans le noyau de ces zones de cisaillement sont clairement prophyroblasts syncinématiques qui se sont développées ou au moins recristallisées pendant le développement des zones de cisaillement normales sous faciès des schistes verts conditions métamorphiques (Fig. 8). Ainsi, la mise en place des dykes granitiques et les zones de cisaillement ductile normales donnent le même âge vers 21 Ma, on considère que les âges autour de 21 Ma correspondent à un événement d'extension.

Ces âges sont similaires à ceux obtenus par les auteurs précédents dans le Rif interne (Elbaghdadi *et al.* , 1996 ; Michard *et al.* , 2006 ; Rossetti *et al.* , 2010 ; Homonnay *et al.* , 2018) et aussi dans les Betics où des dykes granitiques ont pénétré les péridotites de Ronda (Priem *et al.* , 1979 ; Zeck *et al.* , 1989 ; Cuevas *et coll.* , 2006). (U-Th) / Les âges des traces de fission He et apatite obtenus sur les roches crustales du Rif interne sont compris entre $17,8$ et $14,1$ Ma, ce qui suggère que l'exhumation dans le domaine d'Alboran continue de se développer après 21 Ma (Azdimousa, 1999 ; Azdimousa *et coll.* , 2014 ; Romagny, 2014 ; Romagny *et coll.* , 2014).

Cet événement d'extension s'est produit lors de l'ouverture de l'Oligocène tardif aux bassins sédimentaires du Miocène inférieur de Fnideq et Sidi Abdeslam (Feinberg *et coll.* , 1990 ; Ouazzani-Touhami et Chalouan, 1995 ; El Kadiri *et coll.* , 2006 ; Serrano et Guerra-Merchán, 2007 ; Hlila *et coll.* , 2008). Des analyses biostratigraphiques dans ces bassins ont établi la durée de la sédimentation entre l'Oligocène tardif et le Burdigalien moyen (Feinberg *et al.* , 1990 ; Hlila *et al.* , 2008). Les dépôts recouvrent en discordance le contact des nappes de Ghomarides, attestant que (i) l'empilement des nappes était antérieur à l'aquitainien et (ii) le socle métamorphique était exposé en surface à ce moment-là (Michard *et al.* , 2006 ; Serrano *et coll.* , 2006).

Dans le Rif interne, le moment des événements de compression tardive est mal limité, en raison du manque de marqueurs sédimentaires précis et de données géochronologiques. L'intervalle de temps pour ces événements est post-burdigalien (âge des sédiments plissés les plus jeunes dans les bassins de Fnideq et Sidi Abdeslam Hlila *et al.* , 2008) et avant le début de Zanclean (âge des sédiments dépliés les plus Saji et Chalouan, 1995 ; Cornée *et coll.* , 2014).

Cependant, la modélisation thermique utilisant les données (U-Th) / He apatite, les données $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ et K / Ar sur la piste de fission de la biotite, du zircon et de l'apatite met en évidence que les roches ont subi un refroidissement rapide à modéré entre $22,5$ et 18 Ma, un réchauffage entre 18 et 15 Ma, puis refroidissement rapide et exhumation à la surface vers 13 Ma (Azdimousa *et al.* , 2014 ; Romagny *et al.* , 2014). Ces auteurs ont interprété le réchauffement au cours de la fin du Burdigalien-début du Langhian comme un renouvellement de la poussée et de l'enfouissement des unités internes lors d'un événement de compression (contre-poussée).

6 Implication géodynamique

6.1 La ceinture du Rif

L'exhumation du mécanisme et du moment des péridotites de Beni Bousera est fortement débattue et différents scénarios sont proposés: (1) une exhumation pré-alpine par amincissement crustal suivi d'une poussée pendant l'orogénie alpine (Reuber *et al.* , 1982 ; Chalouan *et coll.* , 2001 ; Chalouan et Michard, 2004) et (2) une exhumation du Miocène précoce due à un régime d'extension dans un contexte d'arrière-arc accueilli par une zone de cisaillement lithosphérique à faible angle située au sommet des péridotites (Afiri *et al.* , 2011 ; Álvarez-Valero *et coll.* , 2014 ; Frets *et coll.* , 2014 ; Bessière, 2019). Dans la péninsule de Ceuta, Homonnay *et al.* (2018) ont démontré que le couplage tectonique entre les péridotites du manteau et les roches métamorphiques crustales se produisait à une profondeur de 20 à 30 km dans des conditions de haute température pendant l'épaississement de la croûte à ~ 30 Ma. Les péridotites ont ensuite été exhumées lors de l'événement d'extension à ~ 21 Ma. Nos données montrent que les péridotites étaient situés d'une manière ou d'une autre sur une croûte continentale partiellement fondue lors de l'intrusion de la digue, et ont été exhumés par la zone de cisaillement d'Aaraben à partir d'au moins la transition ductile-fragile à 21 Ma, ce qui est conforme au deuxième modèle d'exhumation cité ci-dessus. .

Suite à cet événement d'extension, des événements compressifs majeurs ont été reconnus dans la zone de Beni Bousera: une phase de raccourcissement associée à l'antiforme NW-SE Beni Bousera (Reuber *et al.* , 1982) et une phase de raccourcissement presque NS, mise en évidence par des plis EW (ce travail) et par des

failles de décrochement conjuguées sinistres NE / SW et dextre NO / SE (Romagny, 2014). Ces événements de compression ont également été décrits dans la partie nord du Rif interne (Chalouan, 1986 ; Vitale *et coll.*, 2014, 2015 ; Homonnay *et coll.*, 2018 ; Homonnay, 2019), où ils ont plié le bassin de Fnideq (Feinberg *et al.*, 1990) et sont donc post-burdigaliens. À l'échelle du Rif interne, le premier événement de compression a produit des plis ouverts à l'échelle régionale comme les antiformes Beni Mezala et Beni Bousera parallèles à la ceinture. Le moment de cet événement de compression est difficile à déterminer en raison du manque de marqueurs biostratigraphiques associés aux bassins sédimentaires pendant cette période. Cependant, il pourrait être lié au réchauffement enregistré par thermochronométrie à basse température entre 18 et 15 Ma attribué à la contre-poussée et à l'enfouissement des zones internes (Romagny *et al.*, 2014).

La deuxième phase de compression a provoqué des plis ouverts de tendance quasi-EW, en arrière du Burdigalien (Fnideq Basin, Hlila *et al.*, 2008) et avant le Pliocène (Oued Laou et Tirinense Basins, Cornée *et al.*, 2014).

6.2 Comparaison avec la cordillère bétique

Dans la zone interne, les Nevado-Filabrides, les Alpujarrides et les Malaguides sont séparés par des zones de cisaillement d'extension à l'échelle crustale (*par exemple*, García-Dueñas *et coll.*, 1992 ; Jabaloy *et coll.*, 1992 ; Lonergan *et Platt*, 1995 ; Augier *et coll.*, 2005b ; Platt *et coll.*, 2013).

En Bétique occidentale, l'exhumation du complexe Alpujarride a eu lieu au début du Miocène (22 à 18 Ma) dans un environnement extensionnel de \approx NS à NNE-SSW (coordonnées actuelles) (*c. -à- d.* Monié *et coll.*, 1994 ; Crespo-Blanc, 1995 ; Platt *et coll.*, 2006 ; Esteban *et coll.*, 2013). L'exhumation tardive des Alpujarrides est également contemporaine avec le développement des bassins d'extension aquitano-burdigaliens couchés en discordance sur le complexe Malaguide et Alpujarride (Serrano *et al.*, 2006 , Serrano *et Guerra-Merchán*, 2007) et avec le développement extensif du complexe Bassin d'Alboran (*par exemple*, Do Couto *et al.*, 2016). Les données paléomagnétiques et les reconstructions cinématiques suggèrent que les Bétiques de l'Ouest ont été soumis à une rotation de $\approx 53^\circ$ dans le sens des aiguilles d'une montre depuis le Miocène supérieur (Lonergan *et al.*, 1993 ; Crespo-Blanc *et al.*, 2016). De cette façon, l'extension du Miocène précoce était orientée \approx Ouest-du-Nord-Ouest vers le NW-SE et, comme dans la région de Beni Bousera, était orthogonale à la tranchée de subduction.

Dans la Bétique centrale et orientale, l'exhumation du complexe Nevado-Filabride a eu lieu du début à la fin du Miocène (*c. -à- d.* de Jong, 1991 ; Monié *et coll.*, 1991 ; Platt *et coll.*, 2005 ; Augier *et coll.*, 2005a ; Vazquez *et coll.*, 2011) et était contrôlée par une extension à l'échelle régionale \approx EW (coordonnées actuelles) (Jabaloy *et al.*, 1992 ; Martínez-Martínez, 2006) évoluant progressivement vers un NW-SE, puis NS (coordonnées actuelles) à la fin du tortonien (Augier *et coll.*, 2013). Cette extension a également contrôlé la formation de bassins extensionnels intra-montagneux dans la région de la Bétique orientale, dans la région de Nevado-Filabrides (Augier *et al.*, 2013). Les données paléomagnétiques et les reconstructions cinématiques suggèrent que la Bétique centrale a été soumise à une rotation de près de 12° dans le sens des aiguilles d'une montre depuis le Miocène supérieur (Crespo-Blanc *et al.*, 2016). Cette extension a ensuite été d'abord orientée vers ENE-WSW (parallèle à la tranchée de subduction) et progressivement déplacée vers près de NNW / SSE.

Cette extension EW à ENE-WSW était répandue dans l'arc de Gibraltar au début du Miocène moyen et est considérée comme liée à la migration vers l'ouest du domaine d'Alboran (Balanya *et coll.*, 2012 ; Jolivet *et coll.*, 2008). Ceci renforce l'hypothèse proposant une partition de déformation importante dans tout l'arc de Gibraltar au cours du Miocène (Balanya *et al.*, 2012) avec extension concomitante arc-perpendiculaire dans la partie ouest du domaine d'Alboran, extension arc-parallèle dans sa partie orientale et arc-compression perpendiculaire à l'intérieur du coin orogénique.

Cette extension simultanée à l'arc-perpendiculaire et à l'arc parallèle dans la Bétique occidentale et orientale respectivement pourrait refléter l'évolution particulière de la croûte / du manteau de la partie orientale de l'arc de Gibraltar où la subduction est inactive depuis le début du Miocène et les processus de déchirement des dalles se sont probablement produits. (Villaseñor *et al.*, 2015 ; Mancilla *et coll.*, 2018).

Depuis le tortonien, l'ensemble de l'arc de Gibraltar a été soumis à un régime de contraintes de compression NS à NNW-SSE (Martínez-Martínez, 1997 ; Comas *et Soto*, 1999). Cette compression généralisée a été enregistrée dans la Bétique orientale (*par exemple*, Weijermars *et coll.*, 1985 ; Galindo-Zaldívar *et coll.*, 1993 ; Augier *et coll.*, 2013 ; Do Couto, 2014), dans la Western Betics (*par exemple*, Crespo-Blanc *et al.*, 2016), dans le domaine d'Alboran (*par exemple*, Do Couto *et al.*, 2016). Cet événement de compression est également reconnu en mer dans le bassin d'Alboran où il se traduit par un pliage WSW-ENE (Chalouan *et coll.*, 1997, 2006 ; Mauffret *et coll.*, 2007 ; Crespo-Blanc *et coll.*, 2016 ; Do Couto *et al.*, 2016 ; Estrada *et coll.*, 2017).

6.3 Conséquences pour l'arc de Gibraltar et la formation du bassin d'Alboran

L'événement d'extension du Miocène précoce est largement décrit dans le Rif et les Bétiques ([García-Dueñas et al. , 1992](#) ; [Galindo-Zaldívar et al. , 1993](#) ; [Saji et Chalouan, 1995](#) ; [Romagny, 2014](#)). Cet événement est contemporain de l'ouverture du bassin d'arrière-arc d'Alboran développé depuis l'Oligocène en réponse au recul des dalles vers l'ouest (*par exemple* , [Comas et Soto, 1999](#) ; [Martínez-García et coll. , 2011](#)). Dans ce contexte, l'amincissement de la croûte ([Fig.10a](#)), la décompression et le transfert de chaleur du manteau d'asthénosphère chaud ont déclenché une fusion partielle des formations crustales situées sous les péridotites et une intrusion magmatique subséquente dans les péridotites et les unités crustales sus-jacentes ([Rossetti et al. , 2013](#)). Un amincissement crustal associé à des zones de cisaillement ductile et à des failles normales a également été responsable de l'exhumation tardive des Sebtides-Alpujarrides.

De la fin du début au miocène moyen, l'arc de Gibraltar a été soumis à une période de raccourcissement qui a abouti à la formation d'un coin orogène avec poussée des zones internes sur les zones externes vers les bassins du Rharb et du Guadalquivir et contre-poussée dans les zones internes vers le bassin d'Alboran ([Chalouan et al. , 2008](#)) ([Fig. 10b](#)). Dans ce scénario, le raccourcissement perpendiculaire à l'arc est la conséquence de la collision entre le domaine d'Alboran, affecté à la plaque supérieure du complexe de subduction, les nappes du Flysch, et le domaine externe, correspondant respectivement au prisme d'accrétion et à la paléomargine de la plaque inférieure ([Fig. 10b](#)).

Au cours du Miocène supérieur, un événement de compression NS à NNW-SSE a induit un resserrement de l'arc Gibraltar contrôlé par la convergence Europe-Afrique qui a radicalement modifié sa géométrie ([Crespo-Blanc et al. , 2016](#)) ([Fig.10c](#)).

7. Conclusion

Les principaux résultats de cette étude sont les suivants. Dans la région de Beni Bousera, les digues granitiques ont été mises en place dans des failles normales presque EW à 21 Ma, et les zones de cisaillement normal d'Aaraben orientées NW-SE sont également datées entre 22 et 20 Ma. Des dykes granitiques et des zones de cisaillement normales ont été générés en réponse à l'extension NNE-SSW (coordonnées réelles). Sur la base des données paléomagnétiques disponibles, le cadre tectonique qui a affecté le domaine d'Alboran au début du Miocène était une extension presque EW liée à l'ouverture du bassin arrière-arc d'Alboran. Au moment de l'extension, les péridotites sous-continentales se trouvaient sur une croûte continentale partiellement fondue au moins à partir de la transition fragile-ductile. Après cette extension, deux événements de compression sont mis en évidence successivement par des plis NW-SE et EW dans le cadre de la convergence Afrique-Eurasie.

Reconnaissance

Les auteurs remercient André Michard, Jesús Galindo Zaldívar et le rédacteur associé Romain Augier pour leurs critiques constructives qui ont amélioré le manuscrit. Ce travail a été financé par le projet FP7-IRSES-MEDYNA.

Les références

Afiri A, Gueydan F, Pitra P, Essaïfi A, Précigout J. 2011. Exhumation oligo-miocène de la péridotite Beni-Bousera à travers une zone de cisaillement d'extension à l'échelle de la lithosphère. *Geodinamica Acta* 24: 49–60. DOI: [10.3166 / ga 24,49-60](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Allmendinger RW, Cardozo N, Fisher D. 2012. Algorithmes de géologie structurale: vecteurs et tenseurs. La presse de l'Université de Cambridge. [[Google Scholar](#)]

Álvarez-Valero AM, Jagoutz O, Stanley J, Manthei C, Maz A, El Moukadiri A, *et al.* 2014. Atténuation crustale comme traceur pour la mise en place du massif ultramafique de Beni Bousera (ceinture Bético-Riféenne). *Bulletin de la Geological Society of America* 126: 1614–1624. DOI: [10.1130 / B31040.1](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Angelier J, Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Taureau. Soc. géol. Fr.* XIX (1): 1309–1318. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Augier R, Agard P, Monié P, Jolivet L, Robin C, Booth-Rea G. 2005a. Exhumation, dôme et retraite de dalles dans la Cordillère Bétique (SE Espagne): Insitu ⁴⁰Ar / ³⁹Ar âges et chemins PTdt pour le complexe Nevado-Filabride. *J. Metamorph. Geol.* 23: 357–381. DOI: [10.1111 / j.1525-1314.2005.00581.x](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- Augier R, Jolivet L, Robin C. 2005b. Dôme orogénique tardif dans les cordillères bétiques orientales: exhumation finale du complexe Nevado-Filabride et sa relation avec la genèse du bassin. *Tectonics* 24: 1–19. DOI: [10.1029 / 2004TC001687](https://doi.org/10.1029/2004TC001687) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Augier R, Jolivet L, Do Couto D, Negro F. 2013. De ductile à fragile, évolution tardive à post-orogénique de la Cordillère Bétique: aperçus structurels des zones internes du nord-est. *Bulletin de la Société Géologique de France* 184: 405–425. DOI: [10.2113 / gssgfbull.184.4-5.405](https://doi.org/10.2113/gssgfbull.184.4-5.405) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Azdimousa A. 1999. Géodynamique et exhumation des bordures méridionales de la mer d'Alboran entre le massif de Béni Bouzera et le Cap des Trois Fourches (Rif, Maroc). Apports de la méthode d'analyse par traces de fission. Thèse Doctorat d'État, Oujda (Maroc), 221 p. [[Google Scholar](#)]
- Azdimousa A, Bourgeois J, Poupeau G, Vázquez M, Asebriy L, Labrin E. 2014. Thermochronologie de piste de fission du massif péridotitique de Beni Bousera (Rif interne, Maroc) et exhumation de roches ultramafiques dans l'arc de Gibraltar. *Arabian Journal of Geosciences* 7: 1993–2005. DOI: [10.1007 / s12517-013-0924-3](https://doi.org/10.1007/s12517-013-0924-3) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Balanya JC, Garcia-Duenas V. 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série II* 304: 929–932. [[Google Scholar](#)]
- Balanya JC, Crespo-Blanc A, Díaz-Azpiroz M, Expósito I, Torcal F, Perez-Pena V, *et al.* 2012. Extension arc parallèle vs arc arrière dans l'arc ouest de Gibraltar: l'avant-bras de Gibraltar est-il toujours actif? *Geologica Acta* 10: 249–263. [[Google Scholar](#)]
- Berndt T, Ruiz-Martínez VC, Chalouan A. 2015. Nouvelles contraintes sur l'évolution de l'Arc de Gibraltar à partir des données paléomagnétiques des péridotites de Ceuta et Beni Bousera (Rif, Afrique du Nord). *J. Geodyn.* 84: 19–39. DOI: [10.1016 / j.jog.2014.09.014](https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.09.014) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Bessière E. 2019. Évolution géodynamique des Zones Internes des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne): Apports d'une étude pluridisciplinaire du Complexe Alpujarride Eloise Bessière. Institut des Sciences de la Terre (Pour citer cette version: HAL Id: [tel-02392008](https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-02392008)). [[Google Scholar](#)]
- Bezada MJ, Humphreys ED, Toomey DR, Harnafi M, Dávila JM, Gallart J. 2013. Preuve du recul de la dalle dans l'extrême ouest de la Méditerranée grâce à une meilleure imagerie du manteau supérieur. *Earth Planetary Science Letters* 368: 51–60. DOI: [10.1016 / j.epsl.2013.02.024](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.024) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Blewett RS, Czarnota K. 2007. Architecture tectonostratigraphique et histoire du soulèvement du craton oriental du Yilgarn Module 3: Structure du terrane, projet Y1-P763. *Geoscience Australia Record* 2007 (15). [[Google Scholar](#)]
- Bouybaouène ML. 1993. Étude pétrologique des métapélites des Sebtides supérieurs, Rif interne, Maroc: une évolution métamorphique de haute pression. Thèse Doctorat d'État, Université de Rabat, 160 p. [[Google Scholar](#)]
- Bouybaouène ML, Goffé B, Michard A. 1995. Métamorphisme haute pression, basse température dans les nappes de Sebtides, nord du Rif, Maroc. *Geogaceta* 17. [[Google Scholar](#)]
- Bouybaouène M, Michard A, Goffé B. 1998. Granulites à haute pression au sommet des péridotites de Beni Bousera, ceinture du Rif, Maroc: enregistrement d'une ancienne croûte épaissie dans le domaine d'Alboran. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2: 53–162. [[Google Scholar](#)]
- Cardozo N, Allmendinger RW. 2013. Projections sphériques avec OSXStereonet. *Computers & Geosciences* 51: 193–205. DOI: [10.1016 / j.cageo.2012.07.021](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Casciello E, Fernández M, Vergés J, Cesarano M, Torne M. 2015. Le domaine d'Alboran dans l'évolution de la Méditerranée occidentale: la naissance d'un concept. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186: 371–384. DOI: [10.2113 / gssgfbull.186.4-5.371](https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.371) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Chalouan A. 1986. Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc). Un terrain varisque dans la chaîne alpine. Université de Strasbourg, 317 p. [[Google Scholar](#)]

- Chalouan A, Michard A. 2004. La ceinture du Rif alpin (Maroc): un cas de construction de montagne dans une triple jonction de faille de subduction-subduction-transformation. *Géophysique pure et appliquée* 161: 489–519. DOI: [10.1007 / s00024-003-2460-7](https://doi.org/10.1007/s00024-003-2460-7) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Chalouan A, Ouazzani-Touhami A, Mouhir L, Saji R, Benmakhlof M. 1995. Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran. *Geogaceta* 17: 107-109. [[Google Scholar](#)]
- Chalouan A, Saji R, Bally AW, Michard A. 1997. Évolution tectonique néogène du sud-ouest du bassin d'Alboran telle que déduite des données sismiques au large du Maroc. *Association américaine des géologues pétroliers* 81: 1161–1184. [[Google Scholar](#)]
- Chalouan A, Michard A, Feinberg H, Montigny R, Saddiqi O. 2001. Le bâtiment du Rif (Maroc): un nouveau scénario tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172: 603–616. DOI: [10.2113 / 172.5.603](https://doi.org/10.2113/172.5.603) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Chalouan A, Galindo-Zaldívar J, Akil M, *et al.* 2006. Fuite de coin tectonique dans le front sud-ouest de la Cordillère du Rif (Maroc). *Société géologique de Londres*, publication spéciale 262: 101–118. DOI: [10.1144 / GSL.SP.2006.262.01.06](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.262.01.06) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Chalouan A, Michard A, El Kadiri K, *et al.* 2008. La ceinture du Rif. Dans: Michard A, éd. *La géologie du Maroc*. Berlin: Springer, pp. 203–302. DOI: [10.1007 / 978-3-540-77076-3_5](https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_5) . [[Google Scholar](#)]
- Chertova M, Spakman W, Geenen T, van den Breg A, van Hinsbergen DJJ. 2014. Soutenir les reconstructions tectoniques de la région de la Méditerranée occidentale avec une évolution dynamique des dalles à partir de la modélisation numérique 3D. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 119: 5876-5902. DOI: [10.1002 / 2014JB011150](https://doi.org/10.1002/2014JB011150) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Cifelli F, Caricchi C, Mattéi M. 2016. Formation de ceintures orogéniques en forme d'arc en Méditerranée occidentale et centrale: une revue paléomagnétique. Dans: Pueyo EL, Cifelli F, Sussman AJ, Oliva-Urcia B, eds. *Paléomagnétisme des courroies pliantes et de poussée: nouvelles perspectives*. *Geological Society, London Special Publications* 425: 37–63. [[Google Scholar](#)]
- Comas MC, Soto JI. 1999. Déformation fragile dans le socle métamorphique du site 976: implications pour la tectonique d'extension du Miocène moyen dans le bassin ouest de l'Alboran. *Actes du programme de forage océanique Résultats scientifiques* 161: 331–344. DOI: [10.2973 / odp.proc.sr.161.226.1999](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.161.226.1999) . [[Google Scholar](#)]
- Cornée JJ, Münch P, Melinte-Dobrinescu M *et coll.* 2014. Le regonflement du Pliocène précoce en Méditerranée occidentale: nouvelles perspectives des rias du Rif intérieur, Maroc. *Comptes Rendus Géosciences* 346: 90–98. DOI: [10.1016 / j.crte.2014.03.002](https://doi.org/10.1016/j.crte.2014.03.002) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Crespo-Blanc A. 1995. Schéma d'interférence des systèmes de failles d'extension: une étude de cas du rifting miocène du sous-sol d'Alboran (Nord de la Sierra Nevada, Betic Chain). *Journal of Structural Geology* 17: 1559–1569. DOI: [10.1016 / 0191-8141 \(95\) E0044-D](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)E0044-D) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Crespo-Blanc A, Comas M, Balanyá JC. 2016. Indices pour une reconstruction tortonienne de l'arc de Gibraltar: modèle structurel, diachronisme de déformation et rotations de bloc. *Tectonophysics* 683: 308–324. DOI: [10.1016 / j.tecto.2016.05.045](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.045) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Cuevas J, Esteban JJ, Tubia JM. 2006. Implications tectoniques de l'essaïm de dykes granitiques dans les péridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, sud de l'Espagne). *Journal de la Société Géologique de Londres* 163: 631–640. DOI: [10.1144 / 0016-764905-038](https://doi.org/10.1144/0016-764905-038) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Delvaux D. 1993. Le programme Tensor pour la reconstruction des paléostress: exemples de l'Afrique de l'Est et du rift du Baïkal. *Terra Nova* 5: 216. [[Google Scholar](#)]
- Delvaux D, Sperner B. 2003. Nouveaux aspects de l'inversion des contraintes tectoniques en référence au programme TENSOR. *Geological Society, London Special Publications* 212: 75–100. DOI: [10.1144 / GSL.SP.2003.212.01.06](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- de Jong K. 1991. Études tectono-métamorphiques et datation radiométrique dans les cordillères bétiques (sud-est de l'Espagne) avec des implications pour la dynamique d'extension et de compression dans la région de la Méditerranée occidentale. Thèse de doctorat, Vrije Universiteit, Amsterdam, 204 p. [[Google Scholar](#)]
- Dercourt J, Zonenshain LP, Ricou LE, *et al.* 1986. Evolution géologique de la ceinture de Téthys de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias. *Tectonophysics* 123: 241–315. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Do Couto D. 2014. Evolution géodynamique de la mer d'Alboran par l'étude des bassins sédimentaires. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 552 p. [[Google Scholar](#)]
- Do Couto D, Gorini C, Jolivet L, *et al.* 2016. Évolution tectonique et stratigraphique du bassin de la mer d'Alboran occidental au cours des 25 derniers mois. *Tectonophysique* 677-678: 280-311. DOI: [10.1016 / j.tecto.2016.03.020](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Durand-Delga M. 1972. La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unité l'Europe et l'Afrique. *Eclogae Geologicae Helvetia* 65: 267-278. DOI: [10.5169 / sceaux-164091](#) . [[Google Scholar](#)]
- Eisbacher GH. 1970. Mécanique de déformation des roches mylonitiques et des granites fracturés dans les montagnes Cobequid, en Nouvelle-Écosse. *Bulletin 81 de la Société géologique du Canada d'Amérique* : 2009–2020. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- El Kadiri K, Chalouan A, Bahmad A, Salhi F, Liemlahi H. 2006. Concept de «lavage transgressif»: approche stratigraphique séquentielle pour turbidites calci- et siliciclastiques. Tectonique de la Méditerranée occidentale et de l'Afrique du Nord. *Geological Society of London Special Publications* 262: 45–54. DOI: [10.1144 / GSL.SP.2006.262.01.02](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- El Maz A, Guiraud M. 2001. Paragenèse à faible variance dans les métapelites de la série de Filali (Rif interne marocain): description, interprétation et conséquences géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172: 469–485. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Elbaghdadi M, Tabit A, Kornprobst J, Duthou JL. 1996. Les injections acides dans le massif des Beni Bousera et son enveloppe métamorphique: conséquence sur l'évolution du métamorphisme et la cinématique. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc* 387: 33–44. [[Google Scholar](#)]
- Les Juges Esteban, Tubía JM, Cuevas J *et al.* 2013. Aperçu des événements d'extension dans les cordillères bétiques, sud de l'Espagne: nouvelles analyses de piste de fission et U-Pb SHRIMP. *Tectonophysics* 603: 179–188. DOI: [10.1016 / j.tecto.2013.05.027](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Estrada F, Galindo-Zaldívar J, Vázquez JT, Ercilla G, D'Acromont E, Alonso B, *et al.* 2017. Indentation tectonique dans le centre de la mer d'Alboran (à l'extrême ouest de la Méditerranée). *Terra Nova* 30: 24–33. DOI: [10.1111 / ter.12304](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Faccenna C, Becker TW, Auer L. *et al.* 2014. Dynamique du manteau en Méditerranée. *Examens de la géophysique* 52: 283–332. DOI: [10.1002 / 2013RG000444](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Fallot P. 1937. Essai sur la géologie du Rif septentrional. *Notes mémoires du Service géologique du Maroc* 40: 553. [[Google Scholar](#)]
- Feinberg H, Maaté A, Bouhdadi S, Durand-Delga M, Maaté M, Magné J *et al.* 1990. Signification des dépôts de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 310 (II): 1487–1495. [[Google Scholar](#)]
- Frettes CE, Tommasi A, Garrido C. 2014. La péridotite de Beni Bousera (ceinture du Rif, Maroc): Une zone de cisaillement à faible angle à glissement oblique amincissant la lithosphère du manteau sous-continentale. *Journal of Petrology* 55: 283–313. DOI: [10.1093 / pétrologie / egt067](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Galindo-Zaldívar J, González-Lodeiro F, Jabaloy A. 1993. Stress et paléostresse dans les cordillères Betic-Rif (du Miocène à nos jours). *Tectonophysics* 227: 105–126. DOI: [10.1016 / 0040-1951 \(93\) 90090-7](#) .

García-Dueñas V, Balanyá JC, Martínez-Martínez JM. 1992. Détachements d'extension du Miocène dans le sous-sol affleurant du nord du bassin d'Alboran (Bétique) et leurs implications tectoniques. *Geo-Marine Lettes* 12: 88–95. DOI: [10.1007 / BF02084917](https://doi.org/10.1007/BF02084917) . [CrossRef] [Google Scholar]

Gueydan F, Pitra P, Afiri A, Poujol M, Essaifi A, Paquette JL. 2015. Amincissement oligo-miocène des péridotites de Beni Bousera et de leurs roches hôtes crustales variscaines, Rif interne, Maroc. *Tectonics* 34: 1244–1268. DOI: [10.1002 / 2014TC003769](https://doi.org/10.1002/2014TC003769) . [CrossRef] [Google Scholar]

Gutscher MA, Malod J, Rehault JP, *et al.* 2002. Preuve de subduction active sous Gibraltar. *Geology* 30: 1071–1074. DOI: [10.1130 / 0091-7613 \(2002\) 030 <1071: EFASBG> 2.0.CO; 2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1071:EFASBG>2.0.CO;2) . [CrossRef] [Google Scholar]

Hajjar Z, Wafik A, Constantin M. 2015. Veines de magnésite du massif ultramafique de Beni Bousera (Rif interne, Maroc). *Tethys* 3: 152–162. [Google Scholar]

Hajjar Z, Wafik A, Constantin M, Bhlisse M. 2016. Processus de serpentisation dans le massif ultramafique de Beni Bousera (Rif interne, Maroc). *Arabian Journal of Geoscience* 9: 1–9. DOI: [10.1007 / s12517-016-2507-6](https://doi.org/10.1007/s12517-016-2507-6) . [CrossRef] [Google Scholar]

Hajjar Z, Gervilla F, Essaifi A, Wafik A. 2017. Caractéristiques minéralogiques et géochimiques des processus d'altération des minerais magmatiques dans le massif ultramafique de Beni Bousera (nord du Maroc). *Journal of African Earth Sciences* 132: 47–63. DOI: [10.1016 / j.jafrearsci.2017.04.022](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.04.022) . [CrossRef] [Google Scholar]

Hlila R, Chalouan A, El Kadiri K, *et al.* 2008. Nouvelles données stratigraphiques de la couverture transgressive oligo-miocène des unités Ghomaride (Rif Interne Nord, Maroc): Implications sur l'évolution tectonosédimentaire. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 21: 59–71. <http://digital.csic.es/handle/10261/29426> . [Google Scholar]

Homonnay E. 2019. Evolution tectono-métamorphique et chronologie de mise en place des unités métamorphiques du Rif interne (Maroc). Thèse de doctorat, Université Côte d'Azur, 300 p. [Google Scholar]

Homonnay E, Corsini M, Lardeaux JM, *et al.* 2018. Extension crustale du Miocène suite à la poussée tectonique dans les unités des Bas Sebides (Rif interne, péninsule de Ceuta, Espagne): Implication pour l'évolution géodynamique du domaine d'Alboran. *Tectonophysics* 722: 507–535. DOI: [10.1016 / j.tecto.2017.11.028](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.028) . [CrossRef] [Google Scholar]

Jabaloy A, Galindo-Zaldívar J, González-Lodeiro F. 1992. Le système d'extension Mecina: sa relation avec les bassins ferroutages post-aquitains et l'évolution des paléostresses (Cordillères Bétiques, Espagne). *Geo-Marine Letters* 12: 96–103. DOI: [10.1007 / BF02084918](https://doi.org/10.1007/BF02084918) . [CrossRef] [Google Scholar]

Jolivet L, Augier R, Robin C, Suc JP, Rouchy JM. 2006. Contexte géodynamique à l'échelle lithosphérique de la crise de salinité messinienne. *Géologie sédimentaire* 188–189: 9–33. [CrossRef] [Google Scholar]

Jolivet L, Augier R, Faccenna C, Negro F, Rimmel G, Agard P, *et al.* 2008. Subduction, convergence et mode d'extension du backarc dans la région méditerranéenne. *Bulletin de la Société Géologique de France* 179: 525–550. DOI: [10.2113 / gssgfbull.179.6.525](https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.6.525) . [CrossRef] [Google Scholar]

Jolivet L, Romagny A, Menant A. 2019. Géodynamique de la Méditerranée. *Géochronique* 149: 14–19. DOI: [10.1016 / j.sedgeo.2006.02.004](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.02.004) . [Google Scholar]

Koppers AAP. 2002. Logiciel ArArCALCF pour les calculs de l'âge ³⁹Ar / ⁴⁰Ar. *Computer Geosciences* 28: 605–619. [CrossRef] [Google Scholar]

Kornprobst J. 1959–1970. Carte géologique du Rif, région de Bou Ahmed, 1:50 000. Rabat: Service de la carte géologique. [Google Scholar]

Kornprobst J. 1966–1970. Carte géologique du Rif, région de Bab Berret, 1:50 000. *Notes serv. géol.* Maroc. [Google Scholar]

Kornprobst J. 1974. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 2: 21–40. [[Google Scholar](#)]

Kornprobst J. 1976. Signification structurale des péridotites dans l'orogénèse bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Taureau. Soc. géol. France* XVIII (3): 607–618. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Kretz R. 1983. Symboles pour les minéraux formant la roche. *American Mineralogist* 68: 277–279. [[Google Scholar](#)]

Lonergan L, Platt JP. 1995. La frontière Malaguide-Alpujarride: un contact d'extension majeur dans la zone interne de la cordillère Bétique orientale, au sud-est de l'Espagne. *J. Struct. Geol.* 17. DOI: [10.1016 / 0191-8141 \(95\) 00070-T](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Lonergan L, White N. 1997. Origine de la ceinture de montagnes Betic-Rif. *Tectonics* 16: 504–522. DOI: [10.1029 / 96TC03937](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Mancilla F, Booth-Rea G, Stich D. 2015. Rupture de dalle et délamination sous la Bétique et le Rif contraints des fonctions du récepteur. *Tectonophysics* 663: 225–237. DOI: [10.1016 / j.tecto.2015.06.028](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Mancilla F, Heit B, Morales J, Yuan X *et coll.* 2018. Une faille STEP en Bétique centrale, associée à une déchirure lithosphérique latérale au bord nord du système de subduction de l'arc de Gibraltar. *Lettres de science terrestre et planétaire* 486: 32–40. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Martínez-García P, Soto JI, Comas M. 2011. Structures récentes dans les zones de failles Alboran Ridge et Yusuf basées sur la bathymétrie et le profilage du sous-fond: preuve de tectonique active. *Geo-Marine Letters* 31: 19–36. DOI: [10.1007 / s00367-010-0212-0](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Martínez-Martínez JMA. 1997. Mode de tectonique extensionnelle dans le sud-est de la Bétique (SE Espagne): Implications pour l'évolution tectonique du système orogénique péri-Alboran. *Tectonics* 16: 205–225. DOI: [10.1029 / 97TC00157](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Martínez-Martínez JMA. 2006. Interaction latérale entre les complexes de noyaux métamorphiques et les domaines de blocs d'inclinaison moins étendus: la zone de faille de transfert de décrochement des Alpujarras (Betics, SE Espagne). *Journal of Structural Geology* 28: 602–620. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Mauffret A, Ammar A, Gorini C, Jabour H. 2007. La mer d'Alboran (Méditerranée occidentale) revisitée avec une vue de la marge marocaine. *Terra Nova* 19: 195–203. DOI: [10.1111 / j.1365-3121.2007.00734.x](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Michard A, Chalouan A, Feinberg H, Goffe B, Montigny R. 2002. Comment se termine la ceinture alpine entre l'Espagne et le Maroc? *Bulletin de la Société Géologique de France* 173: 3–15. DOI: [10.2113 / 173.1.3](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Michard A, Negro F, Saddiqi O, Bouybaouène M, *et al.* 2006. Contraintes pression-température-temps sur le bâtiment de la montagne maghrébine: preuves du transect Rif-Betic (Maroc, Espagne), corrélations algériennes et implications géodynamiques. *Comptes Rendus Geosciences* 338: 92–114. DOI: [10.1016 / j.crte.2005.11.011](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Milliard Y. 1959. Les massifs métamorphiques et ultrabasiqes de la zone paléozoïque interne du Rif. *Notes mémoires du Service géologique du Maroc* 18: 125–160. [[Google Scholar](#)]

Monié P, Galindo-Zaldivar J, Gonzales-Lodeiro F, Goffe B, Jabaloy A. 1991. ⁴⁰Ar / ³⁹Ar Géochronologie du tectonisme alpin dans les cordillères bétiques (sud de l'Espagne). *Journal de la Société Géologique de Londres* 148: 289–297. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Monié P, Torres-Roldán RL, García-Casco A. 1994. Refroidissement et exhumation des cordillères bétiques occidentales, ⁴⁰Ar / ³⁹Ar contraintes thermochronologiques sur un terrain effondré. *Tectonophysics* 238: 353–379. DOI: [10.1016 / 0040-1951 \(94\) 90064-7](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ouazzani-Touhami M, Chalouan A. 1995. La distension de l'Oligocène supérieur à Burdigalien dans les nappes Ghomarides (Rif interne septentrional, Maroc). *Geogaceta* 17: 113-116. [[Google Scholar](#)]

Passchier CW, Trouw RAJ. 2005. Microtectonique. NewYork: Springer-Verlag, 366 p. [[Google Scholar](#)]

Platt JP, Allerton S, Kirker A, Mandeville C, Mayfield A, Platzman ES, Rimi A. 2003. L'arc ultime: déplacement différentiel, flexion oroclinale et rotation de l'axe vertical dans l'arc Bétique-Rif externe. *Tectonics* 22. DOI: [10.1029 / 2001TC001321](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Platt J, Kelley SP, Carter A, Orozco M. 2005. Moment des événements tectoniques dans le complexe Alpujarride, Cordillère Bétique, sud de l'Espagne. *Journal de la Société Géologique de Londres* 162: 451-462. DOI: [10.1144 / 0016-764903-039](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Platt JP, Soto JI, Kelley SP. 2006. Subduction continentale au début du Miocène et exhumation rapide en Méditerranée occidentale. *Geology* 34: 981-984. DOI: [10.1130 / G22801A.1](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Platt JP, Behr WM, Johannesen K, Williams JR. 2013. L'Arc Betic-Rif et son arrière-pays orogénique: un bilan. *Revue annuelle des sciences de la Terre et des planètes* 41: 313-357. [httpsoi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951](http://soi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Platzman ES, Platt JP, Olivier P. 1993. Rotations paléomagnétiques et cinématique des failles dans l'arc du Rif au Maroc. *Journal de la société géologique* 150: 707-718. DOI: [10.1144 / gsjgs.150.4.0707](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Powell CM. 1979. Une classification morphologique du clivage des roches. *Tectonophysics* 58: 21-34. DOI: [10.1016 / 0040-1951 \(79\) 90320-2](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Priem HNA, Boelrijk NAIM, Hebeda EH, Oen IS, Verdurmen EAT, Verschure RH. 1979. Datation isotopique de la mise en place des masses ultramafiques dans la Serrania de Ronda, sud de l'Espagne. *Contribution à la minérogie et à la pétrologie* 70: 103-109. DOI: [10.1007 / BF00371876](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Renne PR, Swisher CC, Deino AL, Karner DB, Owens TL, DePaolo DJ. 1998. Interétalonnage des normes, des âges absolus et des incertitudes dans la datation $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$. *Chemical Geology* 145: 117-152. DOI: [10.1016 / S0009-2541 \(97\) 00159-9](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Reuber I, Michard A, Chalouan A, Juteau T, Jermoumi B. 1982. Structure et mise en place des péridotites de type alpin de Beni Bousera, Rif, Maroc: Une interprétation tectonique polyphasée. *Tectonophysics* 82: 231-251. DOI: [10.1016 / 0040-1951 \(82\) 90047-6](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Romagny A. 2014. Évolution des mouvements verticaux néogènes de la chaîne du rif (nord-maroc): apports d'une analyse structurale et thermochronologique. Thèse de doctorat, Université Nice-Sophia Antipolis, 275 p. [[Google Scholar](#)]

Romagny A, Münch P, Cornée JJ, *et al.* 2014. Miocène tardif à l'exhumation actuelle et soulèvement de la zone interne de la chaîne du Rif: aperçus de la thermochronométrie à basse température et de l'analyse des bassins. *Journal of Geodynamics* 77: 39-55. DOI: [10.1016 / j.jog.2014.01.006](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Rossetti F, Theye T, Lucci F *et al.* 2010. Timing et modes de magmatisme granitique au cœur du domaine d'Alboran, chaîne du Rif, nord du Maroc: implications pour l'évolution alpine de la Méditerranée occidentale. *Tectonics* 29. DOI: [10.1029 / 2009TC002487](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Rossetti F, Dini A, Lucci F, Bouybaouenne M, Faccenna C. 2013. Tectonique de décrochement au début du Miocène et mise en place de granite dans le domaine d'Alboran (Chaîne du Rif, Maroc): importance pour l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Tectonophysics* 608: 774-791. DOI: [10.1016 / j.tecto.2013.08.002](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Royden LH. 1993. Évolution ou recul des frontières de subduction formées lors d'une collision continentale. *Tectonics* 12: 629-638. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- Saddiqi O, Feinberg H, Elazzab D, Michard A. 1995. Paléomagnétisme des péridotites de Beni Bousera (Rif Interne, Maroc) - Conséquences pour l'évolution miocène de l'Arc de Gibraltar. *Comptes Rendus l'Académie des Sciences* 321: 361–388. [[Google Scholar](#)]
- Saji R, Chalouan A. 1995. Le bassin pliocène intramontagneux de Tirinasse et son mode d'ouverture (Rif interne, Maroc). *Geogaceta* 17: 110–112. [[Google Scholar](#)]
- Sánchez-Rodríguez L, Gebauer D. 2000. Formation mésozoïque de pyroxénites et gabbros dans la région de Ronda (sud de l'Espagne), suivie du métamorphisme de subduction du Miocène précoce et mise en place dans la croûte moyenne: datation par microsonde ionique haute résolution sensible à l'U-Pb du zircon. *Tectonophysics* 316: 19–44. DOI: [10.1016 / S0040-1951 \(99\) 00256-5](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Sanz de Galdeano C. 2019. Reconstruction paléogéographique de la zone interne du Betic-Rif: une tentative. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 32: 107–128. [[Google Scholar](#)]
- Sanz de Galdeano C, Ruiz Cruz MDD. 2016. Formations du Paléozoïque supérieur au Trias déposées de manière discordante sur les péridotites de Ronda (cordillères bétiques): preuves de leur période variscaïne de mise en place de la croûte. *Estud. Geológicos* 72: e043. DOI: [10.3989 / egeol.42046.368](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Serrano F, Guerra-Merchán A, El Kadiri K, et al. 2007. Cadre tectono-sédimentaire des gisements oligocène-début du Miocène dans la zone interne bétique-rifienne (Espagne et Maroc). *Geobios* 40: 191–205. DOI: [10.1016 / j.geobios.2006.04.005](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Serrano F, Sanz De Galdeano C, El Kadiri K, et al. 2006. Couverture transgressive oligocène-début du Miocène de la zone interne Betic-Rif. Révision de sa signification géologique. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 99: 237–253. DOI: [10.1007 / s00015-006-1186-9](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Spakman W, Wortel R. 2004. Une vue tomographique de la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Dans: Cavazza W, Roure FM, Spakman W, Stampfli GM, Ziegler PA, eds. *TRANSMED Atlas - La région méditerranéenne de la croûte au manteau Cadre géologique et géophysique de la Méditerranée et de ses environs*, pp. 31–52. DOI: [10.1007 / 978-3-642-18919-7_2](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Srivastava D, Lisle RJ, Vanduycke S. 1995. Les zones de cisaillement comme nouveau type d'indicateur de paléostress. *Journal of Structural Geology* 17: 663–676. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Stampfli GM. 2000. Océans Tethyan. *Geological Society of London Special Publications* 173: 1–23. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Van Hinsbergen DJJ, Vissers RLM, Spakman W. 2014. Origine et conséquences de la subduction, du rollback et de la segmentation des dalles en Méditerranée occidentale. *Tectonics* 33: 393–419. DOI: [10.1002 / 2013TC003349](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Vazquez M, Jabaloy A, Barbero L, Stuart FM. 2011, Décryptage de l'exhumation tectonique et érosive du Complexe Nevado-Filábride (Cordillère Bétique, Sud de l'Espagne) par thermochronologie à basse température. *Terra Nova* 23: 257–263. DOI: [10.1111 / j.1365-3121.2011.01007.x](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Verges J, Fernandez M. 2012. Interaction Téthys-Atlantique le long de la frontière de la plaque Ibérique-Afrique: Le système orogénique Bétique-Rif. *Tectonophysics* 579: 144–172. DOI: [10.1016 / j.tecto.2012.08.032](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Villaseñor A, Chevrot S, Harna M et al. 2015. Subduction et volcanisme dans la zone de collision Ibérie - Afrique du Nord à partir d'images tomographiques du manteau supérieur. *Tectonophysics* 663: 238–249. DOI: [10.1016 / j.tecto.2015.08.042](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Vitale S, Zaghoul MN, Tramparulo FDA, El Ouaragli B. 2014. Caractérisation de la déformation d'une zone de poussée régionale dans le nord du Rif (Chefchaouen, Maroc). *Journal of Geodynamics* 77: 22–38. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Vitale S, Zaghoul MN, El Ouaragli B, Tramparulo FDA, Ciarcia S. 2015. Déformation polyphase du complexe Dorsale Calcaire et des unités du bassin maghrébin du Flysch dans la région de Jebha (Rif central, Maroc): Nouvelles perspectives sur l'évolution tectonique du Miocène la ceinture du Rif central. *Journal of Geodynamics* 90: 14–31. DOI: [10.1016 / j.jog.2015.07.002](https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.07.002) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Weijermars R, Roep TB, Van den Eeckhout B, Postma G, Kleverlaan K. 1985. Histoire de soulèvement d'une nappe de pli bétique déduite de la sédimentation et de la tectonique néogène-quaternaire (dans les bassins de la Sierra Alhamilla et d'Almería, Sorbas et Tabernas des cordillères bétiques , SE Espagne). *Geologie en Mijnbouw* 64: 397–411. [[Google Scholar](#)]

Zeck HP, Albat F, Hansen BT, Torres-Roldán RL, Garcá-Casco A, Martín-Algarra A. 1989. A 21 ± 2 Ma âge pour la fin de la déformation ductile alpine dans la zone interne des cordillères bétiques, Sud Espagne. *Tectonophysics* 169: 215–220. DOI: [10.1016 / 0040-1951 \(89\) 90196-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90196-0) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

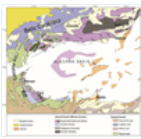
Citez cet article comme suit: El Bakili A, Corsini M, Chalouan A, Münch P, Romagny A, Lardeaux JM, Azdimousa A. 2020. Déformation polyphasée néogène liée à l'évolution du bassin d'Alboran: nouvelles perspectives pour le massif de Beni Bousera (Rif interne, Maroc), *BSGF - Bulletin des sciences de la Terre* 191: 10.

Matériel complémentaire

([Accédez ici](#))

Tous les chiffres

Fig. 1

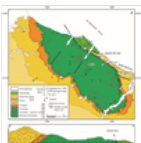


Carte structurale simplifiée mettant en évidence la position du domaine d'Alboran et la localisation de l'étude en cours (modifiée après [Do Couto et al. , 2016](#)).

Carte structurale simplifiée présente la position du domaine d'Alboran et la localisation de la zone d'étude.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 2



Croquis géologique et coupe transversale de la zone de Beni Bousera (modifiée après [Kornprobst, 1959–1970](#) ;[Kornprobst, 1966–1970](#) ;[Reuber et coll. , 1982](#) ;[Elbaghdadi et coll. , 1996](#)). Les étoiles représentent l'emplacement des échantillons utilisé pour la géochronologie.

Carte et coupe géologique de la région de Beni Bousera.

[↑ Dans le texte](#)

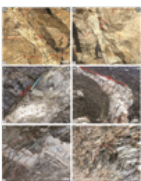


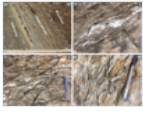
Fig. 3

Vue de champ des dykes et veines granitiques en ce qui concerne la déformation. (a) Veine granitique NW-SE traversant le gneiss migmatitique mis en place lors du cisaillement normal (N35 ° 18'38 " , W04 ° 56'48). (b) Dyke granitique NS traversant l'unité métamorphique de Beni Bousera, mis en place pendant le cisaillement normal (N35 ° 12'02 " , W04 ° 50'29"). (c) Dyke granitique EW montrant une cinématique normale à la paroi des péridotites serpentinisées (N35 ° 18'29 " , W04 ° 54'29"). (d) dyke granitique déformé par une faille de décrochement latérale gauche inverse dans les péridotites. (e) dyke granitique affecté par une faille de décrochement latérale gauche normale et par un clivage espacé dans les péridotites serpentinisées (N35 ° 12'40 " , W04 ° 50'13"). (f) Pli EW affectant un tissu plan espacé dans les péridotites serpentinisées (N35 ° 12'43 " , W04 ° 50'07").

Photos de terrain présentent la relation entre les différents types de déformation dans le secteur de Beni Bousera.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 4



Photographies de terrain de la déformation de la région d'Aaraben. a) la zone endommagée de la faille d'Aaraben marquée par un couloir de cataclasite (N35 ° 16'05 ", W04 ° 50'23"). (b) Boudinage asymétrique de veinule de quartz dans une zone de cisaillement affectant les micaschistes de Filali (N35 ° 16'56 ", W04 ° 51'25"). (c) bande de cisaillement en extension dans les micaschistes (N35 ° 16'57 ", W04 ° 51'25"). (d) Tissu S / C dans la péridotite serpentinisée au contact de l'unité Filali (N35 ° 16'52 ", W04 ° 51'34").

Photographies de terrain de la déformation dans la région d'Aaraben.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 5

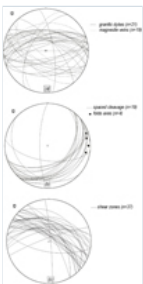


Diagramme de distribution statistique des structures du massif de Beni Bousera. (a) des dykes de granit et des veines de magnésite. (b) le clivage disjonctif espacé et les axes des plis. (c) les zones de cisaillement au NE de la faille d'Aaraben. Projection à surface égale, hémisphère inférieur.

Projection stéréographique des structures dans le massif de Beni Bousera. a) les filons granitiques et magnésites. b) clivage et axes des plis. c) zones de cisaillement dans la région d'Aaraben (projection de Schmidt, hémisphère inférieure).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 6



Orientations des axes de contraintes et rapport de contraintes R correspondant en utilisant la méthode du dièdre droit. (a) les failles liées aux digues granitiques et à l'altération. (b) des zones de cisaillement au NE de la faille d'Aaraben (projection à aire égale - hémisphère inférieur).

Orientations des axes de contraintes et le rapport de contrainte correspondant, en utilisant la méthode d'inversion du droit. a) failles associées aux filons granitiques et magnésites. b) zones de cisaillement dans la région d'Aaraben (projection de Schmidt, hémisphère inférieure).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 7

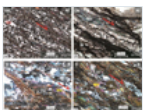


Photomicrographie illustrant la minéralogie des digues granitiques traversant les péridotites de Beni Bousera. a) la minéralogie principale du granit, lumière polarisée croisée; (b) chlorite après biotite, lumière polarisée dans le plan. Abréviations minérales après Kretz (1983).

Photomicrographies illustrant la minéralogie des filons granitiques intrusifs dans les péridotites de Beni Bousera.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 8



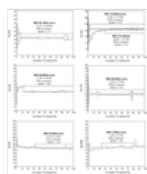
Photomicrographies illustrant les microstructures et les recristallisations associées dans la zone de cisaillement d'Aaraben (lumière polarisée croisée). (a) microfold asymétrique intrafolial avec muscovite développé dans le plan de foliation principal. (b) des flocons de muscovite et des rubans de quartz asymétriques se sont développés parallèlement à la foliation. (c) de la muscovite sigmoïdale et de la

chlorite dans une zone de cisaillement (d) des rubans de quartz sigmoïdal et de la muscovite se sont développés aux dépens du porphyroclaste de staurolite. Abréviations minérales d'après [Kretz \(1983\)](#).

Photomicrographies illustrant les relations entre cristallisation métamorphique et déformation dans la zone de cisaillement d'Aaraben.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 9

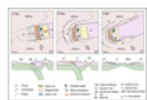


Spectres de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ en fonction de ^{39}Ar libérés. Les cases d'erreur de chaque étape sont au niveau 2σ . L'erreur des âges plateau (P) est donnée au niveau 2σ . Les âges ont été calculés à l'aide du logiciel Ar - Ar Calc ([Koppers, 2002](#)). Les données brutes sont présentées dans les données supplémentaires.

Spectres d'âge $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ en fonction du ^{39}Ar libéré.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 10



Dessins animés montrant l'évolution paléogéographique miocène du bassin d'Alboran (carte et coupe transversale) adaptés de reconstructions par [Do Couto et al. \(2016\)](#) , [Crespo-Blanc et al. \(2016\)](#) et [Jolivet et coll. \(2019\)](#) . Les sections transversales (a) et (b) ont une tendance EW tandis que la section (c) est une tendance NS.

Reconstitutions géodynamiques.

[↑ Dans le texte](#)

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre

Rédacteur en chef: Laurent JOLIVET - [Comité de rédaction](#)

ISSN: 0037-9409 - eISSN: 1777-5817

© SGF ([Société Géologique de France](#))



[Mentions légales](#)

[Contacts](#)