

Estructuras profundas de las Cordilleras Alpinas de Marruecos y del vulcanismo y cuencas sedimentarias neógenas del Rif Oriental: Implicaciones en la evolución tectónica reciente

Farida Anahnah

Editor: Editorial de la Universidad de Granada
Autor: Farida Anahnah
D.L.: GR 2879-2012
ISBN: 978-84-9028-207-6

Departamento de Geodinámica
Universidad de Granada



Jesús Galindo Zaldívar, Catedrático de Geodinámica Interna de la Universidad de Granada.

HACE CONSTAR:

Que la presente memoria titulada “**Estructura profunda de las Cordilleras Alpinas de Marruecos y del Vulcanismo y cuencas sedimentarias Neógenas del Rif Oriental: Implicaciones en la evolución tectónica reciente**” ha sido realizada bajo mi dirección por Farida Anahnah y cumple las suficientes condiciones para que su autora pueda optar al grado Doctor en ciencias Geológicas.

Granada, Abril 2012

VºBº del Director

Fdo. Jesús Galindo Zaldívar

Fdo. Farida Anahnah

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no se habría podido realizar sin la colaboración y paciencia de muchas personas que me han brindado su ayuda, sus conocimientos y su apoyo. Quiero agradecerles a todos ellos cuanto han hecho por mí, para que este trabajo saliera adelante de la mejor manera posible. Por lo mismo es probable que olvide mencionar a algunas de ellas en estas líneas. A ellos les pido disculpas.

Me gustaría que estas líneas sirvieran para expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a Jesús Galindo Zaldívar, director de esta tesis doctoral, por la motivación, la orientación constante y la supervisión continúa de la misma, pero sobre todo por su entrega, amabilidad y apoyo recibido a lo largo de estos años. La cual, sin su valioso conocimiento y acertadas recomendaciones no habría sido posible culminarla.

Mi más sincero agradecimiento a la Dr. A María Teresa Gómez Pugnaire, Dolores Gómez Pugnaire y Omar Azzouz, con los que me encuentro en deuda por el ánimo infundido y la confianza en mí depositada por confiar en mí, apoyarme en todo momento y por integrarme en el departamento de Geodinámica.

Por su especial apoyo, su ayuda en muchas ocasiones y por todos los momentos que hemos pasado juntos, por todas las conversaciones y los buenos momentos de amistad y compañerismo, quiero expresar mi agradecimiento a Patricia Ruano, Antonio Pedrera y Ana Ruiz Constán. Han sido unos compañeros muy especiales con los que he podido hablar del trabajo que llevaba entre manos y que siempre han estado dispuestos a colaborar y a proporcionarme la ayuda necesaria.

Agradezco al Dr. Jaume Pous toda la información y consejos que me ofreció durante la adquisición y interpretación de los datos magnetotelluricos, su amabilidad y por supuesto su disponibilidad constante en todo lo que hiciera falta.

Quisiera hacer extensiva mi gratitud al Dr. Ahmed Chalouan, Omar Azzouz, Mohammed Benmakhlouf y M'Fedal Ahmamou, por facilitarme el trabajo de campo que se ha presentado en esta tesis, consiguiendo los permisos y las aportaciones,

además de colaborar en la adquisición de los datos junto con el equipo de trabajo compuesto por Wiebke Hiese, Carlos Sanz de Galdeano, Angel Carlos Garrido, Curro y Pedro Ibarra.

Agradezco en especial a personas a quienes quiero mucho: Lourdes y Pedro por manifestar su permanente preocupación y cariño.

Agradezco también a mis amigos parte de mi vida cotidiana, por estar siempre a mi lado y quererme sin condiciones, especialmente a Noaman, Saloua, Rachid, Asmaa, Hanan, Rafa e Idael.

Y por supuesto, quiero expresar mi agradecimiento a mi familia, que tengo lejos desde ya bastante tiempo. sin ellos no habría podido llegar a este punto, he necesitado su apoyo, comprensión y cariño constantemente.

Finalmente y no ultimo a mi marido Mohammad Allou por apoyarme en los momentos más difíciles de mi vida y sobretodo porque todavía puedo contar con él, a pesar de que en ocasiones le diera prioridad a los asuntos académicos, ha sido siempre paciente y supo entender.

Y de forma general, a todas aquellas personas que de una forma u otra han colaborado en la culminación y de este trabajo.

Abstract

The study of the Morocco alpine mountain ranges, Rif and Atlas, has great interest for the researches of recent and active tectonic, due to their location in the western end of the Mediterranean Sea and their implications in the geologic hazards related with the seismicity. These mountain ranges have been formed by the interaction between the Eurasian and African plates.

Three different sectors have been analyzed that cover the main geologic domains with the purpose of determining the deep structure of the Moroccan alpine mountain ranges, to characterize the relationships between the crustal and mantle structures, their recent tectonic activity and the distribution of the volcanism. New geophysical data have been acquired and are integrated with the previous data and the geological data along the NNW-SSE transect of the Atlas, NE-SW transect of Rif and in the eastern Rif coast and its foreland.

The long period magnetotelluric soundings obtained in the Atlas transect show the 2D geoelectric structure that agrees with the regional geological structures and provide information on the main mantle and crustal electric anisotropy. The resistivity profile indicates that the Moho is located 30-40 km deep, supporting the previous geophysical data, and it separates the crust with heterogeneous resistivities and the mantle with more homogeneous behavior. An anomalous and conductor mantle is identified below the High and Middle Atlas, possibly formed consequence of the tectonic inversion that took place in the region. The anomalous mantle is responsible for the high relief of the mountain range and in its uppermost part are located the magmatic chambers responsible for the basaltic Quaternary volcanism.

The results obtained from the first magnetotelluric data of the western Rif and its foreland allow to determine the deep structure characterized by a crustal detachment that separates the alpine orogenic wedge from the variscan basement. The heterogeneous resistivities of the upper crust agree with the geologic units of the transect: internal area of high heterogeneities, external area conductive and foreland basin very conductive. In the northern end of the profile a very high conductive body

that doesn't outcrops is surrounded by a resistive body that corresponds respectively with the continuity toward the North of the Beni Bousera peridotites and with the micaschists and gneisses of the Sebti Complex. In the variscan basement and between the middle and upper crust of the internal and external zones a batholith of great size is emplaced, and it is related with exotic bodies of granites, gneisses and metapelites that outcrop in the external zone.

The new gravity and magnetic data in the depressions located along the eastern Rif coast and its foreland contribute to the knowledge of the evolution of the basins, the development of reliefs, the active structures and the volcanism. The activity of the faults has determined the development of depressed areas where are located the Neogene and Quaternary basins, with a sedimentary infill that reach 1.5-2 km, and variable orientations throughout the coast from N-S in the western part to E-W in the eastern part. The extension is parallel to the Rif coast in the shallow crust while becomes orthogonal to the coast in the foreland. The active faults covered by the sedimentary infill of the basins have great importance since they have great incidence in the seismicity of the region and they only may be detected by geophysical studies. The Neogene and Quaternary volcanos are located in this frontal area of the mountain range of crustal weakness and they extend toward the Alborán Sea, where is identified an E-W elongated great submarine body parallel to the foreland coast, E of Nador.

Although the different studied regions have seismicity, the highest activity is located in the Rif coast nearby the westernmost Nekor basin, the basin that has thinnest sedimentary infill. This fact suggests a recent migration of the active deformation toward the West throughout the Rif coast area.

Resumen

El estudio de las cordilleras alpinas marroquíes, el Rif y el Atlas, tiene gran interés para las investigaciones de tectónica reciente y activa, dada su ubicación en el extremo occidental del Mediterráneo y sus implicaciones en los riesgos geológicos relacionados con la sismicidad. Estas cordilleras se han formado por la interacción entre las placas Euroasiática y Africana.

Se han analizado tres sectores diferentes que atraviesan los principales dominios geológicos con el fin de determinar la estructura profunda de las cordilleras alpinas marroquíes, caracterizar las relaciones entre las estructuras corticales y mantelicas, su actividad tectónica reciente y distribución del vulcanismo. Se han adquirido nuevos datos geofísicos que se integran con los datos previos existentes y los datos geológicos en transversales NNO-SSE del Atlas, NE-SO del Rif y en la parte litoral de la Cordillera del Rif oriental y su antepaís.

Los datos de los sondeos magnetotelúricos de largo periodo obtenidos en la transversal del Atlas, muestran la estructura geoelectrica bidimensional que coincide con las estructuras geológicas regionales y proporcionan información sobre las principales anisotropías eléctricas del manto y de la corteza terrestre. El perfil de resistividad indica que la Moho se sitúa a 30-40 km de profundidad, lo que corrobora los datos geofísicos previos, y separa la corteza con resistividades heterogéneas y el manto con resistividades más homogéneas. Se identifica un manto anómalo conductor y anómalo bajo el Alto y parte del Medio Atlas, que se formó posiblemente consecuencia de la inversión tectónica que tuvo lugar en la región. El manto anómalo es responsable del elevado relieve de la Cordillera y en su parte superior se encuentran las cámaras magmáticas responsables del vulcanismo basáltico cuaternario.

Los resultados obtenidos a partir de los primeros datos magnetotelúricos de la cordillera del Rif occidental y su antepaís permiten precisar la estructura profunda caracterizada por un despegue cortical que separa la cuña orogénica alpina del basamento varisco. Las resistividades heterogéneas de la corteza superior coinciden con las unidades geológicas de la transversal: zona interna de alta heterogeneidad, zona

externa conductora y cuenca del antepaís muy conductora. En el extremo septentrional destaca un cuerpo muy conductor que no aflora rodeado de un cuerpo resistivo que corresponden respectivamente con la continuidad hacia el Norte de las peridotitas de Beni Bousera y con los micaesquistos y gneises del Complejo Sebti. En el basamento varisco y entre la corteza media y superior de las zonas interna y externa se localiza un batolito de gran tamaño que se relaciona con cuerpos exóticos de granitos, gneises y metapelitas que afloran en la zona externa.

Los nuevos datos gravimétricos y magnéticos en las depresiones localizadas en el litoral del Rif oriental y su antepaís permiten contribuir al conocimiento de la evolución de las cuencas, la formación de relieves actuales, las estructuras activas y el vulcanismo. La actividad de las fallas ha determinado la formación de zonas deprimidas en las que se localizan las cuencas neógenas y cuaternarias, con rellenos que alcanzan 1.5-2 km, que tienen orientaciones variables a lo largo del litoral desde N-S en la parte occidental a E-O la parte oriental. La extensión es paralela a la costa rifeña en la parte superficial de la corteza mientras que se produce perpendicular a la costa del antepaís. Las fallas activas cubiertas por los sedimentos de las cuencas tienen gran importancia ya que tienen gran incidencia en la sismicidad de la región y sólo se pueden identificar mediante estudios geofísicos. Los volcanes neógenos y cuaternarios se localizan en esta zona frontal de debilidad cortical de la Cordillera y se extienden hacia el Mar de Alborán, donde se identifica un gran cuerpo submarino elongado E-W elongado paralelamente a la costa del antepaís al Este de Nador.

Aunque las diferentes regiones estudiadas tienen sismicidad asociada, la mayor actividad se localiza en la cuenca litoral más occidental, la cuenca de Nekor, que es la que tiene menor espesor sedimentario. Este hecho sugiere una migración reciente de la deformación activa hacia el Oeste a lo largo de la zona litoral rifeña.

1. Introducción.....	13
1.1. Marco geográfico	15
1.2. Contexto geológico	19
1.2.1. La cordillera del Atlas Marroquí	19
1.2.2. La cordillera del Rif.....	25
1.2.2.1. Zonas Internas	26
1.2.2.2. Flysch.....	29
1.2.2.3. Zonas Externas	29
1.2.3. Cuencas sedimentarias neógenas-cuaternarias y volcanes del litoral del Rif oriental.....	31
1.2.3.1. Cuencas neógenas-cuaternarias.....	31
1.2.3.2. Volcanes	33
1.3. Datos geofísicos previos.....	35
1.3.1. Gravimetría	35
1.3.2. Magnetometría	36
1.3.3. Perfiles sísmicos.....	38
1.3.4. Sismicidad.....	39
1.3.4.1. Sismicidad histórica en Alhucemas	40
2. Objetivos	43
3. Metodología	45
3.1. Método Magnetotelúrico	45
3.1.1. Fundamento del método.....	45
3.1.2. Equipo utilizado	46
3.1.3. Procesado	47
3.1.4. Modelización	45
3.2. Método Gravimétrico.....	51
3.2.1. Fundamento del método.....	51
3.2.2. Equipo utilizado	51

3.2.3. Procesado y modelización	52
3.3. Método Magnético	55
3.3.1. Fundamento del método.....	55
3.3.2. Equipo utilizado	55
3.3.3. Procesado y modelización	55
4. <i>Deep resistivity cross section of the intraplate Atlas Mountains (NW Africa): New evidence of anomalous mantle and related Quaternary volcanism.....</i>	57
4.1. Introduction.....	59
4.2. Acquisition and Processing of Magnetotelluric Data.....	61
4.3. Deep Structure and Resistivity of the Atlas Profile.....	64
4.4. Discussion	67
4.5. Conclusions.....	69
<i>Acknowledgements</i>	70
5. <i>Crustal resistivity structure of the southwestern transect of the Rif Cordillera (Morocco)</i>	71
5.1. Introduction.....	73
5.2. Geological setting.....	73
5.3. Previous Geophysical data	76
5.4. Magnetotelluric profile.....	77
5.4.1. Data acquisition.....	77
5.4.2. Induction Arrows	77
5.4.3. Dimensionality Analysis.....	78
5.4.4. 2D inversion	80
5.4.5. 2D resistivity model	80
5.5. 3D Inversion.....	84
5.6. Discussion	87
5.7. Conclusions.....	90
<i>Acknowledgements</i>	91

6. The Nador dipole:	
<i>One of the main magnetic anomalies of the NE Rif</i>	93
6.1. Introduction.....	95
6.2. Methodology.....	96
6.3. Magnetic anomalies and model.....	97
6.4. Discussion and conclusions	100
<i>Acknowledgements</i>	101
7. Neogene-Quaternary basin geometry in the littoral eastern Rif and its foreland (Morocco) by gravity and magnetic data	103
7.1. Introduction.....	105
7.2. Geological setting.....	107
7.3. Previous geophysical data.....	110
7.4. Methodology.....	111
7.4.1. Gravity.....	111
7.4.2. Magnetism	112
7.5. Gravity and Magnetic Data.....	112
7.5.1. Gravity maps	112
7.5.2. Magnetic data and gravity and magnetic 2D models.....	114
7.6. Discussion	120
7.7. Conclusions.....	124
<i>Acknowledgements</i>	125
8. Discusión	127
9. Conclusiones	130
10. Referencias	135

1. Introducción

El análisis de la estructura profunda de las cordilleras alpinas del Rif y Atlas, así como de la Meseta marroquí tiene gran interés debido a que permiten comprender mejor los procesos activos recientes que han dado lugar a la formación del relieve actual. En la región, la tectónica reciente y activa relacionada con fallas corticales ha sido responsable de la formación de cuencas sedimentarias y tiene asociada una sismicidad importante. Además desde el Neógeno hasta el Cuaternario la región ha estado afectada por vulcanismo.

Los estudios geológicos de campo han permitido comprender las características y evolución reciente de las principales unidades tectónicas, pero no son suficientes para determinar la estructura profunda. La existencia de diferentes etapas de deformación superpuestas impide en la mayor parte de las regiones la realización de cortes geológicos detallados que permitan abordar la interacción de procesos geológicos superficiales y profundos. Por ello, este trabajo pretende completar los datos geofísicos previos para conocer mejor la estructura litosférica, cortical, la geometría de cuencas sedimentarias y la distribución del vulcanismo en diferentes sectores clave de las cordilleras del Rif y del Atlas. Para ello se utilizarán técnicas gravimétricas, magnéticas y magnetotélúricas que se combinarán con datos previos geológicos de campo.

El estudio de la estructura profunda de la corteza y del manto superior se ha realizado mediante equipos magnetotélúricos de largo periodo y de banda ancha, a través de dos transversales perpendiculares respectivamente a las cordilleras del Atlas y del Rif occidental, lo que permite abordar su modelización bidimensional. Sin embargo, debido a la ausencia de grandes cuencas sedimentarias y vulcanismo en el Rif occidental, hace que los estudios gravimétricos para determinación de la geometría de cuencas sedimentarias y los estudios magnéticos que permiten conocer la distribución del vulcanismo se hayan concentrado a lo largo de la zona litoral con elevada sismicidad del Rif oriental y su antepaís. Por ello, en esta Tesis doctoral se presentan trabajos que aunque no tienen una continuidad geográfica estricta, permiten abordar diferentes aspectos esenciales en cada zona que ayudan a discutir la tectónica reciente de las cordilleras alpinas del NO de Africa.

1.1. Marco geográfico

El área de estudio está compuesta de tres zonas localizadas en las cordilleras alpinas de Marruecos. La primera zona corresponde a una transversal con una dirección aproximada de NO-SE a través de las cadenas de intracontinentales del Atlas. Las otras dos zonas se localizan en la cordillera del Rif, una transversal en el sector occidental con una orientación aproximada de NE-SO y la otra zona en el sector litoral de la cordillera del Rif oriental alongada en dirección E-O (Fig. 1).

La transversal del Atlas se encuentra entre los paralelos 31°N- 35°N y entre los meridianos 4°O- 6°O (Fig. 1-B). El perfil NO-SE estudiado coincide con la carretera principal que unió la ciudad de Ksar el-Kebir ubicada al norte y la ciudad de Rissani al sur. A lo largo de este perfil se distinguen cadenas montañosas, mesetas y llanuras que tienen como sustrato los restos de una cadena paleozoica erosionada que aflora en algunos macizos y regiones donde aparece cubierta por terrenos mesozoicos y cenozoicos

Más al sur y al norte de la plataforma sahariana se sitúa la cadena del Anti-Atlas, que se extiende de SO a NE, de afloramientos precámbricos donde emergen macizos de rocas eruptivas o metamórficas: jbel Lkest con 2376m sobre Tafraut, adrar-n-Aklim con 2531m al este de Igherm y jbel Amalou con 2712m en el Saghro. Su mayor altura es el monte Siroua con aproximadamente unos 3300 metros de altitud.

Al Norte del Anti-Atlas comienza en paralelo la cadena del Alto-Atlas, mucho más elevada. Se extiende desde el cabo Ghir y la ciudad de Agadir hasta el territorio argelino. La topografía más elevada alcanza 4165m de altitud en el Toubkal y 4070m de altitud en el M'goun.

Entre el dominio anterior y la cordillera del Rif se halla la cadena del Medio Atlas orientado NE-SO, separado del Rif por el pasillo de Taza, está dividido en dos zonas con rasgos muy diferentes. En el este, una cadena plegada considerablemente más elevada donde alcanza máximas alturas, mientras que en el Oeste desciende suavemente hacia la costa atlántica, con paisajes calcáreos en ocasiones recubiertos de restos volcánicos. Su principal elevación es el Bou-Nasserre con 3400m, Bou-Iblane con 3000m e Ifrán con 1650m.

Más al norte y al SO de la cordillera del Rif se sitúa el Gharb, formando el triángulo Larache-Sidi Kacem-Kenitra, es la llanura aluvial del Oued Sebou más extensa las llanuras litorales atlánticas

La transversal del Rif occidental se sitúa entre los paralelos 35°30'N y 34°30'N y los meridianos 6°O y 5°O (Fig. 1-C), corresponde al sector que se extiende desde Bab Taza hasta el estrecho de Gibraltar. Dicha transversal con una dirección aproximada de NE-SO, se extiende desde la costa del mar Mediterráneo cerca de Oued Laou hasta la cuenca del Gharb cerca de Had Kourt, pasando cerca de Chefchaouen, Bab Taza y Ouazzane, atravesando las provincias de Tanger-Tetuán y Gharb-Chrarda-Beni hssen.

Esta cadena alpina no es muy elevada, sus altitudes máximas apenas sobrepasan los 2000m. Sus mayores cumbres son: el Tidirhin con 2452m en la región de Ketama, el Akra con 2160 cerca de Bab Taza, el Tisuka con 2122 m y el Sfiha Telj con 2038 m rodeando Chefchauen, y el Kelti con 1926 m cercano a Souk el Arba de Beni Hasan.

La zona del Rif oriental se localiza entre los paralelos 34°45'N y 35°30'N y los meridianos 2°O y 4°O (Fig. 1-D). En esta región se han estudiado diferentes zonas deprimidas que desde Oeste a Este son: Bahía de Alhucemas, Cuenca de Boudinar, la Cuenca de Kert-Melilla y la llanura de Triffa. El mar del Alborán es el límite septentrional de todos los sectores estudiados.

En el extremo occidental se localiza la Bahía de Alhucemas (Al-Hoceima), limitada al Oeste por la región de Bokoya, que alcanza cotas de hasta 1500m y al Este por el volcán de Ras Tarf y Tamsamane, donde las altitudes alcanzan alrededor de 1100m.

Hacia el Este se localiza la Cuenca de Boudinar cuyo borde oriental está determinado por la región de Tamsamane y el volcán de Ras Tarf que constituyen la separación de la Bahía de Alhucemas. Su límite sudoriental está delimitado por un relieve elongado NE-SO cuyas cotas alcanzan 1600m, situado entre las localidades de Amhayste y Kassita.

En la parte central del área de estudio se localiza la cuenca de Kert-Melilla, que al no estar separadas por ningún relieve importante y comunicarse entre ellas, se consideran como una sola cuenca. La cuenca de Kert-Melilla se abre hacia el NE al

Mar de Alborán. En su extremo norte se localiza el Cabo de Tres Forcas (Cap des Trois Fourches) que alcanza 400m de altitud, y 3.5km de anchura en sección E-O. Está limitado al Sureste por el relieve de Beni Bouyafrou (Beni Bou Ifrou) con más de 600m de altitud y al Sur por el relieve de Gareb, que alcanza aproximadamente 900m de altitud. El relieve más importante que aflora en esta cuenca es el de monte Gourougou, con una extensión E-W de unos 30km y una cota de 881m.

En el extremo oriental, se encuentra la llanura de Triffa. Está delimitada al Este y al Oeste por dos ríos: el Oued Kiss y Oued Moulouya respectivamente. Al sur de la llanura se localiza el relieve de Beni Snassen que alcanza una cota de 1300m.

Los accesos a la región tienen un carácter desigual y han sido mejorados notablemente durante el desarrollo de este trabajo. Una nueva carretera principal recorre la línea de costa entre Alhucemas y Saïdia y desde ella parten algunas carreteras generalmente en mal estado y pistas de tierra.



Figura 1-1: Posición geográfica de las áreas estudiadas, A): Localización general. B): transversal estudiada en la cordillera del Atlas. C): transversal estudiada en el Rif occidental. D): área estudiada en el Rif oriental.

1.2. Contexto geológico

Las principales cordilleras alpinas del borde noroccidental del continente africano estudiadas en este trabajo son el Atlas y el Rif. Se presentan a continuación los aspectos geológicos fundamentales de ambas cordilleras.

1.2.1. La cordillera del Atlas Marroquí

La cordillera del Atlas se formó como consecuencia del movimiento N-S de la placa africana respecto a la placa euroasiática. Constituye un sistema montañoso lineal que representa la manifestación más meridional del Sistema Alpino Mediterráneo, limitado al sur con África estable. Se extienden a lo largo de más de 2000 km, desde la costa del Atlántico hasta Argelia donde se denomina Atlas sahariano (Figura 1-2).



Figura 1-2: Localización de las cordillera del Atlas.

En Marruecos, la parte occidental de la cordillera del Atlas (Figura 1-3), se encuentran situada hacia el Sur y separada de la cordillera del Rif por la llanura o pasillo de Taza. Son las montañas de Marruecos por excelencia, con alturas que van desde más de 4000 metros y flanqueadas por zonas relativamente llanas con una altitud notable que alcanza 1000 metros. El origen de esta elevación es complejo, fruto de una combinación de procesos de extensión y acortamiento cortical y de expansión térmica de origen mantélico.

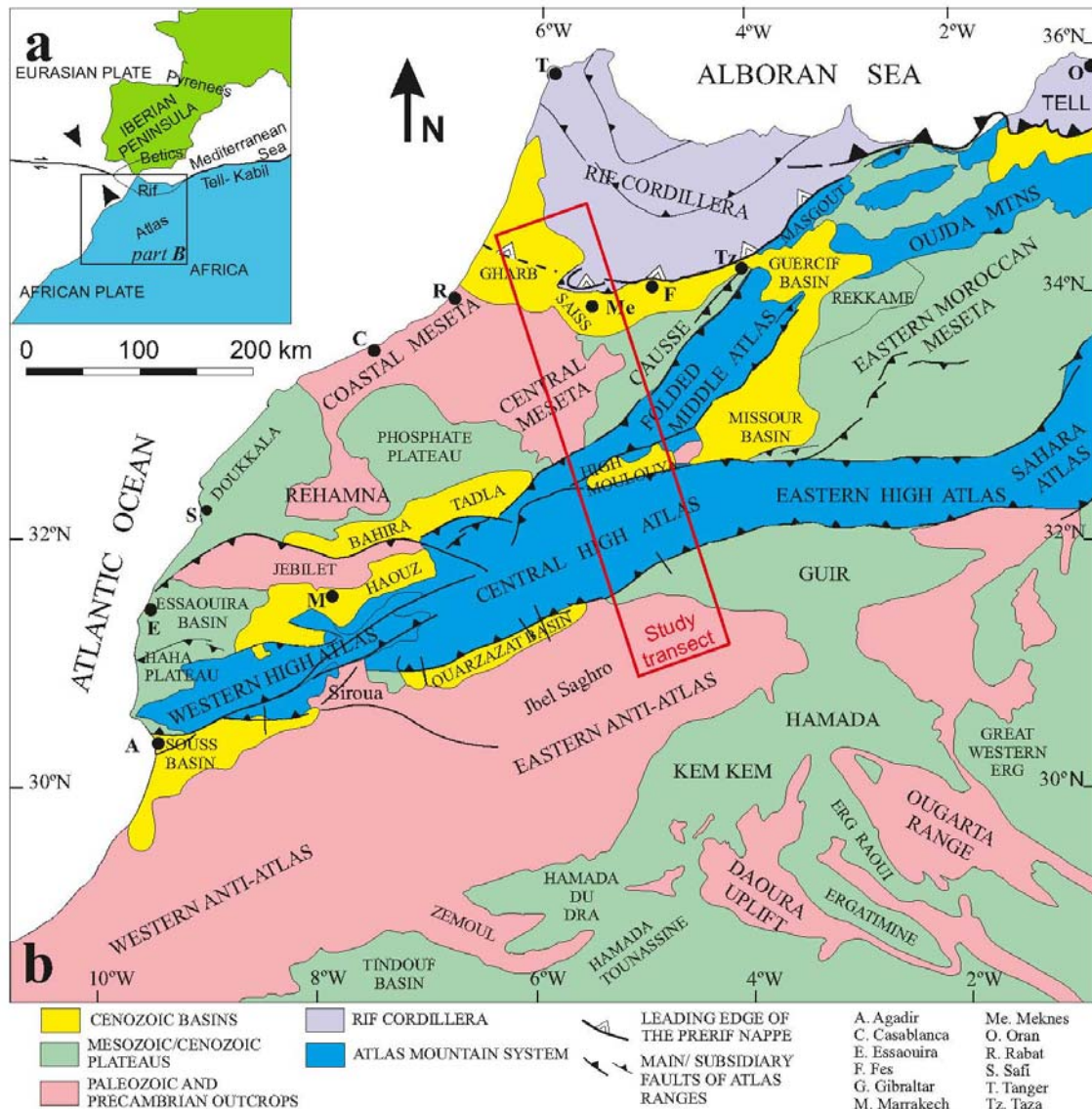


Figura 1-3: Esquema geológico del sector noroccidental del continente africano A) Contexto geológico de las Cordilleras alpinas marroquíes, B) El recuadro indica la zona estudiada de la Cordillera del Atlas.

Las cordilleras del Atlas marroquí (Figura 1-3) son un sistema intracontinental, autóctono, desarrollado a lo largo de una corteza continental, que fue sólo ligeramente adelgazado durante su evolución pre-orogénica. Las cordilleras presentan una estructura relativamente sencilla y carecen de zonas internas metamórficas. Se distinguen dos cadenas con rocas mesozoicas y terciarias bien desarrolladas y relativamente deformadas en zonas de pliegues y cabalgamientos supra-corticales: el Alto Atlas y el Medio Atlas. Más al sur se sitúa el Anti-Atlas, macizo de suave estructura antiformal, constituido por rocas pre-mesozoicas especialmente, el Triásico y el Cretácico, con depósitos del Eoceno en las que la deformación alpina es escasa.

El Alto Atlas es un macizo montañoso orientado ENE-OSO (Figura 1-3), se prolonga al Este con el Atlas Sahariano. Esta cadena separa las mesetas y las llanuras del Atlántico orientadas hacia el océano, al norte y al oeste, y el dominio Sahariano al sur y al sureste. Geográficamente esta cadena se divide en cuatro segmentos:

Alto atlas occidental: las series que afloran en esta región son poco deformadas pertenecen al Jurásico Superior y al Cretácico y son principalmente de afinidad atlántica. Estas series se extienden hasta el borde suroeste de la meseta occidental y constituye la cuenca de Essaouira.

Alto atlas de Marrakech: limitado al oeste por el corredor Pérmico- Triásico de Argana y al este por el alto atlas central. Está constituido por el macizo más antiguo del Alto Atlas, precámbrico y paleozoico, fragmentado por varios desplazamientos tardíos variscos, y por una gruesa serie permo-triásica.

Alto atlas central: es una cuenca mesozoica donde predominan calizas del Jurásico y cuyas crestas centrales están intruidas por materiales subvolcánicos del Jurásico- Cretácico. Estas crestas alcanzan elevaciones entre 3000m y 3800m.

Alto atlas oriental: en este segmento es donde mejor se representa el Jurásico, separado del Alto Atlas central por el umbral de Tamlalt, donde afloran materiales del Precámbrico y Paleozoico. Se conecta con el Atlas argelino mediante el Atlas sahariano.

El Medio Atlas es otra cadena montañosa del Atlas con una dirección NE-SO (Figura 1-3). Esta cadena está compuesta principalmente por afloramientos de rocas del Jurásico, delimitada al norte por el pasillo de Taza, al oeste y al NO por la meseta occidental, al sur por el Alto Atlas y Alto Moulouya y al SE por el Medio Moulouya. Está conectado con el alto Atlas en la región de Beni Mellal y se extiende en dirección NE hasta la región de Taza. Las montañas de Gareb y de Beni Snassen constituyen su extensión hacia el NE. Esta cadena se divide longitudinalmente en dos segmentos estructurales separados por el accidente norte-medio-atlasico, compuesto por varias fallas:

El Causse: situado al NO del medio atlas, formado por mesetas carbonatadas escalonadas: El Hajeb, Imouzzer e Ifran, y altas mesetas entre Timahdit y Azrou, estas últimas son a veces cubiertas por grandes efusiones de lava producidas por volcanes del

Cuaternario. Desde el punto de vista estructural el Causse está dividido en dos partes separados por el accidente de Tizi N'Tretten: parte septentrional y la parte meridional.

Medio atlas plegado: separado por el Causse por el accidente norte-medio-atlasico, constituido por tres crestas antiformas intercaladas entre largos sinformas. Las crestas son agudas y elevadas, algunas veces son marcadas en el centro por el zócalo y en los bordes NO son afectados por fallas inversas a cabalgamientos. A los accidentes longitudinales dominantes orientados NE-SO se añaden accidentes transversales EO y NO-SE.

Meseta marroquí norte oriental: representa la extensión del Medio Atlas hacia el NE. Los sedimentos del Jurásico inferior y medio son equivalentes a los del medio atlas pero diferentes a los del Jurásico superior.

Las cordilleras del Alto y Medio Atlas derivan de la inversión de cuencas extensionales o transtensivas de edad mesozoica (Choubert y Faure-Muret, 1962; Mattauer et al., 1977; Jacobshagen et al., 1988; Laville y Piqué, 1992; Beauchamp et al., 1996; Gomez et al., 2000; Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004).

La evolución estructural-sedimentaria de dominio de las cadenas del Atlas durante el Mesozoico se pueden resumir en tres pasos:

Primera etapa. *Empieza desde el Trias superior hasta el Lias inferior:* Se inicia con la formación de cuencas subsidentes rellenas de series detríticas rojas, que terminan con flujos de basalto toleítico y la individualización del Atlas, durante la distensión en el Carniense superior. Posteriormente se produce la instalación al Este del antiguo macizo de una extensa plataforma carbonatada y la diferenciación de las dos cuencas marinas liásicas del Alto Atlas y Medio Atlas.

Segunda etapa. *Desde el Toarciense hasta Bajociense:* Se produce la discontinuidad sedimentaria durante el Toarciense inferior, marcada por la dislocación de la plataforma carbonatada con formación de crestas y la individualización de áreas muy subsidentes (depocentros). Estas áreas se colmatan de sedimentos formados esencialmente por margas y calizas margosas.

Tercera etapa. *Desde el Bathoniense hasta el Jurásico Superior.* Se considera que el relleno de las cuencas del Medio y Alto Atlas termina con depósitos evaporíticos

y detríticos clásticos, localizados en pequeñas cubetas poco subsidentes. Sometidos a la erosión, suministran sedimentos a la cuenca costera Atlántica hacia el Oeste, a la cuenca marina del Atlas sahariano hacia el Este, y hacia el antepaís del Rif nororiental hacia el Norte.

La evolución geodinámica de la cordillera del Atlas durante los movimientos de la placa africana en correlación con las placas Americana, Ibérica y Europea, se pueden resumir en el Mesozoico en dos grandes períodos. El período pre-orogénico se caracteriza por el rifting, que afecta a la corteza varisca y posteriormente por el relleno de las cuencas mesozoicas. El período orogénico se caracteriza por la inversión de la cuenca, la reducción del basamento y las unidades de cobertera, y la formación de cuencas sin-orogénicas.

Primer periodo: Corresponde a la fase preliminar de rifting que afecta a los futuros márgenes continentales del Atlántico y zonas adyacentes, incluyendo el Atlas. Se produce desde el Triásico Superior hasta el final del Lias y dio lugar a la individualización del Atlas.

Segundo periodo: Se relaciona con la creación de los primeros fondos oceánicos a finales del Lias, la separación de África y América del Norte y después el desplazamiento hacia el Este de la placa africana a lo largo del borde meridional del Gran Banco de Terranova. Esta translación determina en el Atlas una reactivación de accidentes sinistros, primero E-O después NE-SO. Esta reactivación se caracteriza por:

Formación de cuencas subsidentes: En concreto las del Medio atlas y Alto Atlas Central, se organizan en varios accidentes en pliegues sinistral, de dirección EO en el Alto Atlas y ENE-OSO en el Medio Atlas del Toarciense al Bajociense superior y los accidentes NE-SO del Bathoniense al Jurásico Superior.

Actividad magmática: Esencialmente en el Alto Atlas central. Se manifiesta en el establecimiento de intrusiones subvolcánicas sucesivas en relés extensionales en pliegues sinistral (crestas con intrusiones) o en estructuras extensionales.

La terminación: Empieza desde el Bathoniense y caracteriza las cuencas intercontinentales del Medio y Alto Atlas central. El desplazamiento sinistro en direcciones NE-SO se termina en crestas E-O y ENE-OSO, Sedelimitan umbrales o

fondos profundos cada vez más importantes por lo que se separan zonas de sedimentación cada vez más reducidas. Al suroeste del Medio Atlas estas depresiones son actualmente ocupadas por una sedimentación de evaporitas mientras que en el antepais del Rif Nororiental se establece una sedimentación de plataforma con carbonatos detríticos que continuarán progradando hasta el Berriasiense inferior hacia el noroeste.

Aunque existen abundantes estudios estructurales locales, son escasos los estudios que han realizado cortes geológicos completos que ilustren de manera objetiva la estructura de la cordillera del Atlas. Entre las primeras secciones regionales cabe citar las de Faure-Muret y Choubert (1971) y Schaer (1987), quienes presentaron cortes esquemáticos de las formaciones más próximas a la superficie. Para el Medio Atlas los cortes y restituciones más recientemente han sido presentados por Gomez et al. (1998) y Arboleya et al. (2004), con resultados parecidos en cuanto a geometría y cantidad de acortamiento transversal. Con respecto al Alto Atlas, Beauchamp et al. (1999) fue el primero en presentar un corte compensado completo, en el Alto Atlas de Beni Mellal, aunque se trata de un corte muy sintético poco conforme a la geología de campo. Cortes geológicos más detallados en este sentido fueron publicados por Teixell et al. (2003) en el Alto Atlas central. Por último, Missenard et al. (2007) han publicado un nuevo perfil a través del Alto Atlas de Marrakech.

Los cortes geológicos realizados ilustran la estructura de las cordilleras del Atlas. El trazado de la mayor parte de los cortes es NNW-SSE, paralelo a la dirección de convergencia entre Africa e Iberia, que se cree que produjo estas cordilleras (Mattauer et al., 1977; Gomez et al., 2000; Rosenbaum et al., 2002). Bajo esta dirección de compresión, el surco rift del Alto Atlas experimentó una inversión tectónica ortogonal en líneas generales; el Medio Atlas, orientado oblicuamente, pudo haber experimentado movimientos mixtos entre cabalgamientos y direccionales izquierdos a lo largo de sus fallas principales (Fedan, 1988; Gomez et al., 1998); no obstante, la posible componente direccional de los movimientos nunca ha podido ser demostrada convincentemente a partir de datos de campo. Algunas fallas internas del Alto Atlas, de orientación más próxima a NE-SW, también podrían haber experimentado movimientos de componente direccional durante la inversión, pero tampoco en este caso se observan evidencias claras de ello, con lo que las componentes direccionales deben haber sido menores (Zouine, 1993; Teixell et al., 2003).

1.2.2. La cordillera del Rif

La Cordillera del Rif (Figura 1-3, 1-4) se sitúa en la parte Norte de Marruecos, cuyo límite septentrional es el Mar de Alborán que representa el extremo más occidental del Mar Mediterráneo. Se extiende hasta las cuencas de antepaís del Gharb al Suroeste y Saïss al sur, donde se sitúan las ciudades de Fez y Meknes. Se prolonga desde el macizo de Kbdana al Este hasta Tánger al Oeste a lo largo de una longitud de más de 500km con una forma curva.

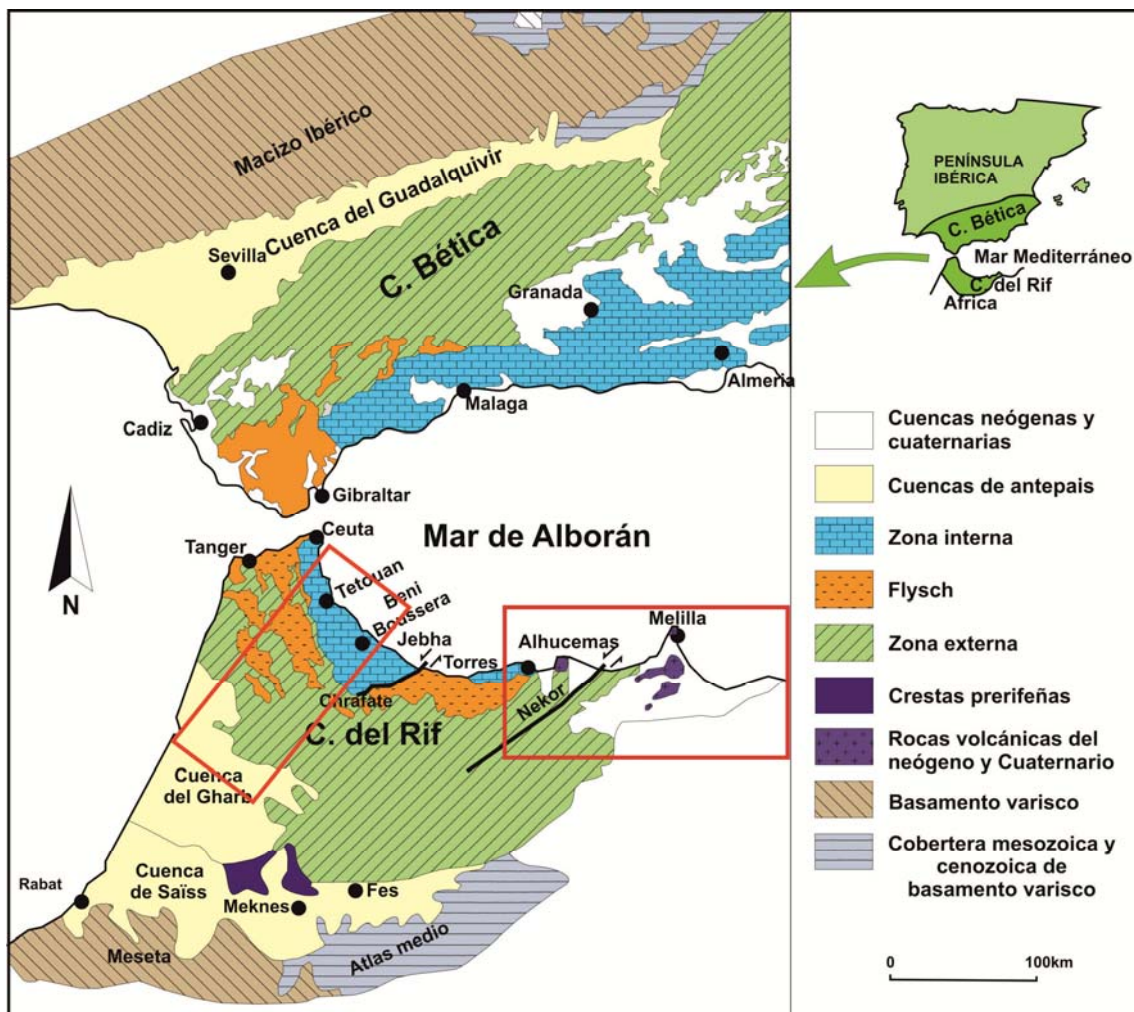
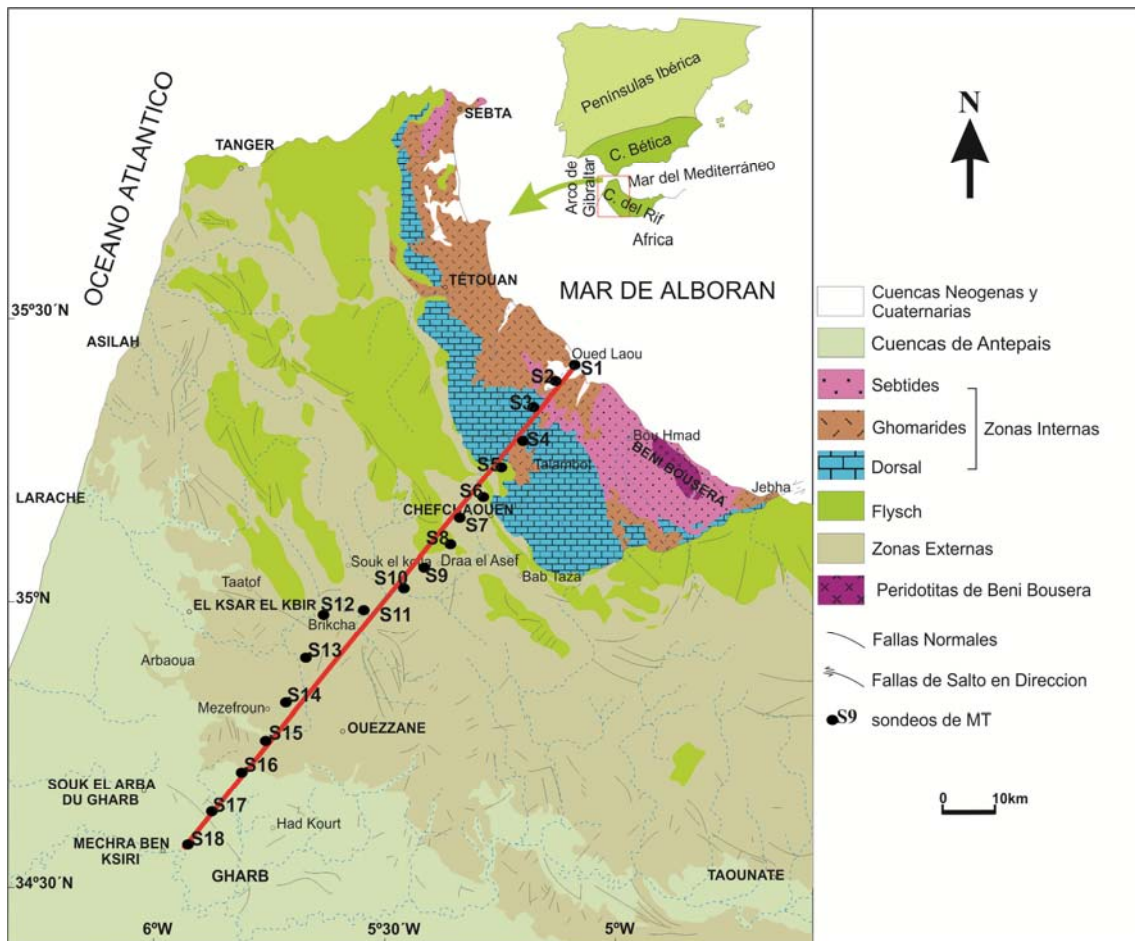


Figura. 1-4: Contexto geológico de la Cordillera del Rif y Bética, los marcos rojos representan las zonas de estudio.

Los estudios estratigráficos y estructurales muestran que esta Cordillera se compone de diversas unidades tectónicas de edad y naturaleza variadas (Figuras 1-4, 1-5, 1-6). Se clasifican, como en caso de otras cordilleras alpinas, en tres zonas estructurales distintas que son del Norte al Sur: la Zona interna, los Flysch y la Zona

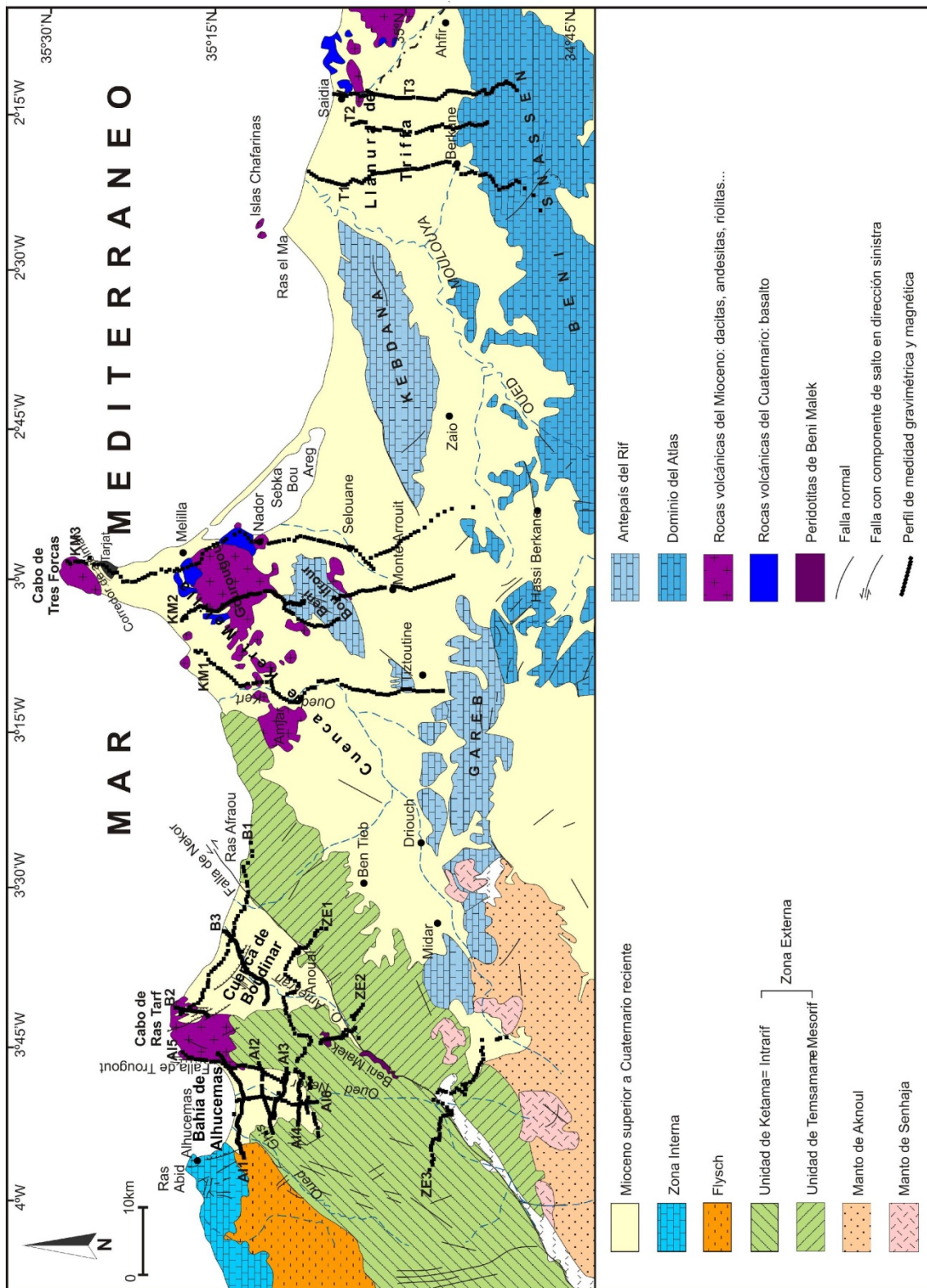
externa (Durand Delga et al., 1962; Andrieux, 1971; Kornprobst, 1974; Frizon de la Motte, 1985).



Figuras 1-5: Contexto geológico del Rif occidental y localización de los sondeos estudiados.

1.2.2.1. Zonas Internas

Representa terrenos alóctonos, en parte metamórficos, derivados del Dominio de del Alborán. La edad de las rocas varía del Paleozoico al Mioceno inferior. Estos terrenos se localizan principalmente en el Rif septentrional donde forman una banda continua a lo largo de la costa desde Ceuta hasta la falla de Jebha-Chrafate, y reaparecen de nuevo al Norte del Rif central, entre Torres al Oeste y Alhucemas al Este, para constituir el macizo de Bokoya (Figuras 1-5, 1-6).



Figuras 1-6: Contexto geológico del litoral del Rif oriental y localización de los perfiles gravimétricos y magnéticos estudiados.

La deformación compresiva alpina comenzó probablemente en el Cretáceo inferior y continuó durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno (Burdigalense) (Chalouan y Michard, 1990; Platzman, 1992; de Jong, 1990 y Sanz de Galdeano, 1990), seguida por una deformación extensiva tardi-orogénica (Platt et al., 1989). Sin embargo, la sucesión de deformaciones compresivas y extensivas regionales y locales de difícil correlación ha continuado hasta la actualidad.

Los estudios estratigráficos y estructurales permiten dividir esta zona en tres complejos superpuestos que de muro a techo y del interior al exterior son: el Sebtime, el Ghomaride y la Dorsal (Figuras 1-5, 1-6).

Sebtime: Equivalente al complejo Alpujárride de la Cordillera Bética (Balanya y Garcia-Dueñas, 1988), representa la Zona interna que ha sufrido un metamorfismo Alpino (Kornprobst, 1974). Se divide en dos unidades que en función del grado del metamorfismo son:

la Unidad de Filali se caracteriza por la concentración de kinzigitas, gneis y micaesquistos. En su base se encuentran las rocas ultrabásicas de Beni Boussera que corresponden a peridotitas.

la Unidad de Federico se sitúa estructuralmente en la posición superior y es la cubierta metamórfica de la Unidad de Filali. Representa terrenos del Carbonífero al Trias, con un grado metamórfico relativamente menor que la anterior (Kornprobst, 1962, 1974; Didon et al, 1973; Michard et al, 1983; Saddiqi, 1988). Se divide en tres subunidades diferentes en función del grado del metamorfismo: Beni Mazal, Anjera y Tizgzrine (Milliard, 1959 y Kornprobst, 1962).

En la región de Ceuta, bajo el Sebtime aparecen ortogneis con granates y cordieritas (Kornprobst, 1974) similares a los de Complejo Alpujárride (Didon et al, 1973; Garcia Dueñas, 1976).

Ghomarides: Corresponde al complejo Maláguide en la Cordillera Bética. Son terrenos Paleozoicos afectados por un ligero metamorfismo varisco sobre los que se localizan niveles delgados de rocas detríticas mesozoicas y cenozoicas (Milliard, 1959). El complejo está formado por cuatro unidades alpinas diferentes que de muro a techo

son: Aakaili, Koudiat Tiziane, Beni Hozmar y Talambote (Chalouan, 1986 y Azzouz, 1992).

Dorsal: Ocupa la posición más externa, intermedia entre la Zona Interna y los Flysch. Se divide estratigráficamente en dos tipos principales de unidades:

La dorsal interna: unidades carbonatadas del Jurásico, relativamente menos profundas y se consideran como la cobertura parcial del Ghomaride.

La dorsal externa: se caracteriza al igual que la dorsal interna por unidades carbonatadas del Jurásico pero de sedimentación profunda.

1.2.2.2. Flysch

Corresponden a unidades detríticas formadas esencialmente por areniscas y pelitas depositadas a lo largo de un surco entre la Zona interna y la Zona externa (Figura 1-6) al menos desde el Cretácico (Frizon de la Motte, 1985) hasta el Eoceno superior o el Oligoceno (Wildi 1983). Se divide en varios tipos en función de su edad, composición y paleogeografía:

mauritanense (Gélard, 1969, 1979)

masiliense (Raoult, 1966; Bouillin et al. , 1970, 1972)

numidiense (Durand Delga y Mattauer, 1960)

1.2.2.3. Zonas Externas

Es un complejo estructural prácticamente autóctono que ocupa todo el sector meridional de la cordillera. Se caracteriza por materiales carbonatados y terrígenos, esencialmente margas y calizas depositadas en la plataforma continental del margen norte africano (Andrieux, 1971; Leblanc, 1988, Frizon de Lamotte, 1982; Ben yaïch, 1991; Assebry, 1984). Estos materiales ocupan toda la parte central y occidental de la cordillera (Figura 1-6), desde Tamsaman al Este hasta el Arco de Gibraltar al Noreste. La Zona externa está compuesta por materiales del Triás al Terciario, y son especialmente abundantes los del Mioceno. Se divide en tres unidades estructurales que son del interior al exterior: el Intrarif, el Mesorif y el Prerif (Suter, 1980).

Intrarif: Se encuentra en su base la unidad de Ketama que forma los relieves más elevados de la cordillera. Está compuesta por una serie gruesa de areniscas y pelitas que han sufrido un ligero metamorfismo cretácico (Azdimousa et al., 1998). En su techo se localizan las unidades de Tánger y Lakkous formadas por series de margas y calizas.

Mesorif: Dominan los materiales margosos y calcáreos de edades mesozoicas y cenozoicas (Frizon De Lamotte, 1982; Leblanc, 1988; Azdimousa, 1998). Estas unidades se localizan esencialmente en la parte oriental de la cordillera donde aflora la unidad de Tamsaman afectada por un ligero metamorfismo del Oligoceno (Frizon De Lamotte, 1982).

Prerif: Es la unidad más extendida de la Zona externa. Los relieves son generalmente muy bajos, formados por una serie gruesa de margas de carácter olistostrómico del Mioceno, aunque destacan los afloramientos de carbonatos jurásicos y cretácicos de las Dorsales Prerifeñas. Se delimita hacia el Sur por la cuenca de Gharb, la llanura de Saïs y el corredor sud-rifeño.

1.2.3. Cuencas sedimentarias neógenas-cuaternarias y volcanes del litoral del Rif oriental

1.2.3.1. Cuencas neógenas-cuaternarias

En este capítulo sólo se tratarán aquellas cuencas neógenas situadas en el litoral oriental de la Cordillera del Rif (Figura 1-6). Aunque hay otras cuencas intramontañosas y el Mar de Alborán, que es la principal cuenca neógena de la Cordillera del Rif, no constituyen el objetivo de este trabajo. No obstante, hay una amplia bibliografía sobre su desarrollo que muestra que su relleno sedimentario se ha producido desde el Mioceno inferior a la actualidad (Maldonado y Comas, 1992).

La Cuenca de Nekor: Se localiza en el límite entre las Zonas internas y externas de la Cordillera del Rif (Figura 1-6). La parte meridional corresponde a la unidad de Ketama (Zona externa), que rodea la bahía al SE, S y al SO. Se delimita al NO por los Flysch y los Bokoya, al Norte por el Mar Mediterráneo y al NE por las rocas volcánicas de Ras Tarf. Estas últimas junto con la unidad de Ketama, la separan de la cuenca de Boudinar al Este. El relleno sedimentario que constituye la cuenca está formado por está formado por sedimentos aluviales del Pleistoceno superior a Holoceno, aunque posiblemente existen materiales messinienses en profundidad que no llegan a aflorar.

La Cuenca de Boudinar: Está bordeada al Oeste por el volcán de Ras Tarf y las unidades de Ketama. Al Sur y al Este está delimitada por el relieve de Tamsaman, constituido por esquistos metamórficos. En el extremo SE afloran las unidades paleozoicas de Ras Afraou, que corresponde de la Zona externa. El relleno sedimentario de la cuenca está formado por rocas neógenas y cuaternarias en forma de facies lacustres o palustres, esencialmente correspondiente a margas con intercalaciones aluviales y en algunos niveles de calizas.

Houzay (1975) diferencia dos ciclos sedimentarios, mientras que Morel (1989) indica la existencia de tres ciclos, el más antiguo corresponde a un episodio lacustre terminado por un episodio marino de edad Tortoniense, el segundo ciclo es marino corresponde al Messiniense el tercero y último es marino transgresivo del Plioceno. A lo largo del borde Este de la cuenca que se localiza la falla de Nekor.

Morel (1989) describe la evolución de la cuenca y la asocia a la extensión interrumpida por dos fases compresivas, una en Messiniense superior y otra en

Villafranquiense. La falla de Nekor deja de ser activa en el Tortoniense superior. La fase denominada A coincide probablemente con la actividad del volcán de Ras Tarf. Después de esta fase Morel describe otra fase de distensión, la fase B, en la cual la cuenca funciona como un semigraben, seguida por la fase C compresiva que pliega el centro de la cuenca y como ultimo la fase D extensiva.

La cuenca de Kert: Se conecta con el Mediterráneo al Norte y está delimitada al Oeste por la unidad de Tamsaman, al Sur por el relieve de Gareb y al Este por el relieve de Beni Bou Ifrou. Formada por una variedad de sedimentos de edad Mioceno a Cuaternario de facies que evolucionan de marinas a continentales, con margas, intercalaciones detríticas y niveles de calizas con facies lacustres o palustres (Villafranquiense).

Durante la formación de esta cuenca se diferencia una fase extensiva en el Tortoniense (Guillemin, 1976 in Morel 1989). Los materiales del Tortoniense son transgresivos al igual que los del Messiniense que corresponde a un ciclo transgresivo completo (Morel, 1989). En esta durante el Messiniense se produjo una fase extensiva acompañada por fallas activas (Morel, 1989). En el Messiniense superior ocurrió una fase compresiva de compresión E-O a ESE-ONO (Morel, 1989). Los materiales del Plioceno reposan sobre una morfología irregular causada por el ciclo regresivo del Messiniense.

La Cuenca de Triffa: Cuenca formada por sedimentos aluviales del Pleistoceno superior a Holoceno, delimitada al Norte por el horst mioceno de Ouled Mansour, al Sur por el macizo de Beni Snassen y al noroeste por el macizo de Kebdana. Los principales trabajos previos (Houcyne, 2004, 2006; Vanié, 2005) han permitido determinar las variaciones relativas de profundidad de la cuenca y de posibles fallas que la afectan a partir de mapas muy generales de anomalía gravimétrica. Sin embargo no realizan ningún modelo para poder cuantificar el relleno sedimentario ni las características de las estructuras tectónicas del basamento.

1.2.3.2. Volcanes

En el Rif oriental los volcanes constituyen relieves importantes de la región (Ennadifi, 1974; Hillaly y Houzay, 1976; Leblanc, 1979; Hernandez, 1983) (Figura 1-6). El vulcanismo es correlacionable con el que existe en la Cordillera Bética oriental.

Volcán de Ras Tarf: Se localiza en el extremo NO de la cuenca de Boudinar (Figura). Es un edificio volcánico formado por niveles gruesos de piroclastitas y brechas, que constituyen más de tres cuartos del material volcánico (Hilali y Houzay, 1976). Se estratifican las coladas volcánicas en capas finas de menos de 7m de espesor. El centro del macizo ha sido afectado por circulaciones hidrotermales y tiene una forma de cono o domo volcánico.

El volcán de Ras Tarf se considera como una de las primeras erupciones del Rif oriental aunque hay gran discusión sobre su edad. Houzay (1975) demuestra que han sido posteriores al Mioceno inferior o medio, al ser depositadas sobre las unidades sedimentarias del monte de Trougout, cuyos pliegues son de esta edad. La ausencia de materiales alterados en el Plioceno lleva a pensar que la actividad del vulcanismo es posterior al Mesiniense superior. Sin embargo, Hernandez (1983), considera que las primeras erupciones se produjeron en el Tortoniense.

Volcán del Cabo de Tres Forcas: Se localiza en la parte NE de la cuenca de Kert-Melilla (Figura 1-6). Se encuentra rodeado en tres límites (O, N y E) por el Mar Mediterráneo. El corredor de Ajelman constituye su límite meridional y lo separa del Paleozoico de Tarjat. Una parte del complejo se encuentra sumergida, en arrecifes testigos a centenares de metros de la costa. Las lavas son riolíticas y dacíticas con ligera diferencia mineralógica y asociadas a cuatro fases de actividad volcánicas. La edad estimada para este volcán es de 9.6 Ma. (Bellon, 1976).

Volcán de Gourougou: Se localiza en la Cuenca Kert-Melilla y es el volcán más importante de la región. Se encuentra rodeado por pequeños macizos aislados (Figura 1-6). Se fragmenta en varias unidades que son:

El volcán de Gourougou, que se sitúa justo al oeste de Melilla y Nador. Cubre una superficie asimétrica de más de 15 km de diámetro. Las coladas localizadas en la pendiente Este buzan mucho más que las otras vertientes, en las que las coladas buzan

ligeramente hacia Oued el Medouar al Norte, Oued Kert al Oeste y a la región de Segangane al Sur.

El macizo de Tidienit es una prolongación aislada de Gourougou hacia el SO.

El macizo de Beni Bou Ifrou está formado por pequeños volcanes repartidos en una superficie de 15 km y son: el monte el Oummal, el monte Afra, localizados al NO de Selouane, al Sur se localiza el de Jebel Aouka Salem y al Oeste se encuentran los de Jebel Bouzerib y el domo de Belouzir y Assiraou.

Los domos de Jebel Laglab localizados al SE de Selouane. Más al Sur cerca de Kibdana se encuentran otras coladas incluidas en los sedimentos del Tortoniense (Hernandez, 1983).

El macizo de Amjar localizado al Oeste de Oued Kert, tiene 4km de diámetro, forma un edificio independiente con la evolución del Gourougou (Hernandez, 1983).

1.3. Datos geofísicos previos

Los datos geofísicos de escala regional disponibles de las cordilleras alpinas marroquíes, que se expondrán en este apartado, se utilizarán para contrastarlos y compararlos con los nuevos datos de campo, adquiridos en el área de estudio de esta Tesis Doctoral.

1.3.1. Gravimetría

Las medidas gravimétricas realizadas en Marruecos fueron adquiridas por primera vez en 1933. En 1950 se publicó un pequeño mapa de anomalía de Bouguer (Lejay y Coron, 1955). Sin embargo, aunque estos trabajos tienen un gran valor histórico, las normas posteriores de calidad impidieron que fuesen integrados con las medidas más recientes.

Con auspicio del Comité marocain de Géodésie et de Géophysique, el Service géologique du Maroc (1949-1950) ha sido el primer organismo que ha potenciado el conocimiento gravimétricos del país. Se aplicaron métodos modernos que cubrieron la totalidad del territorio, excepto el norte y la provincia de Tarfaya, al ser en esa época el territorio español. Las medidas y las interpretaciones adquiridas fueron realizadas por la Compagnie Générale de Géophysique (CGG, 1951). Se presentaron los resultados en el congreso geológico internacional de Argelia (1952), en forma de mapa de anomalía de Bouguer ($d=2,67 \text{ g/cm}^3$) de escala 1/1 500 000 (Notes et Mémoires n°101, 1952).

En 1960-1961, el Institut Géographique National estableció una red gravimétrica para el Service Topographique Chérifien, con el fin de nivelar el geopotencial. Además, el Service géologique de Maroc añadió la zona norte al programa y calculó la anomalía de Bouguer. Sin embargo no se consideraron las correcciones topográficas, al ser muy laboriosas de realizar en dicha época.

El Direction des Mines et de la Géologie realizó un mapa gravimétrico general de Marruecos ($d=2.67 \text{ g/cm}^3$, 5 mGal de intervalo) que se publicó en siete hojas de escala 1/500 000 (Van Den Bosch 1971, 1981). Las medidas realizadas han sido referidas a la red de bases gravimétricas que constituyen el Réseau gravimétrique général du Maroc (RGGM). En la hoja gravimétrica de Oujda (Feuille gravimétrique

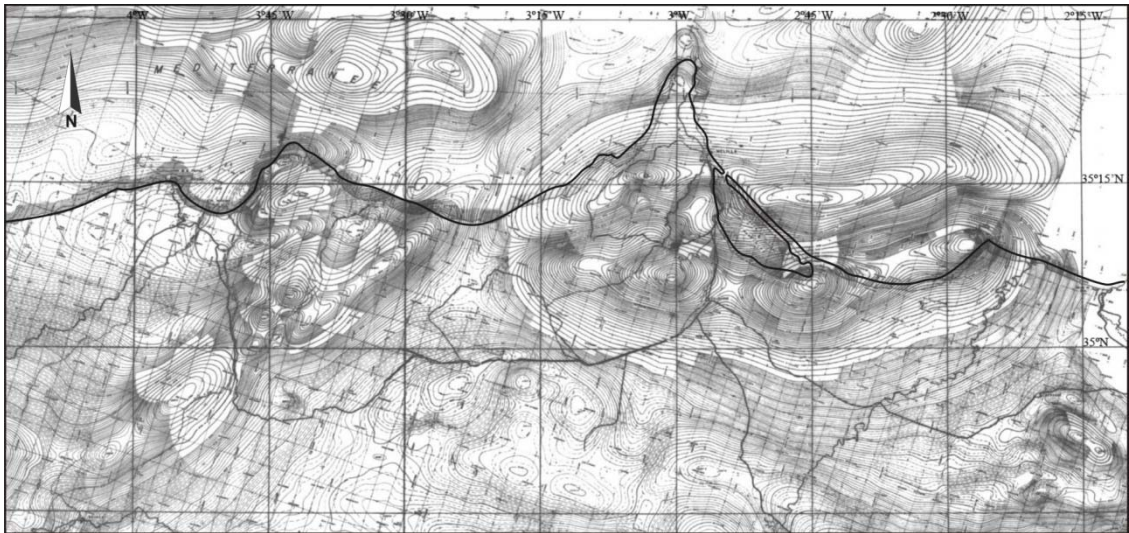


Figura. 1-7: Mapa de anomalía magnética de campo total del Rif oriental, de escala 1/500 000.

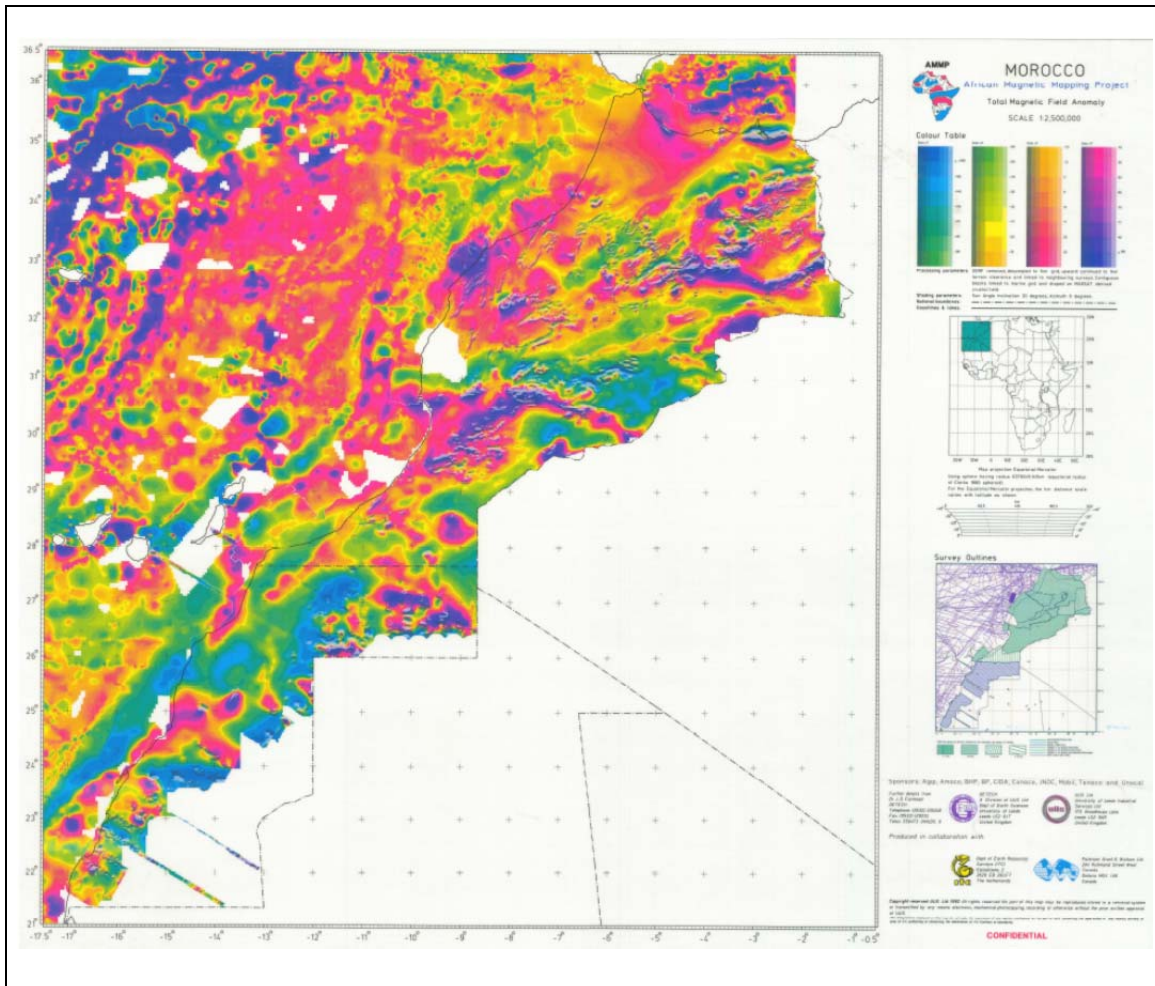


Figura. 1-8: Mapa aeromagnético de Marruecos obtenido por AMMP (Fairhead, GETECH) de escala 1/2 500 000

El African Magnetic Mapping Project (AMMP) dirigido por el Dr. J. D. Fairhead, y desarrollado por GETECH, comenzó en 1989 a partir de los datos magnéticos previos existentes obtenidos en el continente africano. El proyecto de tres años de duración tuvo el objetivo de unificar toda la base de datos, bien aeromagnéticos o bien marinos, en datos digitales. El mapa resultante para Marruecos es de escala 1/2 500 000 (Figura, 1-8).

1.3.3. Perfiles sísmicos

Los únicos perfiles sísmicos profundos realizados en Marruecos (Hatzfeld y D. Ben Sari, 1977), se obtuvieron entre el año 1974 y el 1976. Se adquirieron simultáneamente a los perfiles realizados en mar de Alborán y en España, en el proyecto de colaboración entre Francia, España y Alemania. Sin embargo, el modelado del espesor de la corteza y la litosfera se ha llevado a cabo recientemente integrando la elevación y las anomalías del geoide (Fullea et al., 2007), el flujo térmico, la gravimetría y los datos sísmicos.

Los resultados principales de estos estudios revelan la profundidad relativa de la Moho en la cordillera de Atlas, las cordilleras Bético-Rifeñas y en el mar de Alborán. Bajo del Rif y la Cordillera Bética, la corteza continental está estratificada y su espesor es aproximadamente de 35 km. En la corteza del Rif se identifican dos principales discontinuidades que separan tres zonas de velocidad media. Los perfiles realizados en dirección N-S, muestran el espesor de la corteza del orden de 25 km bajo Melilla, de 35 km bajo Taza y la Moho profundiza hacia el Sur. Los perfiles realizados en el mar de Alborán, muestran la presencia de una corteza continental que adelgaza progresivamente hacia la al Este. El espesor de esta corteza varía de 15 km a 20 km, y bajo de la isla de Alborán alcanza los 18 km. En la cordillera del Atlas, el espesor de la corteza aumenta a 38 km por debajo del Alto Atlas y disminuye hacia el sureste hasta alcanzar el espesor normal de la corteza continental alrededor de 30-32 km.

La raíz cortical del Alto Atlas no es lo suficientemente gruesa como para soportar isostáticamente una topografía elevada. La modelización del espesor de la litosfera ha llevado a una explicación de esta discrepancia. La base de la litosfera muestra una zona prominente delgada de dirección NE, es decir un levantamiento astenosférico que alcanza aproximadamente los 60 km de profundidad (Missenard et al.,

2006) bajo el Alto Atlas Occidental, Anti-Atlas Central y Medio Atlas. Este levantamiento corresponde a la tendencia de una línea térmica que se extiende al menos desde las Islas Canarias hasta el sureste de España.

Una descripción general de la estructura litosférica a lo largo del transversal N-S, Betica-Mar de Alborán-Marruecos, ha sido elaborada por Frizon de Lamotte et al. (2004). La parte sur de la transversal cruza los dominios geológicos de Marruecos (Cavazza et al., 2004) desde la Cuenca de Alborán y la cadena alpina del Rif hasta el Anti-Atlas. En esta última zona, el espesor de la litosfera alcanza aproximadamente los 130 km y se adelgaza hasta alcanzar los 80 km por debajo del Alto Atlas (Siroua).

1.3.4. Sismicidad

Una notable sismicidad histórica se concentra en el Rif y el Mar de Alborán con consecuencias catastróficas, esencialmente en la región de Alhucemas y alrededores (Figuras 1-9- 1-10). Esta sismicidad ha sido un foco de interés en el estudio de dicha región, aunque en el Rif son pocos los trabajos que relacionen los datos geológicos de campo y los datos sismológicos.

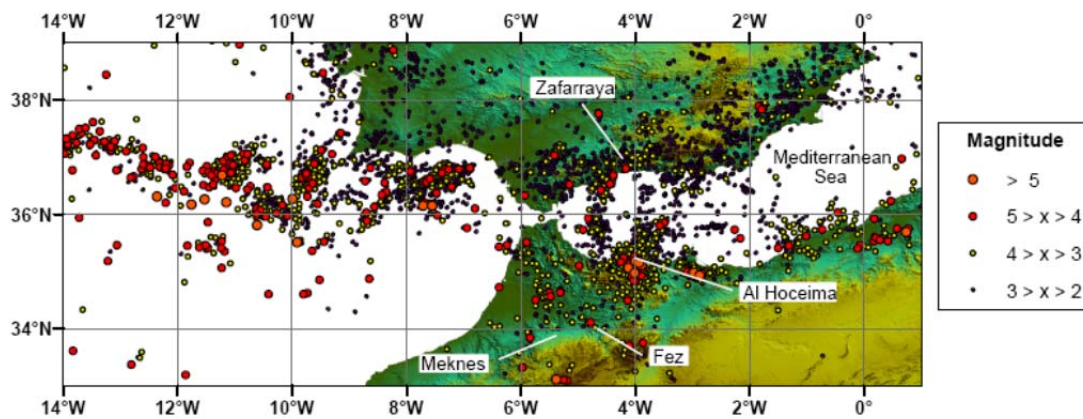


Figura 1-9: Mapa de sismicidad en el Mediterráneo más occidental durante el periodo instrumental 1920-2003 (I.G.N. 2003)

Al sur de la zona del Mediterráneo la sismicidad es escasa y se concentra en una estrecha zona de tendencia NE-SO (Missenard et al., 2006), incluye el Medio Atlas, Alto Atlas central y parte del oeste de Anti-Atlas (Figura 1-10). Esta sismicidad corresponde en su mayoría a magnitudes inferiores a 5 en las últimas décadas, a

excepción del terremoto catastrófico del 29 de febrero 1960 en Agadir ($M = 5,7$), y dos eventos más en la parte oriental del Anti-Atlas ($M = 5.5$). Los terremotos muestran hipocentros poco profundos y fallas de salto en dirección dominante. Esta franja sísmica sigue la zona de litosfera delgada.

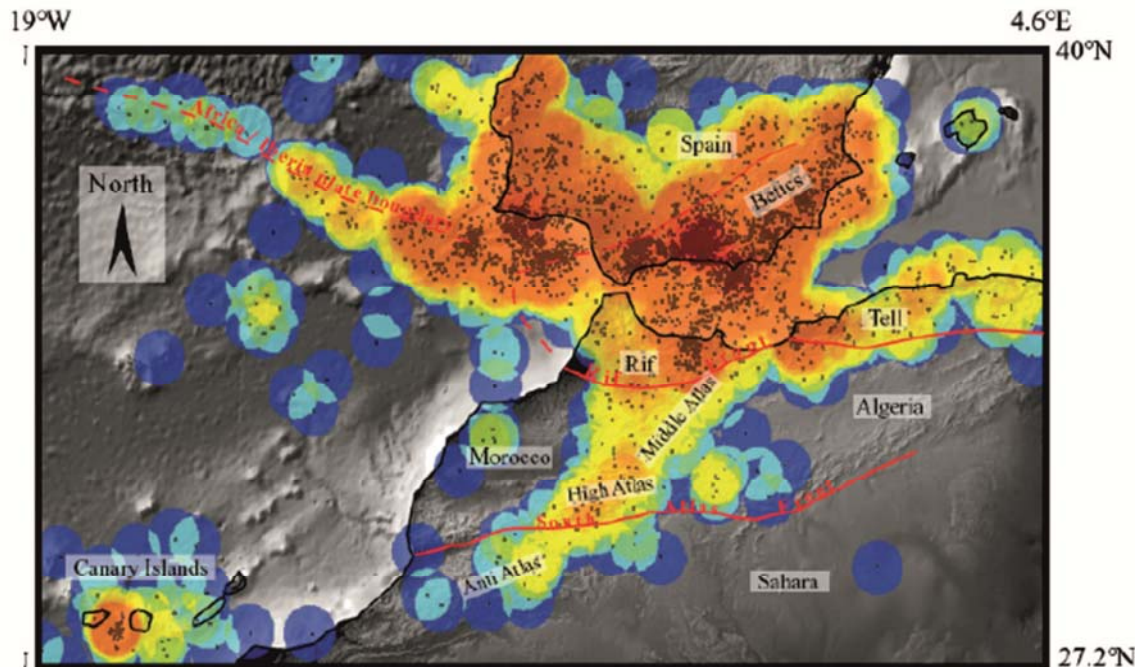


Figura 1-10: Mapa de densidades de la sismicidad en la zona de transición Mediterráneo-Atlántico, calculado a partir de la base de datos de ISC durante 1995-2000. Los puntos grises indican los epicentros.

Sismicidad histórica en Alhucemas

La región de Alhucemas sufre frecuentemente terremotos de magnitud media. Los más destacados se produjeron durante 1994 y 2004. Anualmente, se producen sismos cuya magnitud media supera 2.4 y son generalmente terremotos superficiales, con profundidades comprendidas entre 4 y 12 km (Cherkaoui et al., 1990). El sismo histórico que ha alcanzado mayor intensidad (VIII, MSK) tuvo lugar el 8 de julio de 1848 (Ramdani et al., 1989).

El sismo principal de la serie de 1994 se produjo a una profundidad de 12 km y tuvo una magnitud moderada ($M = 6$, Calvert et al., 1997; $M = 5.6$ a 5.8 , Bezzeghoud y Buforn, 1999). El principal terremoto que ha producido daños catastróficos, tanto materiales como personales, en el periodo de registro instrumental es el de 24 de febrero

de 2004. Este terremoto tuvo una magnitud de 6.3 y se produjo a una profundidad de 14 km (Stich et al., 2005), aunque existen errores kilométricos en la determinación de la profundidad debido a la ausencia de una red sísmica local. Su mecanismo focal es de falla de salto en dirección (Stich et al., 2005) y no llegó a romper en superficie. El sismo principal fue seguido por más de un millar de réplicas, en su mayor parte superficiales, aunque, en algunos casos llegaron a alcanzar 45km de profundidad.

2. Objetivos

El estudio de las cordilleras alpinas marroquíes, el Rif y el Atlas, tiene gran interés en el análisis de la tectónica reciente y activa de la terminación occidental del Mediterráneo. Tiene además implicaciones en los riesgos geológicos relacionados con la sismicidad. Su historia geológica está condicionada por el contexto entre las placas africana y euroasiática.

La estructura de la Cordillera del Atlas es relativamente simple, definida por pliegues y cabalgamientos supra-corticales y carece de zonas internas metamórficas. Por ello, el origen de su elevación es complejo, ya que llega a alcanzar más de 4000m de altitud y 1000 m de altitud media en las zonas de meseta relativamente llanas. Aun se discute la importancia en la formación del relieve de los procesos de acortamiento cortical y la expansión térmica de origen mantélico en dominios intracontinentales.

Por otra parte, la cordillera del Rif, que corresponde a la rama meridional del Arco de Gibraltar, tiene una estructura profunda aun poco conocida por la escasez de datos geofísicos profundos. Su carácter suavemente arqueado permite realizar un estudio bidimensional a lo largo de una transversal NE-SO, desde la Zona interna hasta la cuenca del Gharb que constituye el antepaís. No obstante, en la transversal suroccidental son escasas las cuencas neógenas internas que permitan identificar las deformaciones recientes. Por ello, el litoral oriental del Rif, con abundantes depósitos neógenos y situado entre la corteza continental gruesa y la corteza delgada del Mar de Alborán, constituye un sector excepcional para el estudio de las relaciones entre deformaciones recientes, activas, formación de cuencas, sismicidad y vulcanismo.

Esta Tesis doctoral pretende contribuir a establecer la estructura profunda de las cordilleras alpinas marroquíes, caracterizar las relaciones entre las estructuras someras y profundas y analizar la tectónica reciente en la parte litoral de la Cordillera del Rif. Para ello se han adquirido nuevos datos geofísicos (gravimetría, magnetometría, magnetotélúrico) que se integran con los datos previos existentes y los datos geológicos de cada sector. Los objetivos específicos son:

- Establecer las principales características de la estructura cortical y del manto superior en el Atlas, con el fin de analizar tanto el origen de esta cordillera intraplaca como del vulcanismo basáltico cuaternario. Para conseguir este objetivo se ha realizado un perfil magnetotelúrico de largo periodo perpendicular a dicha cadena montañosa que muestra las variaciones de la resistividad eléctrica.
- Analizar la estructura cortical de la transversal suroccidental de la Cordillera del Rif y la cuenca del Gharb. Permite caracterizar las relaciones entre las estructuras corticales someras, profundas y la presencia de niveles de despegue cortical. Además, permite discutir el origen de los afloramientos exóticos de metapelitas, gneises y granitos de la Zona Externa del Rif. Se ha realizado un perfil magnetotelúrico de banda ancha que muestra la resistividad hasta niveles intermedios de la corteza.
- Caracterizar en la zona litoral del Rif oriental y su antepaís las relaciones entre actividad de fallas mayores en la corteza superior, formación de cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias y desarrollo de vulcanismo. Se han obtenido nuevos datos gravimétricos que permiten establecer la geometría y naturaleza del relleno de las cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias. A partir de las anomalías magnéticas se ha precisado la geometría y la distribución de las rocas volcánicas (intermedias y básicas).
- Estudiar los cuerpos volcánicos mayores de la parte sudoriental del Mar de Alborán. Para ello se analiza el origen de las anomalías magnéticas intensas que se identifican en la zona litoral del antepaís del Rif oriental.

3. Metodología

3.1. Método Magnetotelúrico

3.1.1. Fundamento del método

El método magnetotelúrico es una técnica geofísica que ha sido desarrollada independientemente por Cagniard (1953) y Tikhonov (1950). Consiste en medir simultáneamente en una misma estación las variaciones temporales naturales de los campos eléctrico (E) y magnético (H). A partir de ellas se puede conocer la variación aparente de la resistividad del subsuelo en función de la frecuencia, lo que permite finalmente establecer la variación vertical y las heterogeneidades horizontales de la resistividad eléctrica del subsuelo. Estas variaciones son debidas a movimientos de cargas eléctricas en la ionosfera, mediante la interacción del campo geomagnético y el viento solar. Desde la ionosfera, las fluctuaciones se propagan y cuando inciden en la superficie de la Tierra se atenúan, al ser ésta un conductor. El campo electromagnético externo (primario) interacciona con la Tierra conductora induciendo un campo secundario. Debido al fenómeno de inducción electromagnética, los campos eléctrico y magnético, observados en la superficie no son independientes. El cociente entre ambos se denomina tensor de impedancia (Z) y depende de las características electromagnéticas del subsuelo, principalmente la conductividad eléctrica.

$$Z = E / H$$

El skin depth o la profundidad de penetración (δ en km) describe el decaimiento exponencial de los campos electromagnéticos con el incremento de la profundidad (Vozoff, 1991). Este parámetro depende de la estructura conductiva de la tierra (ρ , resistividad en Ωm) y del periodo (T, en s) que estamos registrando.

$$\delta = 0.5 (\rho T)^{1/2}$$

Por tanto, el tensor de impedancia como función del período T contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades. De la ecuación anterior se deduce también que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio, lo cual hace que el método magnetotelúrico sea especialmente interesante en la investigación de estructuras situadas bajo de grandes bloques resistivos.

3.1.2. Equipo utilizado

El equipo magnetotelúrico incluye la unidad central registradora o sistema de adquisición que almacena los datos y sensores del registro simultáneo, de las variaciones temporales de las componentes ortogonales del campo eléctrico (E_x ; E_y) y magnético (H_x , H_y , H_z). Generalmente los ejes se orientan de la siguiente manera: X hacia el norte, Y hacia el este y Z hacia el subsuelo. Las bobinas de inducción (fig.3-1a) son los sensores más utilizados para medir las tres componentes del campo magnético, están diseñados para rangos de diferentes periodos. Para los registros de largo período, el campo magnético está registrado con un magnetómetro de flux-gate (fig.3-1b).

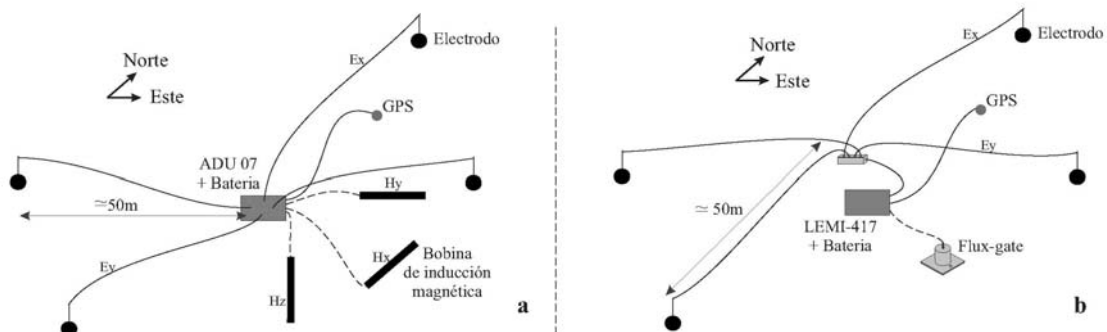


Figura 3-1: Disposición de elementos en Equipos magnetotelúricos utilizados en el campo; a) Metronix ADU-07, equipo de banda ancha, b) LEMI-417 equipo de largo período.

Los dos componentes horizontales del campo eléctrico se establecen a partir de la medida de la diferencia del potencial entre dos pares de electrodos impolarizables, colocados en direcciones ortogonales, por lo general N-S y E-O y espaciados en una distancia suficiente entre 50m y 100m (fig.3-1), para garantizar el registro suficiente de las variaciones de potencial por la unidad central registradora. En registros de largo período, los electrodos se entierran en el suelo a una profundidad de 30-70 cm con el fin de evitar los cambios de temperatura y humedad. En lugares secos y/o para medidas de varios días, es frecuente colocar caolín húmedo mezclado con el sulfato de cobre en la base del electrodo para conservar la humedad y proporcionar un buen contacto.

Los sensores eléctricos y magnéticos se conectan a la unidad central (fig.3-1), ADU-07 para equipos de banda ancha (fig.3-2a) o LEMI 417 para los equipos de largo período (fig.3-2b), que permite adquirir, filtrar y amplificar las señales de campos eléctricos y magnéticos. La unidad central almacena los datos y los convierte en formato

digital para luego ser procesados en un ordenador. El sistema se conecta a una antena de GPS para localizar el sitio de medida y sincronizar la señal recibida por diferentes estaciones de registro, con el fin de aplicar métodos remotos de referencia para mejorar los resultados en las estaciones ruidosas.



Figura 3-2: Equipos utilizado en la adquisición de datos magnetotélúricos; a) equipo de Broadband Metronix ADU-07 y b) equipo de largo periodo LEMI- 417.

3.1.3. Procesado

Las variaciones temporales de los cinco componentes magnéticas y eléctricas, se registran como series temporales que representan la amplitud de onda en función del tiempo. Para el procesado de estas series temporales se utiliza el método de transformación de Fourier, tras convertir los registros temporales al dominio de frecuencias. Por último, se obtiene el tensor de impedancia Z , también conocido como función de transferencia, que relaciona los campos magnéticos horizontales, H_X y H_Y , y los campos eléctricos E_X y E_Y ; y además la función transferencia TZ entre las componentes horizontales, H_X y H_Y , y la componente vertical H_Z del campo magnético. Obteniéndose el siguiente sistema de ecuaciones (Vozoff, 1972):

$$E_X = Z_{XX}H_X + Z_{XY}H_Y$$

$$E_Y = Z_{YX}H_X + Z_{YY}H_Y$$

En estas ecuaciones, tanto los campos como los coeficientes son magnitudes complejas. El tensor de impedancia depende de la distribución de conductividad del

subsuelo, por lo que su obtención para cada frecuencia o periodo nos permitirá conocer su estructura del subsuelo, en términos de variación de este parámetro físico.

A partir del tensor Z para cada período tenemos ocho elementos desconocidos de la ecuación (cuatro componentes reales: ρ_{xy} , ρ_{xx} , ρ_{yx} , ρ_{yy} y cuatro imaginarias: ϕ_{xy} , ϕ_{xx} , ϕ_{yx} , ϕ_{yy}) y cuatro ecuaciones: dos de la parte real y dos de la parte imaginaria.

El sistema se determina mediante métodos estadísticos, porque la misma frecuencia es medida un elevado número de veces para el registro de series temporales. Las estimaciones de los elementos complejos de Z se resuelven utilizando técnicas de mínimos cuadrados o de procesado robusto (Huber, 1981).

Para una mejor estadística, el tiempo de registro es de algunos minutos para los períodos inferiores a 1 s, de algunas horas para los períodos hasta 100 s y de algunos días para períodos más largos. De esta manera se asegura un suficiente número de datos para cada período.

A partir del tensor Z se definen, para cada período T , la resistividad aparente (ρ_a) y la fase (ϕ) de la siguiente manera:

$$\rho_{a,xy}(T) = T / (2\pi\mu) [Z_{xy}(T)]^2$$

$$\phi_{xy}(T) = \arctan \{ \text{Im}(Z_{xy}(T)) / \text{Re}(Z_{xy}(T)) \}$$

Donde Im y Re son las partes imaginaria y real del tensor de impedancia, respectivamente, μ es la permeabilidad magnética (habitualmente la del vacío) y T es el periodo medido. De igual manera se definen estas magnitudes para las otras 3 componentes del tensor de impedancias.

El tipper es un parámetro útil para determinar las variaciones laterales de resistividad de la zona de estudio. Es un vector que relaciona la componente de campo magnético vertical con los componentes del campo magnético horizontal en cada punto. Estos vectores se llaman flechas de inducción (Schmucker, 1970). Si se proyecta el vector tipper en el plano horizontal, se puede descomponer en flechas de inducción real y en flechas de inducción imaginaria. La flecha de inducción real dibujada sobre el plano horizontal tiene la propiedad de ser perpendicular a las estructuras conductoras

del medio. En la convención de Parkinson los vectores apuntan hacia regiones de concentración de corriente (conductoras eléctricamente). En el caso de una estructura bidimensional los mismos son ortogonales al strike (Parkinson, 1962). Por lo tanto la representación de las flechas de inducción real sobre un mapa ayuda a localizar la distribución en planta de las estructuras más conductoras.

Para realizar la inversión de los datos magnetotelúricos de broadband (banda ancha) se utilizó el programa Winglink. Las series temporales de los datos magnetotelúricos de largo periodo fueron procesados con un nuevo código de datos robusto (Varentsov, 2007) para obtener la función de transferencia de resistividades aparentes, fases y tipper.

3.1.4. Modelización

La realización de las medidas en dos direcciones perpendiculares, permite que sean sensibles respecto a las direcciones principales de la estructura de conductividades eléctricas, y que por tanto tengan dimensionalidad. Por ello, a partir de las componentes del tensor de impedancia, se lleva a cabo el análisis de la dimensionalidad con el fin de determinar dirección de la estructura geológicas.

La dimensionalidad se define como 1D si las componentes diagonales del tensor de impedancias son nulas y las antidiagonales son iguales y de signo contrario. El área de estudio se considera como bidimensional (2D) si se obtienen dos direcciones perpendiculares entre sí, las componentes diagonales se anulan mientras que las antidiagonales son no nulas y distintas entre ellas. Una de estas direcciones coincide con la dirección de la estructura (strike). Si se obtiene un comportamiento del tensor diferente a los dos casos anteriores la dimensionalidad en tal caso se considera como tridimensional (3D).

El estudio de la dimensionalidad y la determinación del strike de los datos incluidos en este estudio, se basa en el análisis de las flechas de inducción y en la descomposición de Bahr (Bahr, 1988 y 1991). El strike tiene una ambigüedad de 90° , lo que puede ser resuelto a través de la información proporcionada por las flechas de inducción y las estructuras geológicas. Después de determinar el strike, se desarrolla el modelo de resistividad basado en la inversión de las curvas de resistividad y de fase. La modelización de los datos se realizó mediante el programa de Winglink, que permite

calcular por medio de algoritmos complejos los modelos 1D, 2D y 3D. En modelos bidimensionales (2D), las ecuaciones que describen los campos electromagnéticos se pueden desacoplar en dos modos independientes: modo TE (o E-polarización), en la que las corrientes de flujo eléctrico son ortogonales al strike; y modo TM (o H-polarización), en la que las corrientes de flujo eléctrico son paralelas al strike.

El resultado final del tratamiento son modelos de resistividad 2D ó 3D. Aunque la resistividad varía progresivamente en los modelos, permite identificar la geometría de los diferentes cuerpos geológicos y establecer su carácter conductor o resistivo que es la base para la interpretación litológica.

3.2. Método Gravimétrico

3.2.1. Fundamento del método

Las medidas gravimétricas determinan las variaciones en la atracción de la gravedad de la tierra con el fin de localizar masas de mayor o menor densidad que el medio que las rodea. Por medio del método gravimétrico se pueden detectar contrastes de densidad existentes en la corteza terrestre, debido a los distintos tipos de rocas que la constituyen. La mayoría de las rocas sedimentarias (2.2 g/cm^3 , 2.5 g/cm^3) son menos densas que las rocas que forman el basamento ígneo o metamórfico que tiene una densidad media en corteza continental de 2.67 g/cm^3 . En consecuencia, con el método gravimétrico se puede determinar el límite entre las rocas sedimentarias y las rocas del basamento subyacentes y las dimensiones de cuencas sedimentarias formadas por rellenos asimétricos o irregulares.

3.2.2. Equipo utilizado

Las medidas gravimétricas se realizaron con dos gravímetros distintos. Para los datos adquiridos en la Bahía de Alhucemas, cerca de Ajdir e Imzouren, y en la cuenca de Boudinar a lo largo de Oued Amekran y en Ras Tarf, se utilizó un gravímetro Worden modelo Master de precisión máxima de 0.01 mGal (Fig. 3-2a). El resto de las medidas se realizaron con el gravímetro Scintrex Autograv modelo CG-5 que permite una precisión de 0.001 mGal (Fig. 3-2b).



Figura 3-3: Equipo utilizado para la adquisición de datos gravimétricos en el campo: a) Gravímetro Worden modelo Master, b) Gravímetro Scintrex Autograv modelo CG-5, c) GPS modelo Garmin e-trex y altímetro barométrico.

La localización de las estaciones de medida se realizó con un GPS navegador, modelo Garmin e-trex con precisión de 5 metros, mientras que la cota se obtuvo mediante un altímetro barométrico con precisión de 0,5 metros (Fig. 3-2c).

3.2.3. Procesado y modelización

La ausencia de bases gravimétricas de referencia en la zona nororiental de Marruecos hace que sea complicada la obtención de valores absolutos de gravedad. Las campañas gravimétricas en Marruecos fueron desarrolladas en los años 50, por lo que han sido modificados notablemente algunos de los posibles puntos de referencia que suelen estar ubicados en cruces de carretera. Por todo ello se ha optado por referir las medidas gravimétricas realizadas a la base gravimétrica del IGN en Granada. A partir de dicha base se han realizado en diferentes campañas ciclos de medida con una base situada en Nador, punto de referencia a partir del que se han determinado los valores en otras bases situadas en cada uno de los sectores de estudio (Tabla 3-1).

Base	Latitud (km)	Longitud (km)	Valor Absoluto (mGal)
Nador	3888.323	506.462	979769.31
Ras Tarf	3904.582	437.978	979768.77
Imzouren	3890.512	422.757	979738.34
Triffa	3884.89	559.012	979747.94

Tabla 3-1: Bases gravimétricas y sus valores gravimétricos absolutos.

Las correcciones necesarias para la obtención de las anomalías de Bouguer a partir de los datos adquiridos en campo se han realizado mediante los programas CICLOS, ANOMALIA y PERFIL realizados en Fortran por J. Galindo Zaldívar.

El programa CICLOS se encarga de corregir la deriva instrumental y las mareas en cada una de las estaciones de medida de forma lineal en función del tiempo de medida. Las correcciones restantes son:

- Corrección de Aire Libre (0.3086 mGal/m): es la compensación que hay que hacer a los datos por efecto de la variación de la altitud de cada una de las medidas con respecto al datum y es considerado para obtener la anomalía de aire libre (gfa).

$$g_{fa} = g_{obs} - g_1 + 0.3086 h \text{ (mGal)}$$

h: es la elevación sobre el nivel del mar

- Corrección de Bouguer: representa la corrección de la atracción que ejerce la masa que hay entre la elevación de las estaciones y el datum. Se ha considerado una densidad de referencia de 2.67 g/cm³. La anomalía de Bouguer (Bg) se calcula a partir de:

$$Bg = g_{obs} - (+ 0.3086 h) - (0.04193 \rho h) \text{ (mGal)}$$

ρ: es la densidad media de las rocas subyacentes del área de estudio en g/cm³

- Corrección Topográfica: es la influencia de la topografía cercana al punto de medida. Se ha realizado a partir de modelos digitales de terreno de 100 m de pixel obtenidos de la NASA (<ftp://e0mss21u.ecs.nasa.gov/srtm/>). Para calcular la anomalía de Bouguer se utiliza la ecuación siguiente:

$$\text{Anomalía}_{\text{Bouguer}} = g_{\text{observada}} + \text{corrección de aire libre} - \text{corrección de}$$

$$\text{Bouguer} + \text{corrección topográfica} - g_{\text{teórica}}$$

En esta fórmula el g teórico considerado ha sido a partir del modelo GRS 1967, que indica la gravedad teórica a nivel del mar (g₁) en función de la latitud de la estación de medida.

$$g_1 = 978031.849 (1 + 0.005278895 \sin^2 \varphi + 0.000023462 \sin^4 \varphi) \text{ (mGal)}$$

φ: es la latitud en grados

Tanto la corrección de Aire Libre como la de Bouguer se calculan mediante el programa ANOMALIA. La corrección topográfica se ha realizado mediante el método de los círculos de Hammer (Hammer, 1939, 1982).

El programa PERFIL permite proyectar los datos obtenidos en cada una de las estaciones de medida sobre una línea recta en la posición del perfil.

La anomalía de Bouguer es la suma tanto de las atracciones locales de los cuerpos geológicos poco profundos (responsables de la anomalía residual), como de las atracciones regionales consecuencia de la presencia de cuerpos profundos y relieves lejanos (responsables de la anomalía regional). Por tanto para obtener la anomalía residual es necesario sustraer a los valores de anomalía de Bouguer la contribución de la anomalía regional antes de comenzar a modelizar los espesores de relleno sedimentario a partir de la anomalía residual.

Finalmente, las anomalías residuales obtenidas se han modelizado en 2D mediante el programa GRAVMAG V.1.7 del British Geological Survey (Pedley et al., 1993). Durante la modelización se han tenido en cuenta los datos geológicos de campo, tanto la litología como la posición y características de los principales contactos observados en superficie

3.3. Método Magnético

3.3.1. Fundamento del método

La Tierra es un imán natural que da lugar al campo magnético terrestre. Las pequeñas variaciones de este campo, pueden indicar la presencia en profundidad de sustancias con propiedades magnéticas (susceptibilidad magnética o magnetismo remanente). Las variaciones locales o anomalías en el campo magnético de la Tierra son debidas principalmente a concentraciones de material ferromagnético. Por ello el método magnético se basa en el estudio de las propiedades magnéticas de este tipo de materiales, con el fin de detectar las estructuras minerales y determinar la distribución de rocas ígneas básicas y mineralizaciones que suelen estar en el basamento. Sin embargo este método es muy sensible al ruido provocado por estructuras antrópicas metálicas y en algunos casos no permite diferenciar entre diferentes orígenes.

3.3.2. Equipo utilizado

Para la medida de la intensidad del campo magnético total se usó un magnetómetro GSM 8 de precesión de protones con una precisión de 1nT (Fig.3-4a). Estas medidas han sido adquiridas de manera simultánea a la adquisición de las medidas gravimétricas. La susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas que afloran en el área de estudios ha sido adquirida directamente en el campo con un susceptómetro Exploranium Kappameter KT-9 (Fig. 3-4b).

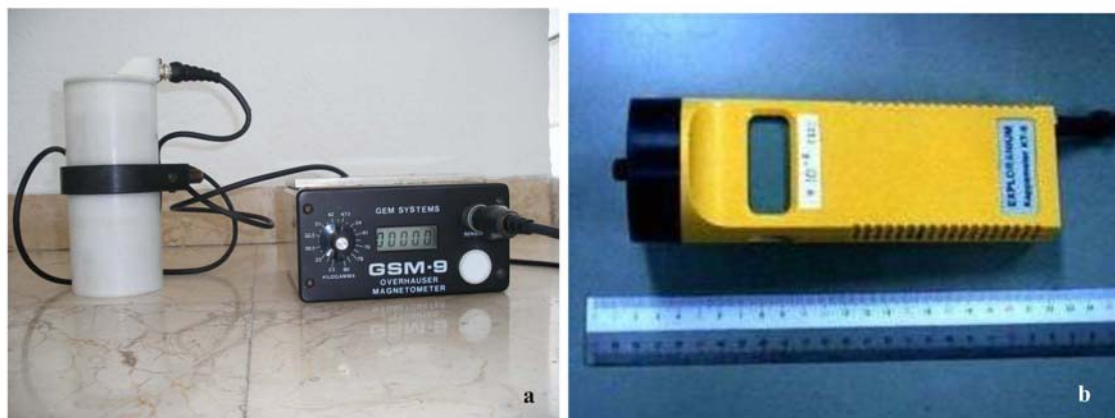


Figura 3-4: Equipo utilizado para la adquisición de datos magnéticos en el campo, a) magnetómetro GSM 8, b) susceptómetro Exploranium Kappameter KT-9

3.3.3. Procesado y modelización

La anomalía magnética ha sido calculada utilizando el valor del IGRF 2005 (IAGA 2005) como valor de referencia del campo magnético interno. La corrección de las variaciones diurnas Durante la adquisición de los datos se hizo a partir del registro continuo del campo magnético realizado por el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) en san Fernando (Cádiz). Dichas variaciones son las mismas incluso en amplias zonas, por lo cual es posible efectuar las correcciones utilizando un registro obtenido de una estación fija aunque esté algo alejada de la zona de estudio. Además se eliminó el residuo en las variaciones de las medidas magnéticas a partir de los ciclos de medida.

Para el cálculo de la anomalía se han utilizado, al igual que en gravimétrica, los programas CICLO, ANOMALIA Y PERFIL de J. Galindo Zaldívar. La modelización en 2D se realizó con el programa GRAVMAG V.1.7 del British Geological Survey.

El uso del gravímetro Scintrex Autograv que corrige automáticamente la deriva y la posibilidad de acceder al registro continuo del campo magnético realizado por el ROA, permitió realizar ciclos más largos de ambos registros sin necesidad de regresar cada tres horas a la base.

4. Deep resistivity cross section of the intraplate Atlas Mountains (NW Africa): New evidence of anomalous mantle and related Quaternary volcanism

Farida Anahnah¹, Jesus Galindo-Zaldivar^{1,2}, Ahmed Chalouan³, Antonio Pedrera⁴, Patricia Ruano¹, Jaime Pous⁵, Wiebke Heise⁶, Ana Ruiz-Constan⁷, Mohamed Benmakhlouf⁸, Angel Carlos López-Garrido², M'Fedal Ahmamou³, Carlos Sanz de Galdeano², Jorge Arzate⁹, Pedro Ibarra⁴, Lourdes González-Castillo¹, Naoual Bouregba³, Fernando Corbo⁹, and Eva Asensio⁵

TECTONICS, 2011 (Received 28 December 2010; accepted 14 July 2011)

The Atlas Mountains are characterized by high elevations and Quaternary volcanism. Long period magnetotelluric data acquired along a NNW-SSE transect reveal the presence of a conductive anomalous mantle below the High Atlas. Data dimensionality analyses show a preferent N80°E strike of the deep resistivity structure in agreement with the induction vector alignment at long periods. Accordingly, a 2D inversion of the data set was carried out. Large resistive bodies at the crustal basement most likely correspond to batholiths emplaced in more conductive metapelites. They are covered by outcropping conductive sedimentary detritic and carbonate rocks. Lithospheric thinning producing anomalous mantle and basin development in the Atlas probably started during Triassic-Jurassic rifting. Inversion tectonics since the Oligocene produced low shortening on previous lithospheric weak zones, with thrusting of the Atlas above the stable African plate. Melting at the top of the anomalous mantle is connected with Quaternary basaltic volcanism in the Middle Atlas.

Key words: NW Africa, lithosphere structure, inversion tectonics, resistivity profiles.

1. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada, Spain.

2. IACT, CSIC, Universidad de Granada, Granada, Spain.

3. Département de Géologie, Université Mohammed V–Agdal, Rabat, Morocco.

4. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spain.

5. Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.

6. GNS Science, Lower Hutt, New Zealand.

7. Université Montpellier 2, Montpellier, France.

8. Département de Géologie, Université Abdelmalek Esaadi, Tetuán, Morocco.

9. Centro de Geociencias, UNAM, Queretaro, Mexico.

4.1. Introduction

The mechanisms involved in the development of mountain belts determine the main features of the mountain roots. Crustal thickness and the nature of the lithospheric and sublithospheric mantles strongly influence their relief [Jackson et al., 2004]. Therefore, seismic and gravity techniques are the classic methods used to determine such features. Yet deep resistivity studies based on long period magnetotelluric (MT) sounding have also proven useful in mantle studies, since they are sensitive to thermal anomalies detected as conductors [e.g., Matsuno et al., 2010; Miensopust et al., 2011]. Measured natural electrical and magnetic fields are converted to apparent resistivity based on Maxwell's theory with quasi stationary approximation [Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953].

Most cordilleras are formed by convergence along plate boundaries and have related crustal and lithospheric thickening. The Atlas (Figure 4-1) is a prominent African intraplate mountain range [Mattauer et al., 1977] near the boundary of the Eurasian plate. It is bounded to the northwest by the stable Meseta and the Gharb - Saïss foreland basin that constitute the southern boundary of the Rif Cordillera. To the SE, the Atlas is bounded by the Anti - Atlas Mountains, whose Precambrian rocks represent the stable African plate.

As seen in Figure 4-1, the Atlas is formed by linear branches, the High and Middle Atlas, with respective ENEWSW and NE - SW orientations. It corresponds to a Mesozoic inverted basin filled with Triassic to Jurassic rifting and Cretaceous postrif sediments [Mattauer et al., 1977; Beauchamp et al., 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Gomez et al., 2000; Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004]. The basin was uplifted after late Cenozoic [Babault et al., 2008] and inversion tectonics that would have started in the Middle - Late Eocene [Frizon de Lamotte et al., 2000] or Oligocene [Teixell et al., 2007] through changes in the relative plate motion toward NW - SE convergence in the western Mediterranean [Rosenbaum et al., 2002]. This setting continues at Present, as revealed by shallow and intermediate (<150 km depth) earthquakes [Ramdani, 1998]. The Atlas may be considered as a narrow deformable zone bounded by rigid blocks inherited from the Mesozoic rifting [Gomez et al., 2000].

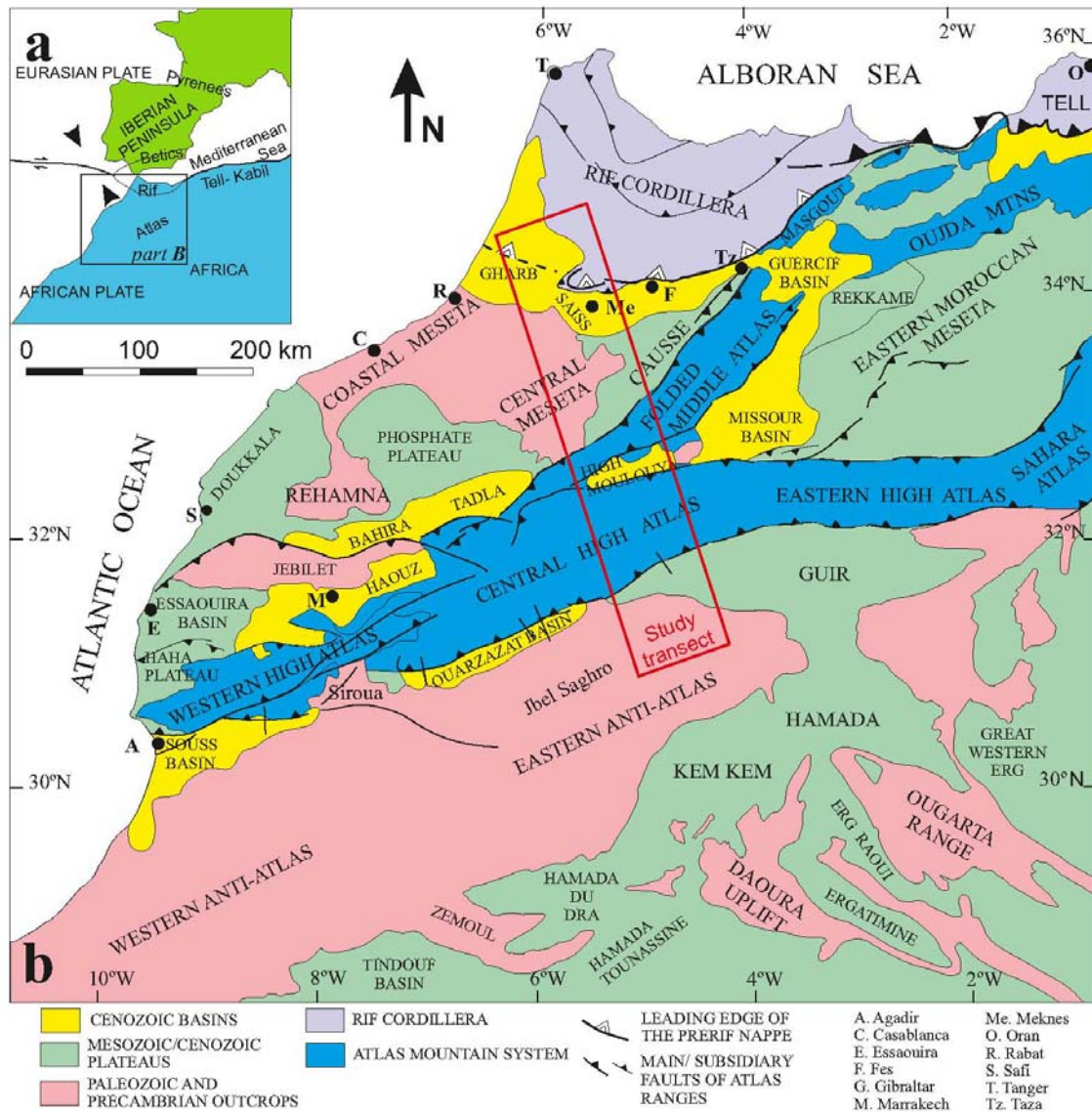


Figure 4-1: Geological setting of the Atlas System. (a) Eurasian-African plate boundary in the western Mediterranean. (b) Structural map of Northwestern Africa including the position of the study transect.

The High Atlas is a double vergence orogen with elevations reaching over 4000 m, higher than the alpine Betic - Rif Belt. Yet the shortening determined by geological (<24%) [Teixell et al., 2003, 2007] and present - day GPS studies [Vernant et al., 2010] is very limited. In addition, crustal thickness as revealed by seismic refraction data [Makris et al., 1985; Wigger et al., 1992] is moderate (<40 km) for the observed reliefs [Teixell et al., 2003; Babault et al., 2008].

MT research studies [Schwarz et al., 1992; Ledo et al., 2011] suggest the presence of shallow and intermediate crustal conductors beneath the Atlas related to basaltic volcanism. The presence of xenoliths in basalts indicates a rejuvenated mantle

lithosphere below the Atlas [Raffone et al., 2009]. However, heat flow is relatively low [Rimi et al., 1998].

This setting has attracted many seismological [Seber et al., 1996; El - Harfi et al., 2007], gravity [Van den Bosch, 1971; Ayarza et al., 2005] or integrated modeling researchers [Zeyen et al. 2005; Teixell et al., 2005; Missenard et al., 2006], with new data acquired as recently as 2010 [e.g., Kiyani et al., 2010]. The High Atlas relief features are related to an anomalous mantle in addition to moderate shortening. The origin of this anomalous mantle is a matter of debate, with proposed models involving mantle delamination [Ramdani, 1998] or mantle plumes [Zeyen et al., 2005; Teixell et al., 2007, Duggen et al., 2009] contributing to discussion of the origin of this mountain chain [Berger et al., 2010].

The aim of the present study is to constrain the electrical resistivity of the lithosphere beneath the Atlas Mountains, so as to better define the main features of their root and shed light on their origin and Quaternary basaltic volcanism.

4.2. Acquisition and Processing of Magnetotelluric Data

A NNW-SSE oriented MT profile (Figures 4-1 and 4-2) 380 km in length, including 21 stations of long period and broad band magnetotelluric soundings, was obtained in central Morocco during May-July 2009. The profile runs from the front of the Rif Mountains, across the Saïss foreland basin, the Middle and High Atlas, to the Anti - Atlas. Spacing between sites was from 10 to 30 km. We selected this distance because the profile was aimed at the deep structure, at the expense of losing detail in the shallow crust. In acquiring data, we used long period (LEMI 417) instruments for 15 days, followed by broad band (ADU07) tools for 5 to 8 h for the lower period records, obtaining a total period range between 0.0001 s and 20.000 s.

The time series data acquired were processed using the algorithm of Egbert and Booker [1986] for broad band data and a robust data code [Varentsov, 2007] for long period data in order to obtain transfer functions, apparent resistivities, phases and tipper. In general the data were of fairly good quality, but noisy site 8 had to be discarded for interpretation.

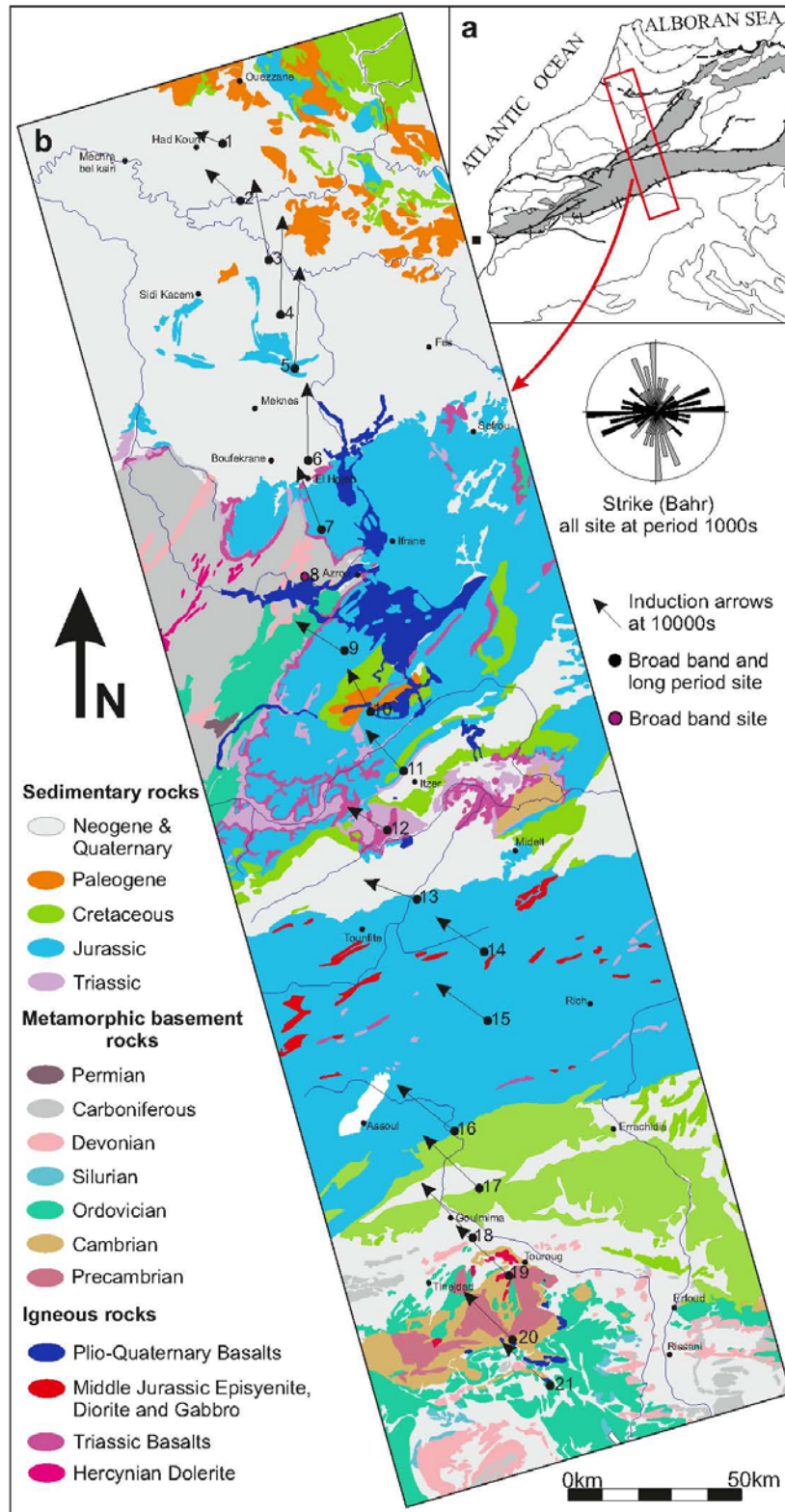


Figure 4-2: Geological map of the Atlas Mountains cross section. a), general setting. b), detailed map including MT sounding position, induction arrows obtained at period 10000 s and geoelectrical strike using Bahr method [Bahr, 1988, 1991] for all sites at period 1000 s, indicating a very consistent ENE-WSW direction with a conjugate orthogonal maximum.

Dimensionality analysis of the resistivity structure was done using the Bahr's phase sensitive strike [Bahr, 1988] of Figure 4-2 and the phase tensor analysis [Caldwell et al., 2004] shown in Figure 4-3. The phase tensor can be represented as an ellipse with the principal axes (F_{max} and F_{min} , respectively) showing the major and minor axes of the tensor. In a 2D case, the orientation of the phase tensor gives the strike direction, while in 3D it indicates the direction of the largest resistivity gradient. The phase tensor is independent of galvanic distortion that is caused by near surface non-homogeneities. It therefore allows for identification of the strike direction and provides a method to visualize the major features of the conductivity structure. Figure 4-3 shows a phase tensor section for the long period data (10-10000 s). Although there are 3D effects visible in the data set, a preferred strike approximately E-W could be determined from the phase tensor directions at all sites and periods from 10 to 10000 s. The Bahr's phase sensitive strike is shown for all sites at 1000 s in Figure 4-2, confirming a strike of N80°E. Both methods showed largely the same general 2D resistivity structure, which is in agreement with the orientation of the induction arrows at long periods (Figure 4-2, vectors drawn in Parkinson convention). The 90° ambiguity inherent to strike determination was resolved with the induction arrows, which point toward the high conductivity zones and are orthogonal to the geoelectric strike, with a magnitude directly proportional to the lateral resistivity gradients. Induction arrows at mantle depths (Figure 4-2) point consistently toward the NNW and are roughly constant, suggesting that the regional conductivity structure strikes approximately ENE-WSW, orthogonal to the profile. Thus a preferred direction for the strike was determined to be N80°E. Accordingly, the impedance tensor was rotated -10° and a 2D joint inversion of apparent resistivities and phases and the longest periods (100 s to 20000 s) of the tipper (Figure 4-4) was carried out using the inversion code of Rodi and Mackie [2001]. The model obtained has an RMS of 5.3 applying an error floor of 10% for apparent resistivities, 5% for the phases and 0.08 for the tipper. In some sites the static shift was corrected as part of the inversion process. Figure 4 shows examples of data and model responses of some representative sites that correspond to different geological domains. The resolution is acceptable above 100 km depth. This was tested by changing the resistivity of different parts of the model, which consistently resulted in a greater misfit between data and model responses.

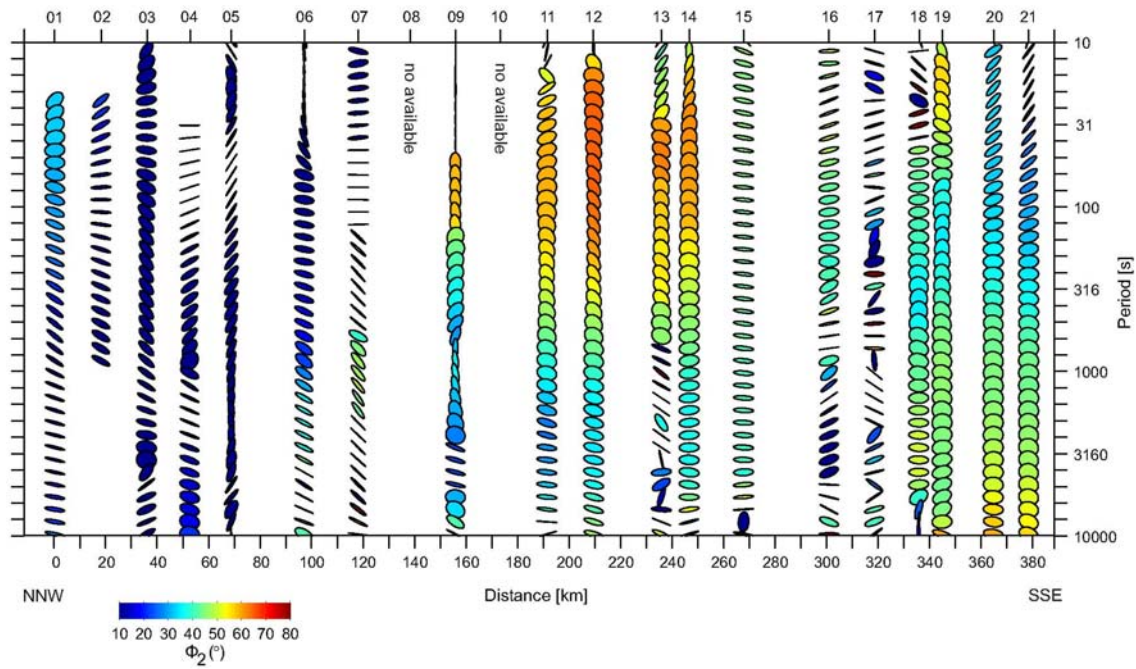


Figure 4-3: Phase-tensor ellipse pseudo-section for the Atlas profile. The color used to fill the ellipses shows the geometric mean of the maximum and minimum phase, while high values of Φ_2 indicate increasing conductivity with depth. The main orientation of the major ellipse axes is roughly NW-SE. In this setting, a two-dimensional inversion (2D) of the profile data provides reasonable results.

4.3. Deep Structure and Resistivity of the Atlas Profile

The resistivity profile (Figure 4-4) shows a shallow highly heterogeneous crust above a deep and more homogeneous zone corresponding to the upper mantle. Magnetotelluric research does not have the resolution of other geophysical methods [e.g., Makris et al., 1985; Wigger et al., 1992; Ayarza et al., 2005] necessary to accurately determine the Moho depth. However, the boundary between the uppermost heterogeneous and the deep and more homogeneous resistivity areas could be located at roughly 30-40 km depth, which is the Moho depth calculated by other studies (Figure 4-5) [Arboleya et al., 2004; Ayarza et al., 2005; Zeyen et al., 2005; Fullea et al., 2007].

Upper mantle resistivity is very high in the stable craton of the Anti-Atlas Mountains and extends northward deep below the southern border of the High Atlas. In contrast, the mantle below the High Atlas shows the highest conductivity values, reaching 32 ohm.m in some areas, and extending northward up as far as the southern Middle Atlas. Between sites 8 and 10, a not fully constrained resistive body constitutes the boundary with the northern part of the profile, characterized mainly by intermediate

resistivities (≈ 500 to 1000 ohm.m). Figure 4-3 shows a section of phase tensors along the profile. Elevated Φ_2 values below the High Atlas indicate the presence of a conductive body, in contrast to what is observed in the Middle Atlas.

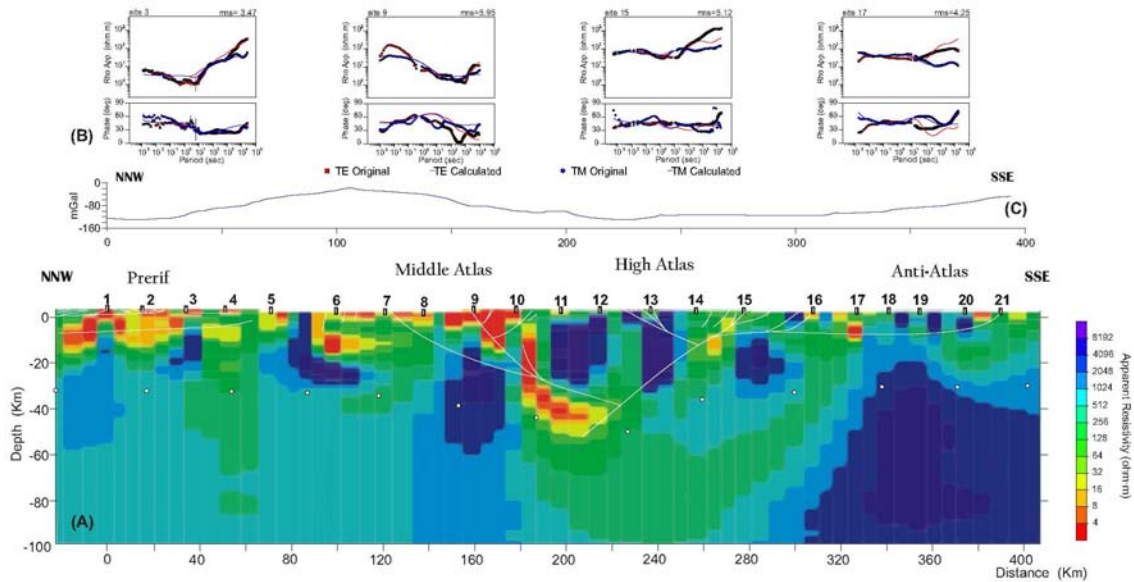


Figure 4-4: Magnetotelluric 2D inversion and Bouguer gravity profile across the Atlas Mountains. (bottom) Magnetotelluric resistivity model. White dots represent the approximate location of the Moho discontinuity in view of previous research [Arboleya et al., 2004; Ayarza et al., 2005] and roughly separate the crust characterized by variable resistivities and the more homogeneous upper mantle. White lines represent the main geological contacts. (top) Selected MT sites in different geological domains including observed and calculated phase and resistivities. (middle) Bouguer anomaly profile (data from map of Van den Bosch [1971]).

The middle and lower crust along the profile (approximately 15 to 35 km in depth) can be generally characterized by an alternance of high resistivity bodies (reaching more than 8000 ohm.m) that are tens of kilometers long and have intermediate conductivities (60 to 500 ohm.m). Remarkable, however, is the presence of a highly conductive body reaching 4 to 8 ohm.m that is located at the top of the mantle along the boundary between the High and Middle Atlas (sites 10-12, Figure 4-4), and extends up to the surface in the Middle Atlas. Moreover, shallow crustal levels show a very heterogeneous resistive nature, determined in general by wide and thin conductive bodies in the northern part of the profile, and intermediate to resistive bodies in the southern part.

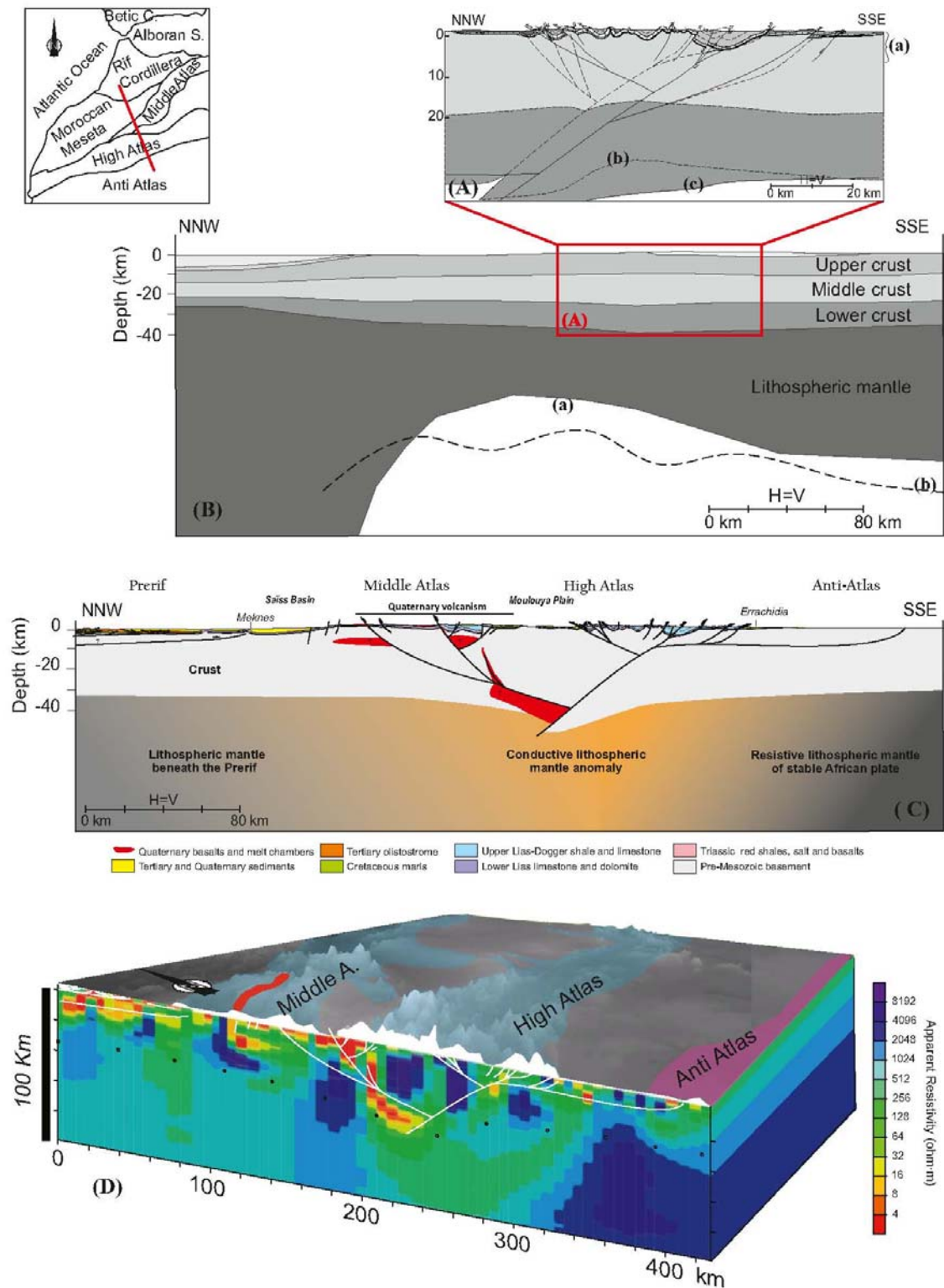


Figure 4-5: Comparison of previous crustal and upper mantle models across the Atlas Mountains and model proposed on the basis of new magnetotelluric data. (A) Detailed crustal structure of the High Atlas from: (a) Geological data [Teixell et al., 2003], (b) gravity data [Ayarza et al., 2005] and (c) integrating gravity and seismic data [Makris et al., 1985; Wigger et al., 1992; Arboleya et al., 2004]. (B) Lithospheric structure of the transect after (a) Zeyen et al. [2005] and (b) lithospheric-asthenospheric boundary proposed by Fullea et al. [2007]. (C) Geological transect across the Atlas Mountains integrating the new Magnetotelluric and the previous geological [Teixell et al., 2003, Arboleya et al., 2004] and geophysical data [Arboleya et al., 2004 and Ayarza et al., 2005]. (D) Present-day crustal and mantle structure from MT data.

The Bouguer Anomaly profile (Figure 4-4), calculated from the Gravity Map of Morocco [Van den Bosch, 1971], shows negative values corresponding to continental crustal areas. Minima of -130 mGal are located in the High Atlas and Prerif, with nearby relative maxima reaching -15 mGal in the Middle Atlas and -45 mGal in the Anti Atlas.

4.4. Discussion

The magnetotelluric data obtained along a NNW-SSE transect across the Atlas (Figures 4-2 and 4-4) contribute to discussion of the origin of this intraplate cordillera. Its uncommon features (low shortening, high relief, absence of basement outcrops and Quaternary volcanism) make this mountain chain very attractive to diverse petrological and geophysical researchers.

The 2D MT inversion is a suitable approximation in view of the elongated tectonic features of the Atlas. The profile is roughly orthogonal to the geoelectrical strike, as confirmed by the NNW orientation of induction arrows at long periods (Figure 4-2) corresponding to deep levels. Although they may be related to a conductive body at the northern extremity of the profile, the induction arrow modulus remains constant, thus supporting an upper mantle anisotropy.

Moho depth is known from seismic and gravity data [Makris et al., 1985; Wigger et al., 1992; Arboleya et al., 2004; Ayarza et al., 2005]. Integrated quantitative modeling of available seismic, gravity and topography data [Zeyen et al., 2005; Fullea et al., 2007] would further support a moderate crustal thickening in the region and an uprising of the asthenosphere, although the proposed geometry is different in detail for each type of research (Figure 4-5). Thus, the new MT data given in Figure 4 allow us to more precisely delimit the deep geometry of the region, quantifying a different physical property than the methodologies previously used in the region.

The mantle is heterogeneous and shows remarkable anomalies, with low resistivities below the High Atlas and the southern Middle Atlas, also confirmed by high F2 values (Figures 4-3 and 4-4), in contrast with the highly resistive mantle below the stable Anti - Atlas. Low resistivities in the homogenous mantle rocks are probably a

consequence of Fe-enrichment favored by melt migration and deformation at the lithospheric mantle, as suggested by petrological studies in xenoliths of Quaternary basalts [Raffone et al., 2009]. These results are in agreement with previous seismicity [Ramdani, 1998], gravity [Ayarza et al., 2005] and integrated modeling research findings [Teixell et al., 2005; Zeyen et al. 2005; Missenard et al., 2006], pointing to the presence of low densities and low seismic propagation velocities below the Atlas, and suggesting asthenospheric uplift (Figure 4-5). The Bouguer anomaly minimum in the High Atlas (Figure 4-4) is a consequence of the moderate crustal thickening and a probable low lithospheric density [Ayarza et al., 2005]. In contrast, the Anti-Atlas and Middle Atlas are characterized by relative maxima corresponding to more stable basements. The low Bouguer anomaly values in the Prerif would be a consequence of the thick sedimentary cover.

All these data support the presence of an anomalous mantle below the Atlas which formed as a consequence of the tectonic evolution that took place in the region. Several origins have been proposed for this anomalous mantle, including delamination [Ramdani, 1998] and the presence of elongated mantle plumes [Zeyen et al., 2005; Duggen et al., 2009]. Another alternative hypothesis is the progressive development of the anomalous mantle initiated during the extensional Triassic to Jurassic rifting [Mattauer et al., 1977], when a narrow deformable zone occurred between rigid crustal blocks [Gomez et al., 2000]. Later transcurrent and final compressional deformations, resulting from the relative Eurasian-African plate motion [Rosenbaum et al., 2002] may have led to the present-day emplacement of the anomalous mantle.

Several questions remain unsolved in the proposed models. The presence of delamination during the orogenic wedge development implies the sinking in the mantle of a dense body that has not been imaged by any geophysical method to date. Moreover, this model implies extensional tectonics that does not agree with the late uplift and moderate shortening of the Atlas. In the context of the mantle plume hypothesis, the mechanisms causing the coincidence at narrow bands of recent mantle plumes with previous elongated Mesozoic extensional basin are not explained. Moreover a variable age of the volcanism along the Atlas Mountains should be expected, but the propagation of the mantle plume is not clearly observed. Finally, if the anomalous mantle originated in the Mesozoic weakness zone between rigid blocks, the resulting thermal anomaly did not reach the upper crust for a very long period (less than 100 Ma). In any case, the

origin of the anomalous mantle remains controversial, but the new deep resistivity profile show that the last stage of the evolution of the weak High Atlas Lithosphere entailed concentrated deformation, moderate crustal thickening, and southward thrusting upon the stable African Lithosphere [Teixell et al., 2005; Zeyen et al. 2005; Missenard et al., 2006; Babault et al., 2008].

The basaltic Quaternary volcanism may be a consequence of anomalous mantle uplift that also conditions its rejuvenation [Raffone et al., 2009]. The volcanic lava flows are represented at surface by conductive bodies [Schwarz et al., 1992] emplaced along crustal faults that continue in depth toward the base of the crust below the boundary between the High and Middle Atlas (Figure 4-4). At the top of the mantle, a flat and wide melt chamber with a conductive character can be recognized, similar to those found in other active volcanic settings (e.g., Mount St. Helens [Hill et al., 2009]).

Although the resolution for shallow crustal structures is poor, main features are in agreement with the regional surface geological data [Hollard, 1985]. The Anti-Atlas (sites 18 to 21) is characterized by high resistivities corresponding to low-grade metamorphic Precambrian rocks, with slightly lower resistivities at depth and southwards, probably having a more pelitic nature. Cretaceous detritic and marly cover of the Saharan craton by Errachidia is characterized by low resistivity values. In the High Atlas, resistivities are variable due to the presence of resistive Jurassic carbonates along with Jurassic and Cretaceous detritic and marly rocks. The Middle Atlas is generally conductive due to its sedimentary cover and basalts. The foreland Saïss basin and the front of the Rif Cordillera feature wide and thin conductive bodies corresponding to detritic rocks that alternate with marly and carbonate series. The alternance of highly resistive bodies in the middle crust surrounded by intermediate resistivity zones (Figure 4-4) may represent large granite batholiths emplaced in metapelitic basements.

4.5. Conclusions

The Atlas constitutes an intraplate alpine chain characterized by high reliefs developed through inversion tectonics in a low shortening setting. The NNW-SSE Magnetotelluric profile from the stable African plate at the Anti-Atlas Mountains, up to the front of the Rif Cordillera, evidences a low resistivity anomalous mantle beneath the

High Atlas, in agreement with previous low seismic velocities, low lithospheric densities and asthenospheric uplift determined from integrated modeling.

The lower and intermediate crust (≈ 15 to 35 km) is characterized by kilometer-sized resistive bodies (located below MT sites 1, 3, 6, 9, 13, 15) that may be interpreted as granite batholiths in a metapelitic host rock. The shallow crustal levels reveal the presence of wide and thin conductive bodies associated to the sedimentary rock cover (MT sites 1 to 10 and 14 to 18), in addition to resistive carbonate bodies within the Atlas (MT sites 11 to 13) and metapelitic rocks in the Anti - Atlas (MT sites 18 to 20).

Quaternary basaltic volcanism in the Middle Atlas is associated with conductive bodies. They are connected at depth with melting chambers located at the top of the anomalous mantle, below the boundary between the Middle and High Atlas.

The origin of the anomalous mantle is related with the tectonic evolution of the area, although models proposed thus far (delamination, mantle plumes or Mesozoic extensional tectonics) are controversial. Resistivity data suggest, however, that at present the anomalous mantle is located at shallow levels, above the stable African lithosphere. The melting of the top of the anomalous mantle, which is connected through fractures up to the surface basaltic flows, would have taken place at least during the Quaternary in the Middle Atlas.

The deep structure of the Atlas, which was underlined by seismicity and gravity data, is now better constrained by new magnetotelluric data based on different rock properties. These results help to improve the knowledge on the mechanisms involved in the development of intraplate orogenic belts.

Acknowledgments

The detailed comments of Antonio Teixell and an anonymous reviewer are appreciated and have largely contributed to the quality of this paper. Projects CSD2006-00041, CGL-2008-03474-E/BTE, CGL2010-21048, P09-RNM-5388, and RNM148 are acknowledged.

5. Crustal resistivity structure of the southwestern transect of the Rif Cordillera (Morocco)

Farida Anahnah¹, Jesús Galindo-Zaldívar^{1,2}, Ahmed Chalouan³, Jaume Pous⁴, Patricia Ruano^{1,2}, Antonio Pedrera⁵, Ana Ruiz-Constán⁶, M'Fedal Ahmamou³, Mohamed Benmakhlouf⁷, Pedro Ibarra⁸, Eva Asensio⁴

GEOCHEMISTRY GEOPHYSICS GEOSYSTEMS, 2011 (Received 8 July 2011; accepted 24 October 2011).

A NE-SW magnetotelluric 110 km-long profile including 18 sites was acquired across the western Rif Cordillera along the Eurasian-African plate boundary, allowing to constrain its poorly known deep structure. It extends from the Internal Zones, close to the Alboran coast, crossing the External Zones and up to the Gharb foreland basin. The periods recorded range from 0.001s to 1000s. The combination of magnetotelluric data with available geological data provides new insight regarding the relationship between deep and shallow crustal structures of the Rif Cordillera. Analyses of structural dimensionality suggest a preferential NW-SE direction, and a 2D joint inversion was performed. A 3D inversion extending the 2D model along the strike confirmed the reliability of this approach. The magnetotelluric model shows a heterogeneous upper crust in agreement with the geological structures observed at surface. The Internal Zones correspond to resistive (metamorphic rocks) and conductive (peridotites) bodies, while the External Zones and the foreland basin are characterized by large conductive bodies of variable thickness. A crustal detachment level separating shallow geological units from a probable variscan basement was inferred. At depth, the most relevant feature consists of large resistive bodies with a shallow irregular top, located below the frontal part of the Rif. The outcrops of exotic metapelitic, granitic and gneissic blocks in the frontal part of the Cordillera suggest that these large resistive bodies may correspond to a gneissic or granitic basement surrounded by metapelitic rocks. Late contractive thrust and diapiric processes were responsible for their uplift and shallow emplacement. The Rif constitutes an active southwestward vergent orogenic wedge, oblique to the present-day NW-SE convergent Eurasian-African plate boundary.

Key Words: Gibraltar Arc, deep structure, crustal detachments, broadband magnetotelluric, exotic blocks.

Key Points: Alpine orogen on variscan basement, Southern branch of Gibraltar Arc,
Integration of geophysical and geological data.

1. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, E-18071 Granada, Spain.
2. IACT, CSIC, Universidad de Granada, E-18071 Granada, Spain
3. Département de Géologie, Université Mohammed V–Agdal, 10106 Rabat, Morocco
4. Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, E-08028 Barcelona, Spain
5. Instituto Geológico y Minero de España, E-18071 Granada, Spain
6. Géosciences, Université Montpellier 2, Sciences et Techniques, F-34095 Montpellier CEDEX 05, France
3. Département de Géologie, Université Mohammed V–Agdal, 10106 Rabat, Morocco
7. Département de Géologie, Université Abdelmalek Essaadi, 93003 Tetuán, Morocco
8. Instituto Geológico y Minero de España, E-18071 Granada, Spain

5.1. Introduction

The Gibraltar Arc, formed by the alpine Betic and Rif Cordillera, surrounds the western Alboran Sea (Fig. 5-1) and is located on the NW-SE convergent Eurasian-African plate boundary. In this region of widespread deformation, arched geometry is one consequence of the complex interaction of the westward migration of the Alboran domain in between the Eurasian and African plates. Several tectonic models have been proposed up to present, involving one or several subduction zones with or without roll-back [Morley, 1993; Royden, 1993; Lonergan and White, 1997; Fadil et al., 2006; Brun and Faccena, 2008], delamination [Platt and Vissers, 1989; Seber et al., 1996; Calvert et al., 2000] and other hypotheses such as mantle diapirism [Weijermars et al., 1993]. Although most of them try to account for available geophysical and geological data, they lack detailed geophysical constraints on the deep structure. In this setting, the Rif cordillera deep continental crust is quite poorly known, despite detailed reports of surface geology. The presence of thrusts and low angle normal faults produces a decoupling at different crustal levels. Moreover, the scarce geophysical data [gravity, Van Den Bosch, 1971, 1981; Bellot, 1985; seismic refraction, Hatzfeld and Ben Sari, 1977] points to great heterogeneities in the crust and the mantle while only providing regional insights as to the deep structure.

The aim of this study is to present the first magnetotelluric profile of the southwestern transect of the Rif Cordillera and Gharb basin and analyze their crustal structural features. 2D and 3D inversions of these data were carried out. The resistivity model was integrated with geological data (Fig. 5-1) to constrain the relationships between shallow and deep crustal structures and discuss the features of the main discontinuities. Moreover, we provide new data to discuss the origin of exotic granites, gneiss, and metapelitic blocks that outcrop in the frontal Rif cordillera.

5.2. Geological setting

The study area belongs to the westernmost end of the Mediterranean Alpine belt. The Rif cordillera (Fig. 5-1), situated in northern Morocco, formed together with the Betic cordillera as a consequence of the westward motion of the Alboran Domain between northwest Africa and Iberia since the early Tertiary. In addition, this process is

interacting with the N-S to NW-SE convergence between Africa and Eurasia. We focus this contribution on the southwestern Rif transect (Fig. 5-1).

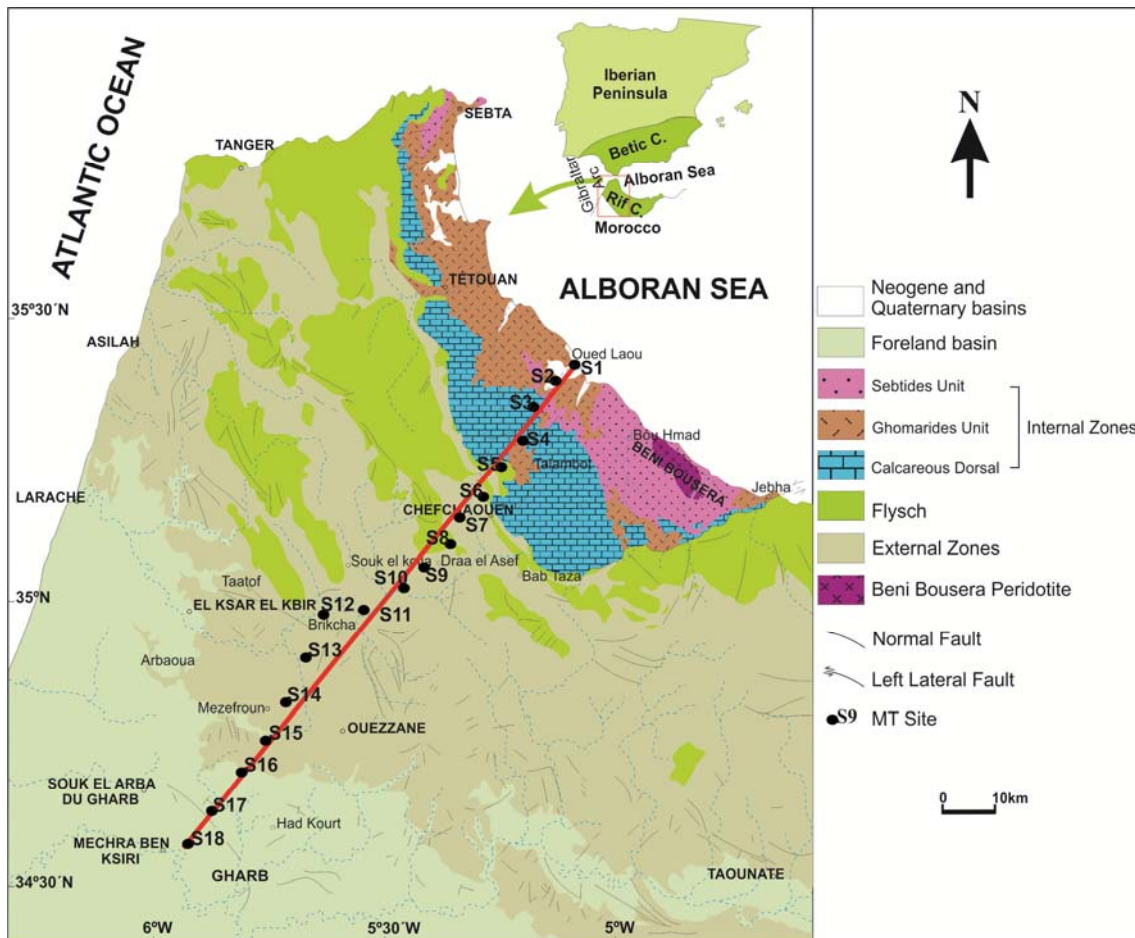


Figure 5-1: Geological map of the western Rif Cordillera showing the location of the MT profile.

The Rif cordillera (Fig. 5-1) includes the Internal and the External Zones, separated by Flysch units, as in other alpine Mediterranean cordilleras. The tectonic structure orientations are comprised between ENE-WSW in the Eastern Rif, to NNW-SSE at the tip of the Western Rif.

The Internal Zones of the study area are formed by Palaeozoic, Mesozoic and Cenozoic sequences, including three main metamorphic complexes affected by alpine deformation and partially by metamorphism since the Eocene-Late Oligocene. They are: the Sebtime, the Ghomaride and the Dorsal complexes. They thrust to the SW on the Flysch units and External Zones and are bounded to the SE by the Jebha fault (Fig. 5-1), a major transfer fault produced during the westward emplacement of the Rif units. The Sebtime complex is a stack of metamorphic units [Kornprobst, 1974; Michard et al.,

1983; Saddiqi, 1995; Bouybaouene et al., 1998]. It includes the Beni Bousera peridotites, overlain by granulites, gneisses, schists, Permian-Triassic phyllites and quartzites, and Triassic carbonates of the upper units. The Ghomaride complex includes four nappes of low-grade Paleozoic metasediments covered by thick, unconformable Triassic red beds, and much thinner Liassic, Paleocene-Eocene limestones and Oligo-Miocene post-nappe detrital deposits [Chalouan and Michard, 1990; Maaté, 1996]. The Dorsal complex consists of stacked Late Triassic-Liassic carbonate sheets, with a thin cover of Jurassic-Late Cretaceous pelagic and Tertiary detrital sediments [Nold et al., 1981; El Kadiri et al., 1992]. The Sebide and Ghomaride units constitute the basement of the Alboran Sea, which is the largest Neogene basin in the region.

The Flysch units are composed of Cretaceous-Lower Miocene detritic rocks. They generally overthrust the External Zones with the exception of some klippe that are located on the Internal Zones as the result of a complex evolution involving backthrusting or backsliding [Lespinasse, 1975; Chalouan et al., 1995; El Mirihi, 2005]. The External Zones are formed by units with generally carbonate and pelitic Mesozoic and Cenozoic series, mainly including limestones and marls. They are also locally affected by alpine low-grade metamorphism [Frizon de Lamotte, 1985; Azdimousa et al., 1998]. The External Rif consists of a fold-and thrust belt detached along the Late Triassic evaporitic beds from the thinned continental crust of the North African margin [Suter, 1980; Wildi, 1983; Ben Yaich, 1991].

The Gharb is a foreland subsiding basin located in the southwestern front of the Rif belt [Le Coz, 1964; Flinch, 1993; Zizi, 1996; Litto et al., 2001]. This basin contains part of the Prérif Nappe surmounted by a large amount of continental sediments. It was moreover filled with sediments of marine origin (marls and sands) during the Tertiary and continental formations during the Quaternary, except for a coastal fringe [Cirac, 1987].

After the main episodes of crustal thickening and metamorphism, in the Early-Middle Miocene the region began to undergo E-W to NE-SW extension that led to the development of the Alboran Basin, floored by a thinned continental crust. Low- and high-angle normal faults [Benmakhlouf and Chalouan, 1995; Chalouan et al., 1995; Saji and Chalouan, 1995] developed in the upper crustal levels.

Recent compressional structures related to Eurasian-African convergence developing since the Late Miocene produce the main reliefs of the Rif Cordillera and increase the crustal thickness. The related structures are mainly large folds, reverse faults in the mountain front, and normal faults in the upper crustal levels of the Internal Zones. In addition, large strike-slip faults determine recent deformation in the Rif and allow for the escape of Central Rif towards the SW [Chalouan et al., 2006].

GPS data constrain the present-day tectonic motions, showing a top-to-the-SW displacement of the tectonic units in the Rif [Pérouse et al., 2010; Vernant et al., 2010]. The proposed model suggests that these displacements are related to crustal subduction towards the NE that occurs below the central part of the Rif and is associated with the intermediate seismicity of the Alboran Sea.

5.3. Previous Geophysical data

Seismic refraction [*Hatzfeld and Ben Sari, 1977*] studies reveal a 30 km thick continental crust, with a 9–10 km thick lower crust. Models that integrate both elevation and geoid gravity anomalies assuming local isostasy [*Zeyen et al., 2005*] suggest a poorly marked orogenic root beneath the Central Rif cordillera that does not exceed 30 km. To the northeast, the Moho rises abruptly up to 18-20 km below the thin continental crust of the Alboran Basin.

Seismic studies led *Calvert et al. [2000]* to suggest uprisen asthenosphere in the Alboran sea, floored by thinned continental crust, and even penetrating as a wedge between the Gibraltar Arc crust and underlying lithospheric mantle (in a delamination scenario). The model put forth by *Fullea et al. [2007]* points to somewhat greater thicknesses beneath the western Alboran sub-basin. Waveforms of body waves that traverse the Alboran Sea confirm the presence of an anomalous mantle underlying the basin [*Bokelman and Maufroy, 2007*].

The 1:500,000 Bouguer gravity map of the Alboran Sea and Rif cordillera [Rabat sheets, *Van Den Bosch, 1971, 1981*] shows a negative anomaly that extends on both sides of the Alboran Sea. Although the area of thick continental crust located in the central part of the Rif is characterized by Bouguer anomalies reaching up to -150 mGal, the anomaly increases towards thinner crustal areas located at the foreland basins and the Alboran Basin, locally reaching up to +50 mGal near the outcrops of peridotite

bodies. This regional increase toward the north reflects the transition from the thick continental crust of the Rif and the thin crust of the Alboran Sea. *Bellot* [1985] developed a detailed gravity study of the Beni Bousera peridotites, indicating that they are elongated near the coastline and extend northward up to the anomalous mantle of the Alboran Sea.

A detailed aeromagnetic survey in northern Morocco was carried out in 1969-1970 by C.G.G. (Compagnie Générale de la Géophysique) (Unpublished reports of the Direction des Mines et de la Géologie du Maroc compiled by GETECH in the African Magnetic Mapping Project, 1989). The outstanding result was a narrow NW–SE elongated positive anomaly in the Rif Cordillera, bounded at the SE by the Jebha fault. This anomaly probably corresponds to the Beni Bousera peridotites outcropping in the Internal Zones (Fig. 5-1).

5.4. Magnetotelluric profile

5.4.1. Data acquisition

Eighteen magnetotelluric soundings were carried out in 2008 out for the first time along a 110 km NE-SW profile across the Rif Cordillera (Fig. 5-1). The profile extends from Oued Laou, located in the Internal Zones and close to the Alboran coast, to the town of Mechra-Ben-Ksiri in the Gharb foreland basin. The profile is nearly orthogonal to the main regional geological structures, extending from the Internal Zones, and crossing the External Zones to the Gharb foreland basin. Magnetotelluric data were collected with Metronix ADU-07 equipment, covering a frequency band from 0.001 s to 1000s. The registration time at each site was about 3 days. Impedance tensor components and the geomagnetic transfer functions were obtained through standard robust processing [*Egbert and Booker*, 1986]. Data quality was good for most of the stations, with local exceptions for some higher frequencies due to cultural noise.

5.4.2. Induction Arrows

Induction arrows allow for a qualitative recognition of lateral conductivity contrasts. They point towards regions of highest conductivity and increase their magnitudes as the gradient of resistivity Parkinson convention [Parkinson, 1959].

Figure 5-2 shows the real induction arrows at three different periods. The shortest period is related to the shallow structure whereas the longest period represents the deep structure. In general they have a moderate magnitude. At 1 s the vectors are heterogeneous, indicating a shallow heterogeneous resistivity. Vectors at 10 s and 50 s have similar trends, pointing northeastward in the NE part of the profile, rotating to northwestward in the central part, and finally southwestward in the SW end.

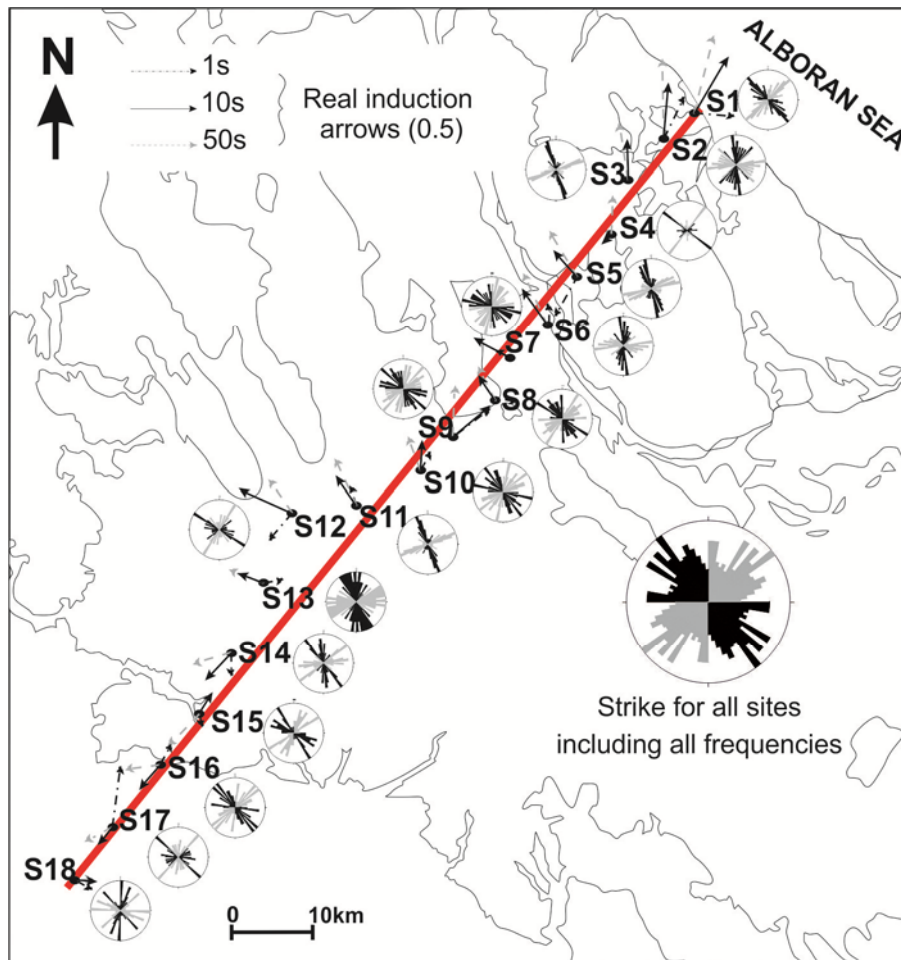


Figure 5-2: Real induction arrows at 1 s, 10 s, and 50 s (Parkinson's convention, pointing to conductors) for the 18 MT sites, and rose diagrams (Bahr's method) for every sounding including all frequencies on a contour geological sketch of the studied area and a common rose diagram for all the sites and all the frequencies.

5.4.3. Dimensionality Analysis

The dimensionality analysis of the profile was undertaken using the Bahr method [Bahr, 1988]. Based on the rotational invariant and distortion parameters, it provides stable results even with noisy data.

The dimensionality estimations have different degrees of distortion for each frequency band, and therefore a single sounding may present variable dimensionality at depth. The dimensionality analysis of all the sites and for all frequencies (Fig. 5-3) suggests a generally two-dimensional structure at depth with some 3D influence at some sites.

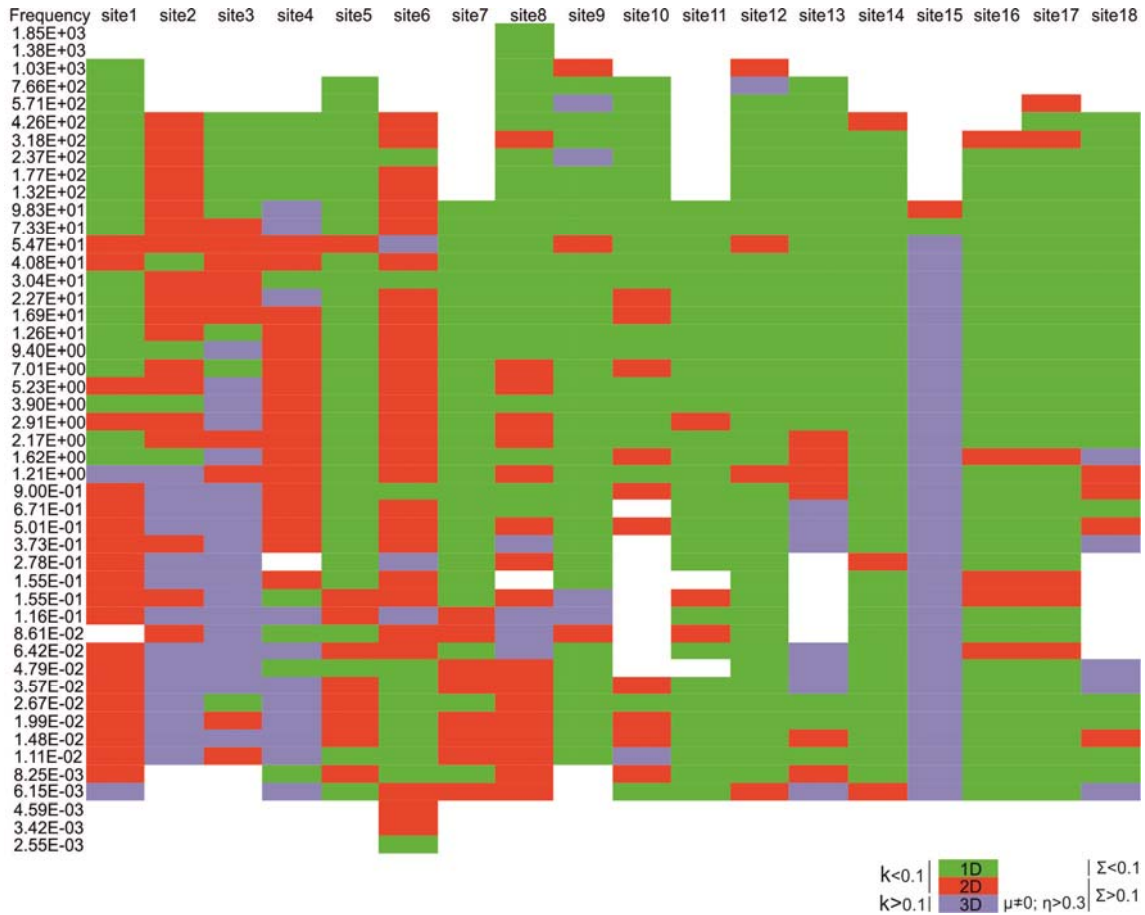


Figure 5-3: Dimensionality analysis of the MT data (Bahr's method) for all soundings and for all frequencies. K , Σ , μ , η are parameters proposed by Bahr [1988].

The estimated strike is shown in figure 5-2 in rose diagrams for each site. The regional NW-SE elongated structure of the Rif is generally parallel to one maximum of the diagrams, suggesting the same dominant structure. However, induction arrows mainly in the central part of the profile indicate structures that are not perpendicular to the profile and therefore deviate from the 2D hypothesis. Thus, we proceeded as follows: First, a 2D inversion was performed, and then, the 2D inverse model was tested by simple 3D inversion. The extended 2D model along the strike was used as the initial model for the inversion. In line with figure 2 and given the regional NW-SE elongated

structure of the Rif, a preferential direction of N145°E was considered. This trend may be roughly regarded as the geoelectrical strike direction.

5.4.4. 2D inversion

In accordance with the dimensionality analyses, we preceded with 2D joint inversion [Rodi and Mackie, 2001] of the rotated (to -35°) apparent resistivities and phases and the projected geomagnetic transfer functions. TM and TE modes, corresponding to electric current flow perpendicular and parallel to the strike direction, respectively, were identified. The bathymetry of the Alboran sea was fixed in the inversion with a resistivity of 0.3 ohm.m. The final resistivity model (Fig. 5-4) was obtained with a RMS of 2.4 using an error floor of 10% for apparent resistivities, 5% for phases and 0.1 for the tipper. The regularization parameter was $\tau = 3$, which was obtained by optimizing the trade-off between smoothing the model and lowering the RMS misfit (L-curve, Fig. 5-5). Figure 5-6 shows the responses of the model.

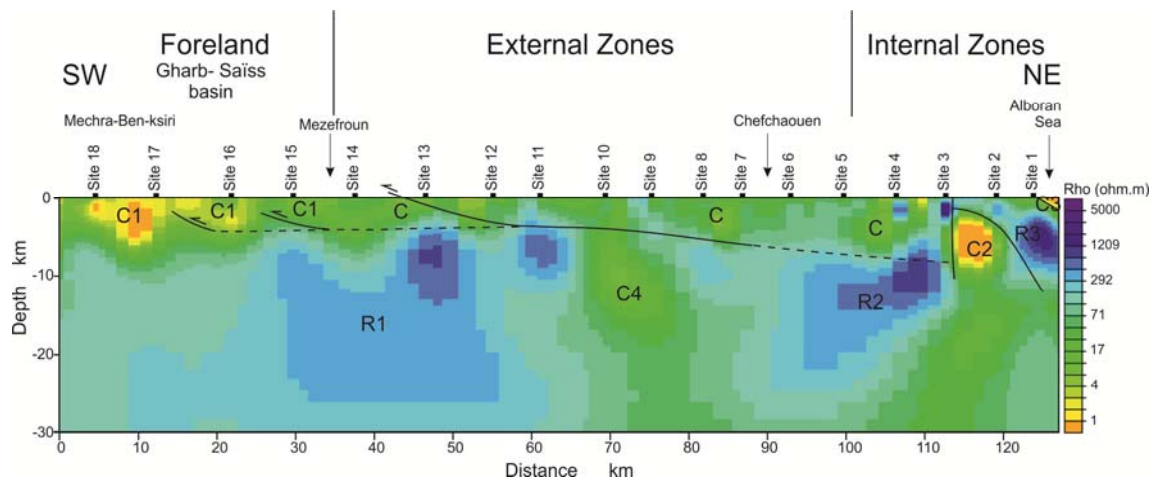


Figure 5-4: Magnetotelluric 2D model across the studied area. The conductive bodies are noted as C and the resistive bodies as R.

5.4.5. 2D resistivity model

The electrical resistivity model along the upper crust (Fig. 5-4) reveals a continuous conductive layer that in the SW (C1), reaches from the surface to a depth of 5 km (between site 18 and site 14) and thickens to the northeast. At the NE end of the model, a resistive body (R3) extends from 4 km to 8 km beneath site 1, and is surrounded by conductive zones (C2) and the Alboran sea (C3).

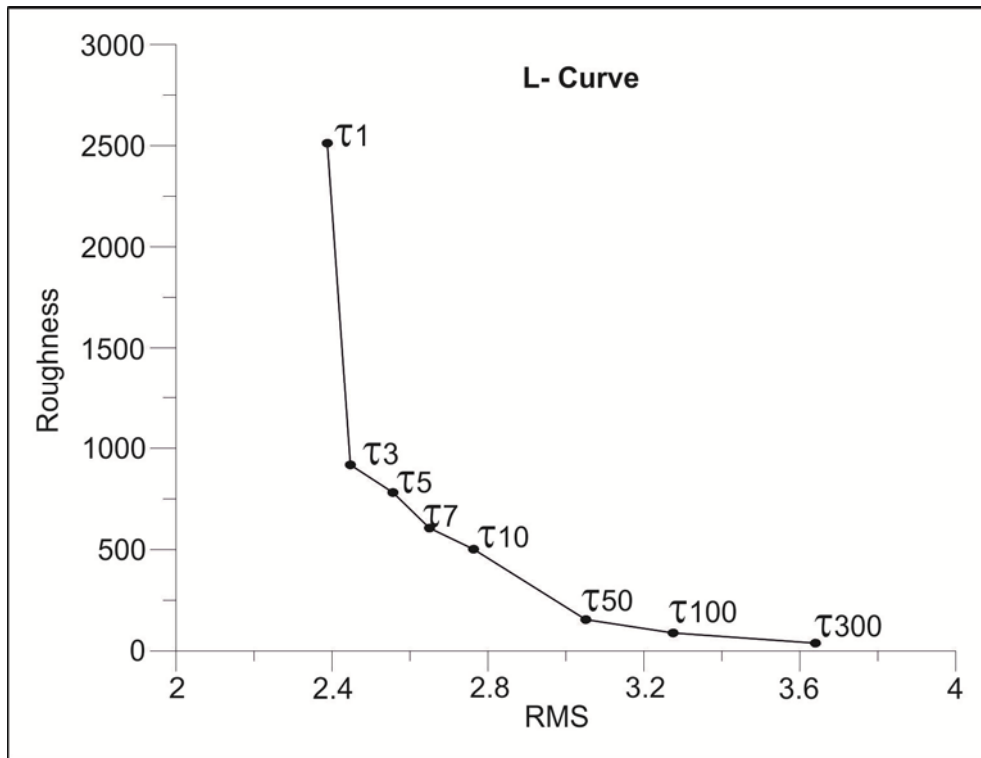


Figure 5-5: L curve, trade-off between model roughness and root mean square. $t = 3$ was chosen.

The middle and lower crust are dominated by high resistivities along the profile (R1, R2, R3), with the exception of the conductive zone beneath sites 9 and 10 (C4). Different sensitivity tests were carried out, changing the resistivities of the main features of the model; the result was always a large data misfit, with resolution decreasing only in the deepest parts of the model (>25 km).

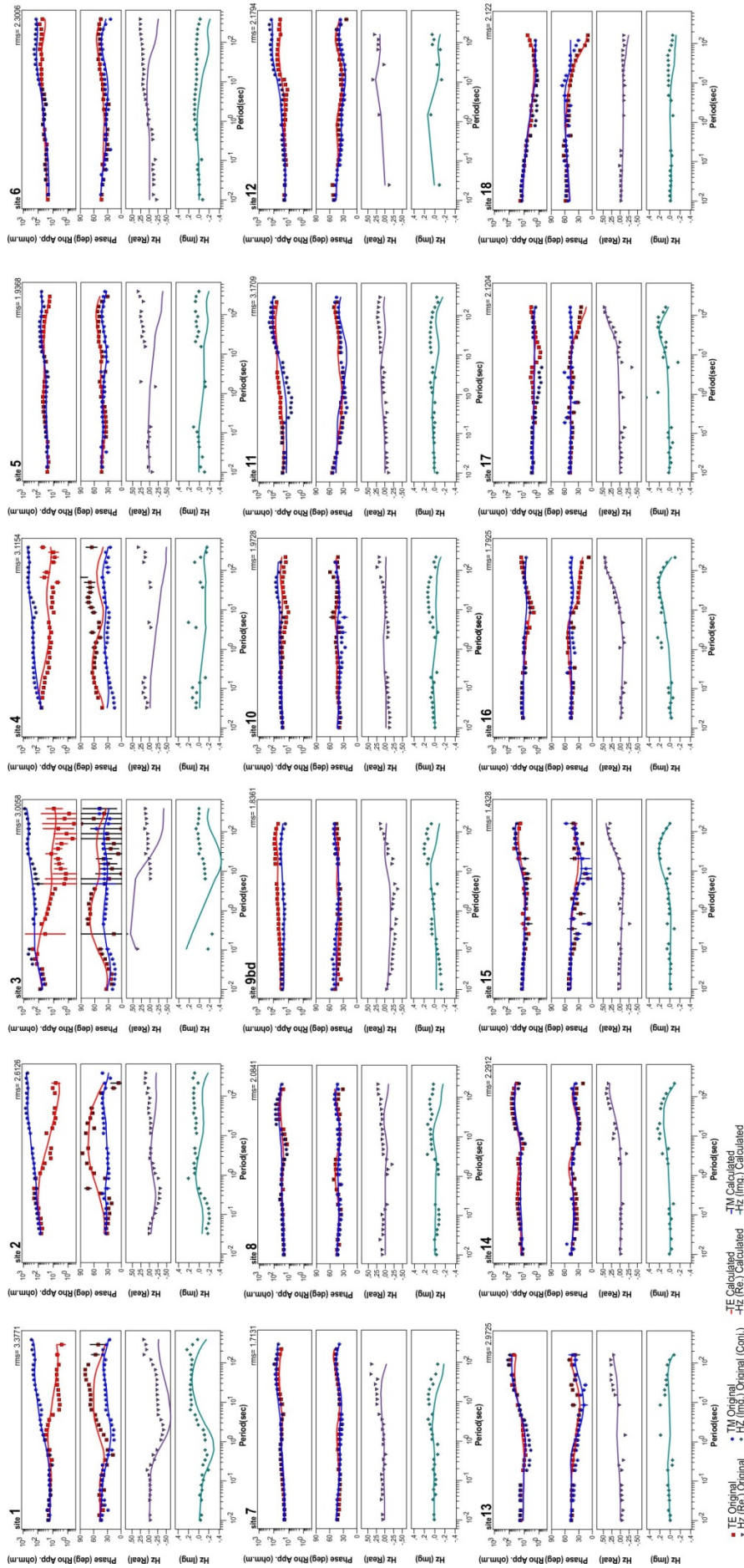


Figure 5-6: Data and model responses of the 2D model of Figure 5-4. Apparent resistivities and phases are rotated to -35° and the geomagnetic transfer functions projected.

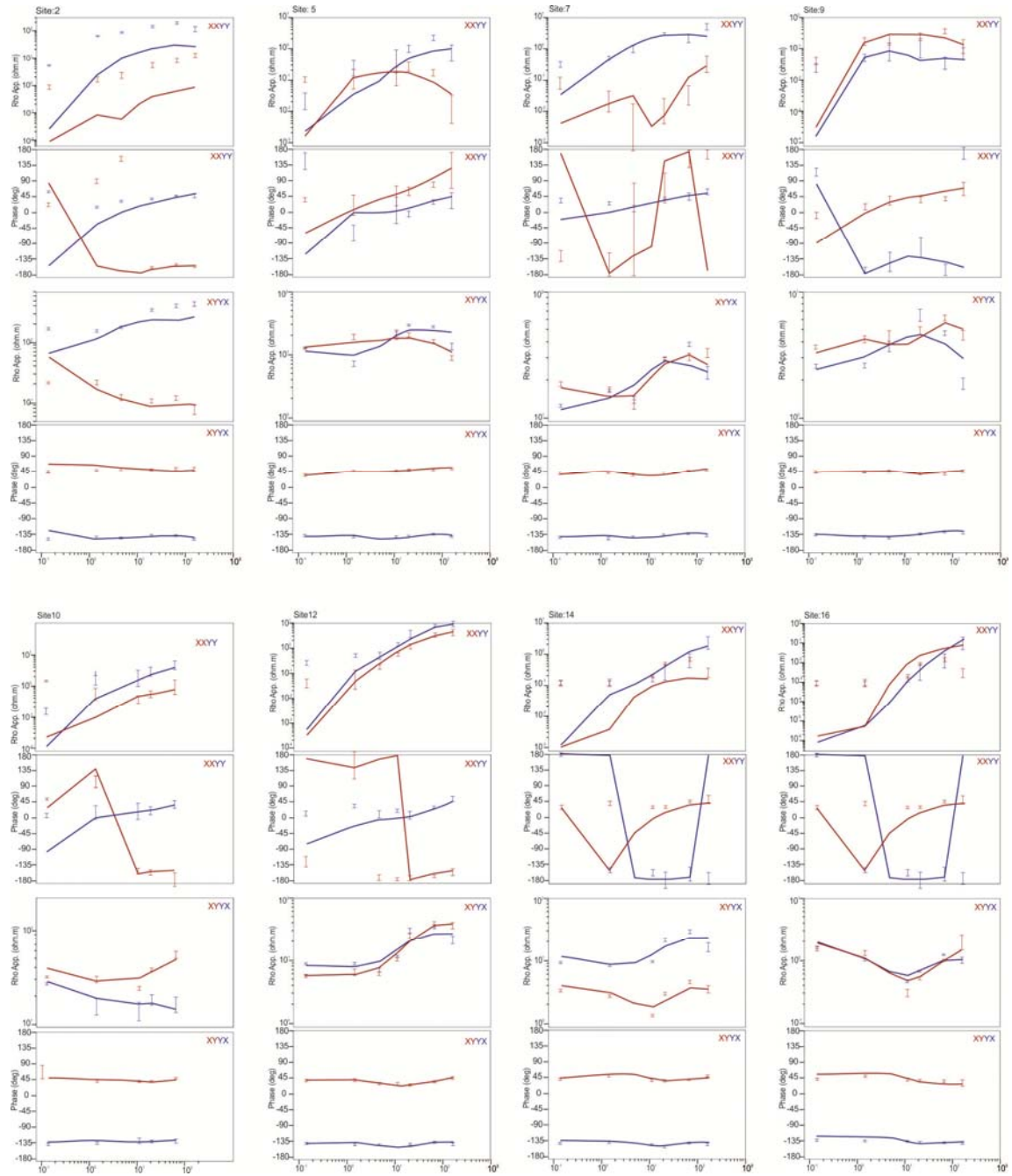


Figure 5-7: Unrotated data and model responses of the 3D inverse model.

5.5. 3D Inversion

A 3D inversion of the impedance tensor was carried out using the WSINV3DMT code [Siripunvaraporn et al., 2005]. The aim was to test the reliability of the 2D approach and search for possible structures along the strike. A selection of 8 sites along the profile was used as input data with 7 periods at each site (from 0.1 to 162 s). The input impedance data were not rotated. The mesh consisted of 45 cells in both x and y horizontal directions and 35 cells in the vertical z direction. Default values ($\tau = 5$ and $\delta = 0.1$) were used for the two parameters of the decorrelation scale controlling the model roughness [Siripunvaraporn et al., 2005]. The starting model was built using the conductivity distribution from the 2D inversion model extended along the strike direction. The average cell size is 3x3 km in the horizontal plane (x, y directions). In the vertical z direction, the cell size increases from 100 m on average for the first layers to 2 km at 10 km depth and so on to more than 100 km where the cell size reaches 20 km. The inversion was prepared for a maximum of 10 iterations and a normalized minimum RMS of 2.73 was obtained in iteration 6. Figure 5-7 shows the data input and model responses for each of the sites used in the 3D inversion. Apparent resistivities and phases are preferred for the figure instead of the impedances that are used in the inversion. Note that diagonal phases are plotted in the quadrant where they appeared. The change of quadrant for different periods is due to the instability (small magnitudes) of the impedance diagonal components. Figure 5-8 shows the final 3D model in terms of 3 vertical cross sections: the central panel corresponds to the central part of the 3D model, just below the sites, the upper panel is 30 km to the west, and the lower panel is 30 km to the east. Figure 5-9 shows a plan view at 15 km depth. As we can see, the central section reproduces quite well the 2D inverse model in figure 5-4. To the SW, the shallow conductors correspond to sequence C1 in fig. 5-4; whereas to the NE, beneath site 2, the 3 conductive columns at shallow crustal depth correlate with conductor C2 in fig. 5-4. The middle-upper crust is highly resistive along the model interrupted by the conductor beneath sites 9 and 10, in agreement with the 2D model in fig. 5-4. The cross sections at both sides of the profile (Fig. 5-8) show slight variations of the resistivity distribution compared with the central section. However, these variations suffice to explain the behaviour of some induction arrows which deviate to the assumed 2D strike direction. Unfortunately, the 3D inversion code used does not include the inversion of the tipper. Forward modeling of the 3D inverse model was carried out by using the

algorithm of Mackie et al. [1993] [Mackie and Booker, 1999]. Figure 5-9 shows the real induction arrows at 10s and 100s. Note that some of the induction arrows now deviate from the direction of the profile. No large conductor to the west of the profile was needed to explain this behaviour. Comparison of the resistivity sections at both sides of the central section (Fig. 5-8) shows that the significant difference is that towards NW (upper panel Fig. 5-8) there is a slight increase in the conductive area together with a generalized but also slight decrease in the resistive zone in the middle-upper crust. This can also be seen in plan view at 15 km depth in figure 5-9.

Thus, the main conductive features of the 2D inverse model remain in the 3D inversion, reinforcing the 2D model (Fig. 5-4). A 3D inversion of only 1 MT profile may yield a large range of conductive structures at a distance from the current profile, and only new data to the west could confirm these slight increases in conductivity.

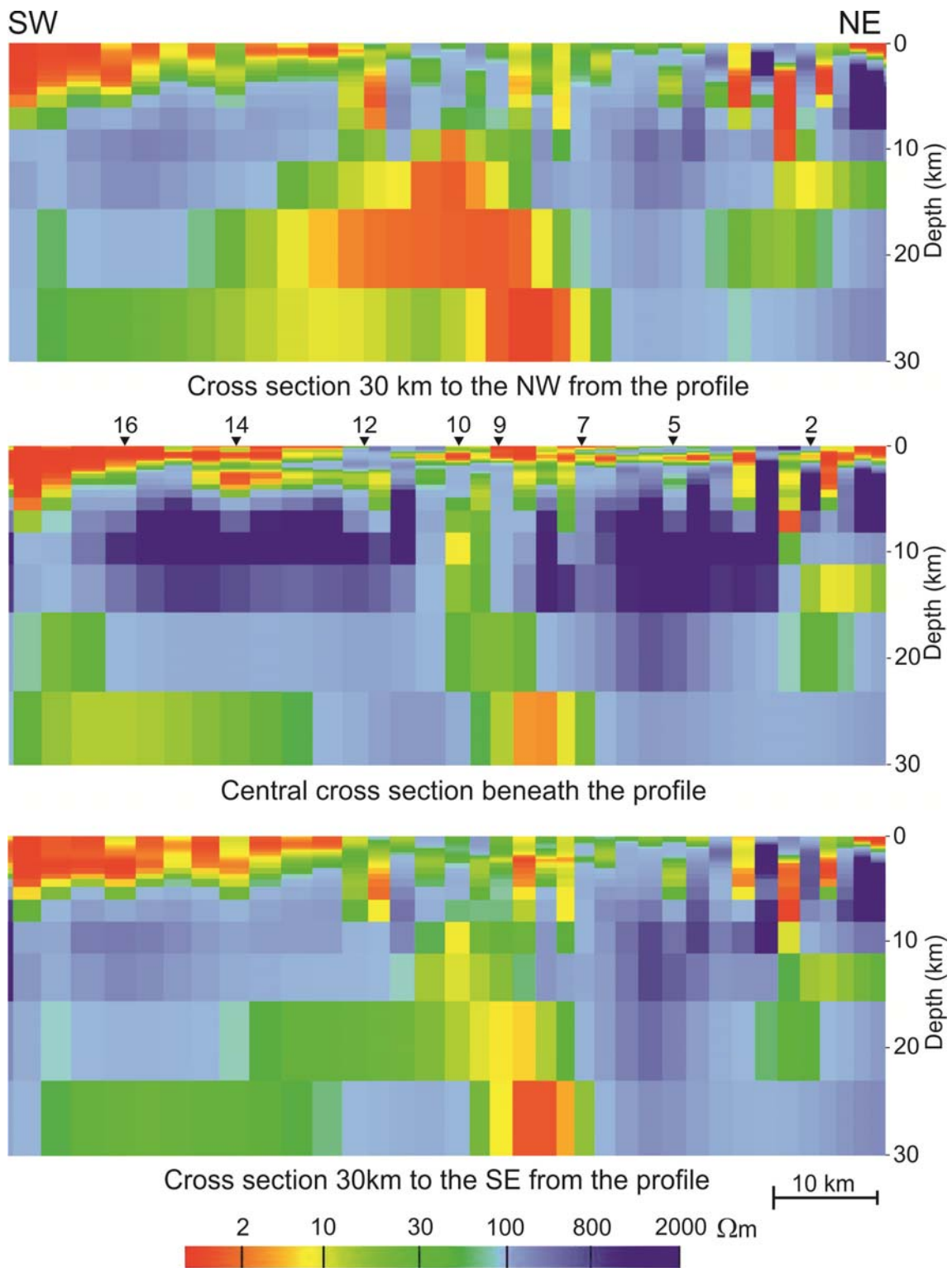


Figure 5-8: Vertical sections of the 3D model. (top) 30 km to the west of the profile. (middle) Beneath the MT profile in the central part of the 3D model. (bottom) 30 km to the east of the profile.

5.6. Discussion

In recent years, different geophysical studies have attempted to constrain the crustal and mantle structure of the Betic- Rif cordillera, located at the westernmost end of the Mediterranean alpine belt. Recent geological and geophysical surveys in the Alboran Sea and Rif cordillera are sparse, however, unlike the Betic cordillera [Galindo-Zaldívar et al., 1997; Pous et al., 1999; Serrano et al., 2003; Martí et al., 2004], mainly because of the harsh topography and scarce roads. The lack of geophysical and geological data in the region impedes determination of the deep structures that would support the proposal of new geological evolution models. In this context, crustal models are inferred from very indirect data such as surface motions [Pérouse et al., 2010]. The two-dimensional resistivity model of the MT data (Fig. 5-4) in agreement with the 3D inversion (Fig. 5-8) shows a good correlation with other geophysical data [Van Den Bosch, 1971, 1981; Hatzfeld and Ben Sari, 1977; Bellot, 1985] confirming that the crustal structure is formed by the overprinting of alpine Rif tectonic units on a deep basement (Fig. 5-10), probably corresponding to the northward continuity of the variscan Moroccan Meseta. These two main domains are separated by a sharp detachment level that becomes shallow toward the SW and reaches approximately 10 km depth at the NE end of the profile. The model suggests a heterogeneous upper crust (Figs. 5-4 and 5-10). The Internal Zones are formed by an outstanding low-resistivity body (C2) whose top lies at 4 km depth, probably corresponding to the nearby outcropping Beni Bousera peridotites (Fig. 5-1), and a highly resistive body (R3) that is interpreted as metamorphic rocks (gneisses). Both C2 and R3 are considered as the NW continuity in depth of the peridotites and gneisses, respectively, which may correspond to elongated discontinuous bodies surrounding the western Gibraltar Arc. They are in agreement with gravity studies [Bellot, 1985] that support the extension of peridotite bodies parallel to the Alboran coast, although the size obtained with MT data is lesser than in gravity studies. To the north, the C3 body corresponds to conductive Alboran Sea water. Southward, the External Zones and the foreland Gharb basin are characterized by low resistivity values (C1, C), corresponding to sedimentary rocks. Their bottom is interpreted as a thrust whose frontal part crops out southwest of Mezelfroun (Figs. 5-1 and 5-10). Moreover, the variable thickness of the highly conductive bodies of the External Zone front and the Gharb basin suggests the

presence of basement highs that may be related to blind frontal thrusts (Figs. 5-4 and 5-10).

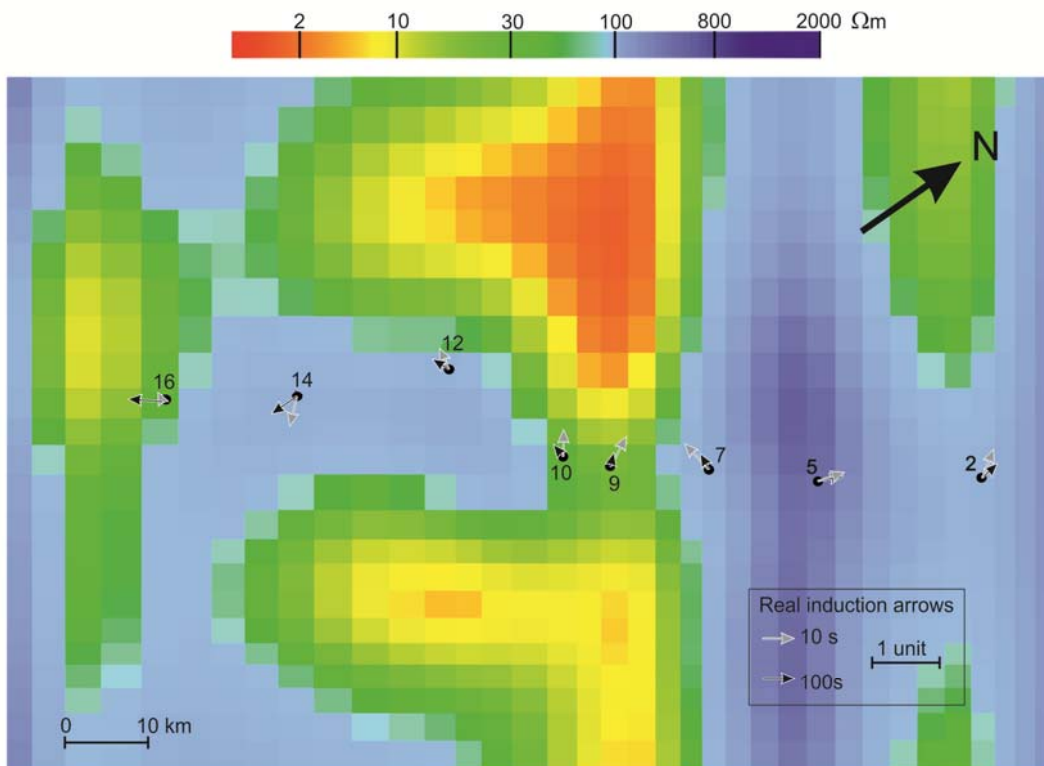


Figure 5-9: Plan view of the 3D model at 15 km depth. Dots are the MT sites used in the 3D inversion and real induction arrows at 10 and 100 s (Parkinson convention) corresponding to the 3D model are shown.

The most relevant feature in depth corresponds to a large high-resistivity body (R1 and R2), located below the frontal part of the Rif and between the Internal and External Zones (Figs. 5-4 and 5-10). Situated in the middle and upper crust, and separated by a more conductive zone (C4), these resistive anomalies are located at a depth roughly below 5 km, having a very wide cross-section and extending over 25-40 km. The bodies feature an irregular upper boundary and extends in depth, although the base is not well constrained. The presence of exotic granitic and gneiss blocks at surface in some tectonic units of the frontal part of the Rif Cordillera [Ben Yaich, 1991] and also in boreholes [Faugères, 1978], along with their resistive character, would suggest that the large body (R1) corresponds to a granitic or gneissic basement surrounded by metapelitic rocks. The resistive body (R2) also agrees with the structure of the

Moroccan Meseta, where kilometer-sized resistive late variscan granite bodies are emplaced in metapelitic host rocks [Michard et al., 2008].

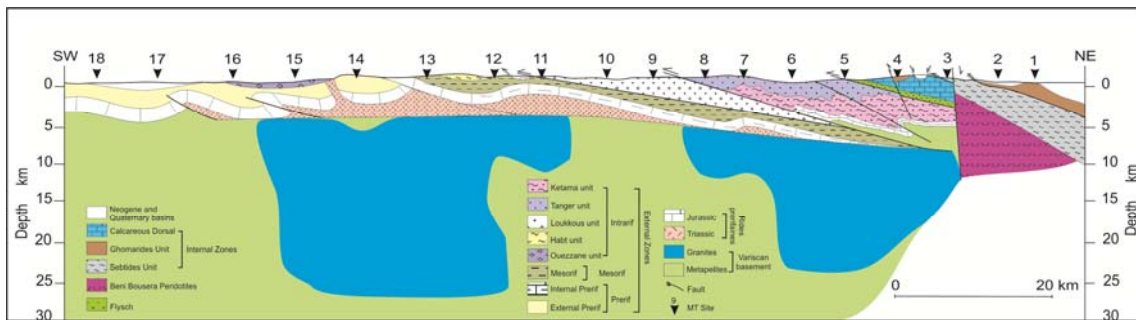


Figure 5-10: Deep section across the western Rif cordillera combining geological and magnetotelluric data.

Conductors in the crust are usually detected in MT studies. The meaning of the conductors depends on the geodynamic conditions of each particular case. In the Rif, an active alpine chain, they are probably related to fluids or the presence of graphite-bearing schist. The point is that conductor C4 beneath sites 9 and 10 is too diffuse from the upper crust to the middle-lower crust. If this conductor appeared more elongated, then fluids along a fault zone would be a plausible explanation, but the conductor beneath site 9 and 10 does not have this usual shape. Another possibility is the presence of a basement including graphite-bearing rocks, as occurs in the SW Iberia [Monteiro-Santos et al., 2002].

The presence of shallow granitic or gneissic bodies below the External Zones and near the major detachment faults (Fig. 5-10) suggests a possible model for emplacement at surface along the External Zones of exotic gneissic and metamorphic blocks. Detachment faults may have cut the top of the variscan basement and mixed the blocks with the low density Triassic cover formed by clays and evaporites that constitutes the base of the alpine tectonic units. Therefore, shearing during frontal accretion and diapiric processes associated with the Triassic rocks may have allowed emplacement up to the surface of the basement metamorphic rocks (Fig. 10, between sites 14 and 15). In the resistivity model (Fig. 5-4), the small conductive body could represent the ascending diapiric structure. Recent GPS observations suggest active southwestward motion of the Rif Cordillera with respect to the Moroccan Meseta, in a trend parallel to the obtained MT profile [Pérouse et al., 2010]. Although this research associated active motion to the presence of a NE-dipping subduction zone that affects

the Rif, our geophysical data do not support such an interpretation, as we do not envisage continuity in deep bodies towards the NE. Southwestward motions may be interpreted as evidence of the activity of the main detachment located below the alpine orogenic wedge [Chalouan et al., 2006; Pedrera et al., 2011], constrained from the magnetotelluric data presented here.

5.7. Conclusions

New magnetotelluric data provide an image of crustal resistivity along a NE-SW transect of the Rif Cordillera and its foreland basin, helping to complete the surface geological observations. These data allow us to determine the major deep structures in this area, despite scarce previous geophysical data, and to constrain the relationship between shallow and deep crustal structures.

The resistivity 2D model (Fig. 5-4) confirmed by the 3D inversion (Fig. 5-8) shows overprinting of the Rif alpine tectonic units on the Moroccan Meseta basement, separated by a major active northeastward dipping crustal detachment with top-to-the-SW kinematics. The Gharb basin features irregular sedimentary infill, most likely related to the presence of blind thrusts associated with frontal Rif deformations. The Internal Rif has greater resistivity heterogeneity than the External Rif, where moderately conductive bodies prevail. One outstanding conductive body in the shallow upper crust near the Alboran Sea is interpreted as the northwestward continuity in depth of the Beni Bousera peridotites. Overlying it is a nearby resistive body corresponding to micaschists and gneisses belonging to the Sebide Complex. The Rif basement is attributed to the variscan Moroccan Meseta, characterized by large resistive bodies, probably corresponding to granites and gneisses, emplaced in a metapelitic host rock.

The exotic metapelitic and gneissic rocks observed in the frontal part of the Rif Cordillera, whose lithology is different from the rocks of the internal Rif units, probably came from the underlying variscan basement. The activity of the basal detachment may have contributed to fracturing the top of the basement, which was mixed with the Triassic evaporites and clays and finally emplaced in the surface.

The southern part of the Gibraltar Arc is a key region for discussion of the geodynamical models proposed in the context of Alboran Sea evolution. The new data on the top-to-the-SW Rif orogenic wedge would support the present-day models based

on subduction developing crustal thrust structures, rather than models based on delamination.

Acknowledgements

The constructive comments of Dr. G. Muñoz, Prof. D. Stanica and Prof. K. Bahr have improved this manuscript. Projects CSD2006-00041, CGL-2008-03474-E/BTE, CGL2010-21048, P09-RNM-5388 and RNM148 are acknowledged.

6. The Nador dipole: one of the main magnetic anomalies of the NE Rif

F. ANAHNAH¹, J. GALINDO-ZALDIVAR¹, O. AZZOUZ², P. RUANO¹, A. CHALOUAN³, A. PEDRERA¹, A. RUIZ-CONSTAN¹ AND N. BOUREGBA²

TRABAJOS DE GEOLOGIA, 2009

The most intense total field magnetic anomaly of the northeastern Rif is an E-W elongated dipole, with more than 320 nT amplitude, centred in Nador and extending from Oued Kert up to Cap de l'eau (96×70 km). This anomaly is related to the Neogene-Quaternary intermediate and basic volcanic rocks, like the Gourougou volcano. The new measured field magnetic anomalies and susceptibilities allow us to study this dipole for the first time, to constrain the shape, distribution, structure and deep extension of the volcanic rocks. This study improves the knowledge of crustal structures related to the southern boundary of the Alboran Sea.

Keywords: volcanism, Neogene-Quaternary basins, magnetic modelling, crustal structure, southern Alboran Sea.

1. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071, Granada, Spain.

2. Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Mohammed premier-Oujda. Morocco.

3. Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université Mohammed V-Agdal, Rabat, Morocco.

6.1. Introduction

The Rif Cordillera (Fig. 6-1) constitutes the southern part of the westernmost Mediterranean Alpine belt, and together with the Betic Cordillera, surrounds the Alboran Sea. The eastern Rif Cordillera is formed by basement rocks of internal and external zones structured up to Early Miocene and postthrusts basins, like the Melilla-Nador and lower Kert, mainly filled in by sediments of Upper Tortonian to Quaternary age (Guillemin and Houzay, 1982) (Fig. 6-1). In addition, the region has undergone a Neogene-Quaternary volcanism that has deposited interlayered beds in sedimentary basins and has formed volcanic cones, the most important one being the Gourougou. This volcano, situated northwestwards of the town of Nador and southwestwards of Melilla, is a stratovolcano consisting primarily of lavas and pyroclastics, including andesites, basalts and trachytes. To the north of Nador and Melilla, the Trois Fourches Cap is formed essentially by trachytes and andesites. In addition, the volcanism extends eastwards to the Alboran Sea, and the Chafarinas Islands, formed also by interlayered beds of intermediate volcanic rocks in Mio- Pliocene sediments (Pineda-Velasco and Barrera- Morate, 2004). Volcanic buildings in the region are located near the coastline, at the boundary between the thick continental crust of the Rif Cordillera and the thin continental crust of the Alboran Sea.

Several researches have been carried out to constrain the crustal structure of the Alboran Sea from magnetic anomaly data (Galdeano and Rossignol, 1977; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1998). In the Rif Cordillera, the only previous available magnetic anomaly data correspond to the Aeromagnetic Map of Morocco (African Magnetic Mapping Project and Etudes Aeromagnetique) recorded during 1969 and 1970. Magnetic anomalies have been considered for qualitative interpretation the extension of peridotite bodies in the western Rif (Bellot, 1985) and the Beni Malek (Michard *et al.*, 1992; El Azzab *et al.*, 1997) located in the central Rif. However, up to date, the main magnetic anomaly located in the eastern Rif has not been analysed.

This study aims mainly to interpret the origin of magnetic anomalies in the area in order to determine the extension of volcanism. New magnetic measurements and susceptibility data acquired in the region allow discussing the relationships between field and aeromagnetic anomalies, and the Gourougou massif and Trois Fourches Cap volcanism. The development of a 2D model constrains the geometry of the volcanic

bodies. This analysis allows understanding the structure and the lateral extension of the Gourougou volcanism in the frame of the southern border of the Alboran Sea.

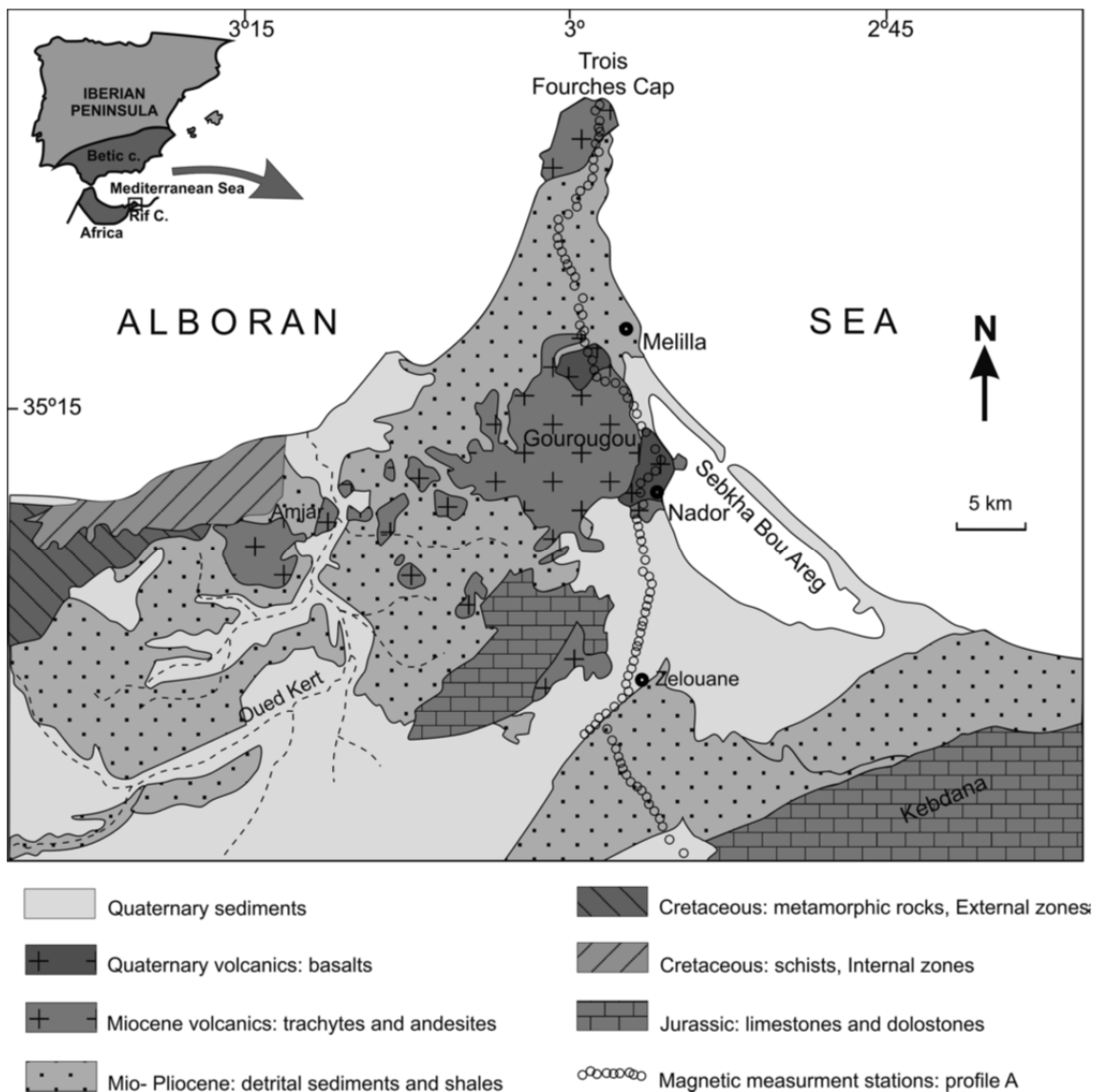


Figure 6-1: Geological map of the study area in the frame of the western Mediterranean. Field magnetic measurement stations and the principal volcanoes are indicated.

6.2. Methodology

The study of magnetic anomalies allows determining the geometry of the rock bodies with high contrast in magnetic susceptibility or magnetic remanent magnetism with respect to the host rocks. Northern Morocco is covered by an aeromagnetic map (African Magnetic Mapping Project and Etudes Aeromagnetique) measured during 1969-1970 by the Compagnie Générale de Géophysique, with lines oriented N16°E, spaced 3 km on land areas and 6 km in marine areas and a flight height of 2600 m.

Control lines have N106°E orientation and a spacing of 5 km. Location of measurements was made using vertical photographs. This map has a final scale of 1:500 000 and provides evidences on the regional magnetic anomalies in the Rif and extends up to the southern boundary of the Alboran Sea.

In order to study on land the features of the main aeromagnetic anomalies, new total field magnetic intensity measurements have been acquired with a proton precision GSM9 magnetometer with 1 nT precision. The position at each station was given by a GPS Garmin e-Trex with 5 m accuracy. The altitude is obtained using a barometric altimeter with 0.5 m precision. The distance between measurement stations is around 500 m. The magnetic anomalies have been determined after the correction of diurnal variations, taking into account the ROA (San Fernando, Cadiz, Spain) permanent observatory (www.intermagnet.org), and the IGRF 2005 (IAGA, 2005).

We have measured the magnetic susceptibility in the volcanic rocks in 16 stations in the area with an Exploranium Kappameter KT-9. Due to the high variability in susceptibilities, the value assigned to each station is the average of 10 data. Measurements were organized along a profile perpendicular to the magnetic anomaly. A magnetic model was developed with the Gravmag V.1.7 software (Pedley *et al.*, 1993). We have considered a total intensity magnetic field of 42700 nT, declination of -1°, and inclination of 49°, obtained from the IGRF 2005 (IAGA, 2005) model.

6.3. Magnetic anomalies and model

The aeromagnetic maps of scales 1:2500 000 and 1:500 000 (Service Géologique du Maroc, unpublished data) show a very strong E-W elongated magnetic dipole in the coastline area (Fig. 6-2), intersecting the Trois Fourches Cap region, approximately 96 km long from east to west, and 70 km wide from south to north. The maximum is located to the south and the minimum to the north, and the amplitude of the aeromagnetic anomaly reaches up to 320 nT. Field measurements of total field magnetic intensities along a N-S oriented profile confirms the presence of this regional magnetic anomaly dipole in addition to other local anomalies. The intensities of the anomalies obtained from field measurements are higher than the aeromagnetic ones (Fig. 6-3). Maximum values of the regional dipole are higher than 200 nT and minimum values reach up to -400 nT. In addition, local anomalies of up to 450 nT and -550 nT are

recognized in field data, that probably correspond to shallow anomalous bodies not evidenced by aeromagnetic data.

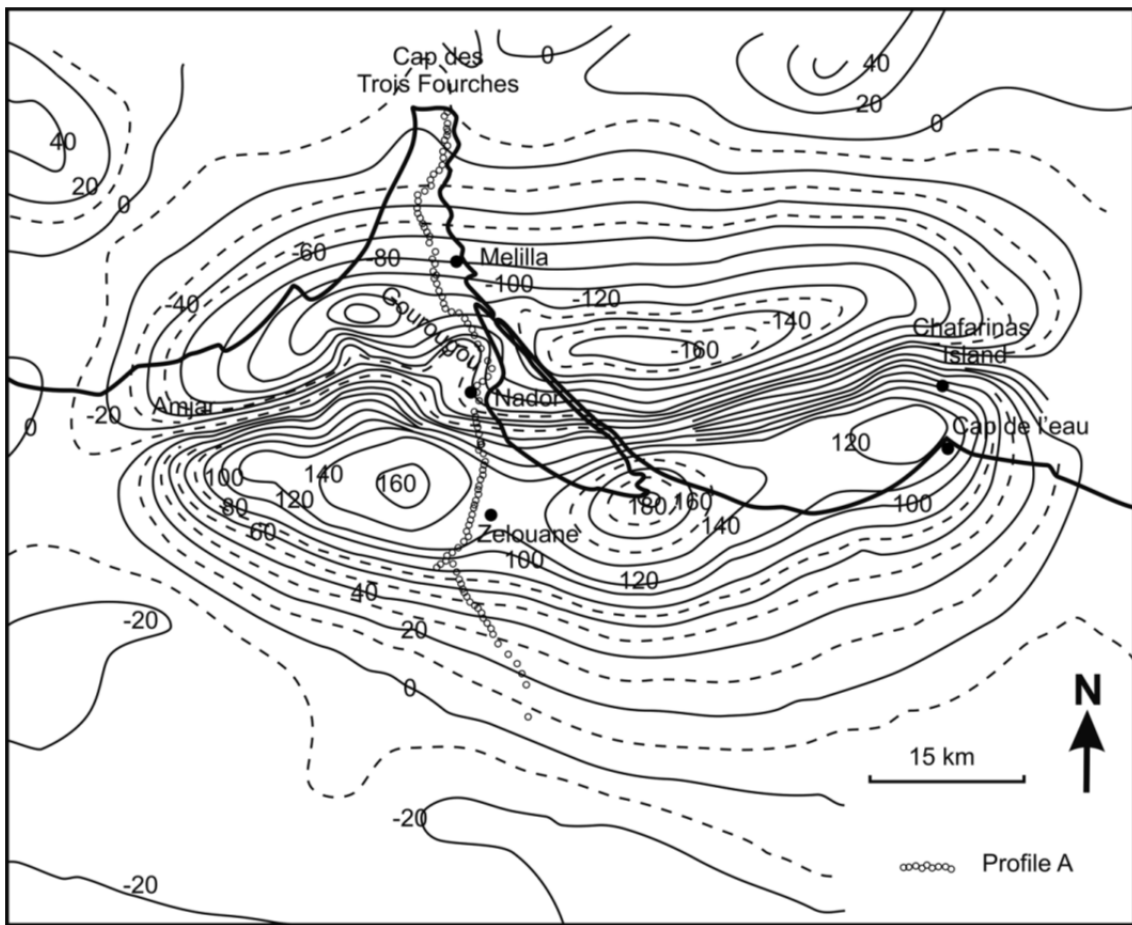


Figure 6-2: Aeromagnetic map of the studied area (nT) extracted from the Aeromagnetic Map of Morocco (1:500 000) indicating the field magnetic measurement stations and the main towns.

The polarities in this E-W elongated dipole suggest that it is produced either by contrast in magnetic susceptibility or a magnetic remanent magnetism parallel to the induced magnetisation. In the area, there are outcrops of intermediate and basic Neogene-Quaternary volcanic rocks, well exposed in the Gourougou and Trois Fourches cap area (Fig. 6-1) that may be related to the observed anomalies. Magnetic susceptibilities have been measured mainly in intermediate rocks of the Trois Fourches Cap and Gourougou areas (Table 1). Near Trois Fourches Cap, the obtained average is 0.0057 (SI), and in Gourougou massif is 0.01 (SI). Unfortunately, we have only measured the susceptibility of andesites and trachytes, because the Quaternary basalts are very scarcely exposed in the region. We have chosen a value of 0.1 (SI) for basalts magnetic susceptibility, which is in the range indicated by Telford *et al.* (1990).

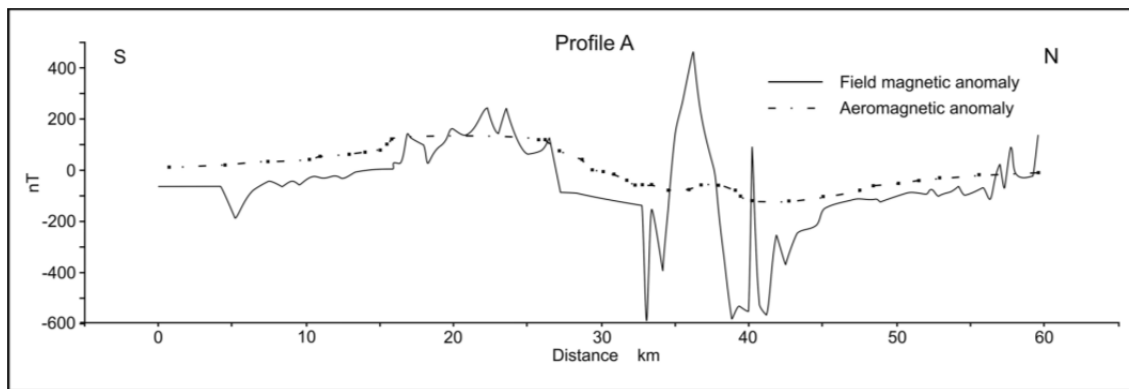


Figure 6-3: Comparison of field magnetic anomalies and the aeromagnetic anomaly. Location of profiles in figures 1 and 2.

A 2D magnetic model has been developed considering the field data, extending from the south near Zelouane and far to the north up to the Trois Fourches Cap, crossing the whole aeromagnetic dipole (Profile A, Figs. 6-1, 6-2, 6-3 and 6-4). It has a N352°E trend, a first maximum of +200 nT followed by a complex minimum with high values corresponding to the Gourougou volcano. After a sector with low intensity anomalies, several anomalies up to 100-200 nT are observed in the northern end corresponding to the cap.

Stations	Latitude (UTM)	Longitude (UTM)	Range $\times 10^3$ (SI)	Average $\times 10^3$ (SI)
1	3921.572	503.234	2 – 7	5.72
2	3921.161	502.928	0.9 – 0.25	0.31
3	3919.950	503.161	0.4 – 1.25	0.89
4	3918.826	502.953	7 – 9.6	8.55
5	3917.706	502.778	0.15 – 0.23	0.19
6	3916.386	502.716	0.14 – 0.31	0.21
7	3915.869	502.414	0.08 – 0.26	0.18
8	3915.481	501.864	0.08 – 0.28	0.13
9	3905.604	502.137	2 – 13	9.15
10	3903.502	502.722	3 – 19	9.81
11	3902.823	502.850	4 – 6	5.32
12	3902.339	503.019	6 – 9	8.03
13	3901.903	504.354	7 – 18	13.2
14	3898.424	506.504	2 – 14	9.12
15	3897.226	507.165	7 – 12	9.33
16	3895.219	506.672	7 – 16	11.1

Table 6-1: Magnetic susceptibility values obtained in intermediate rocks of Gourougou and Trois Fourches Cap regions.

The magnetic model indicates that the main anomaly may be produced by a high susceptibility body, probably corresponding to basalts, of up to 0.5 km of thickness located south of Nador. The Gourougou volcano, mainly formed by intermediate rocks, produced high magnetic anomalies in field measurements but very smooth aeromagnetic anomalies, probably due to its shallow position and lower susceptibility values. The volcanic cone roots may reach up to 0.5 km and may be composed by mixed basic and intermediate igneous rocks. The volcanic rocks are thinner to the north, and only in the northern extremity of the Cap are recognized intermediate volcanic rocks, probably bounded southwards by the major sinistral Nekor fault (Asebrey *et al.*, 1993) (Fig. 6-1).

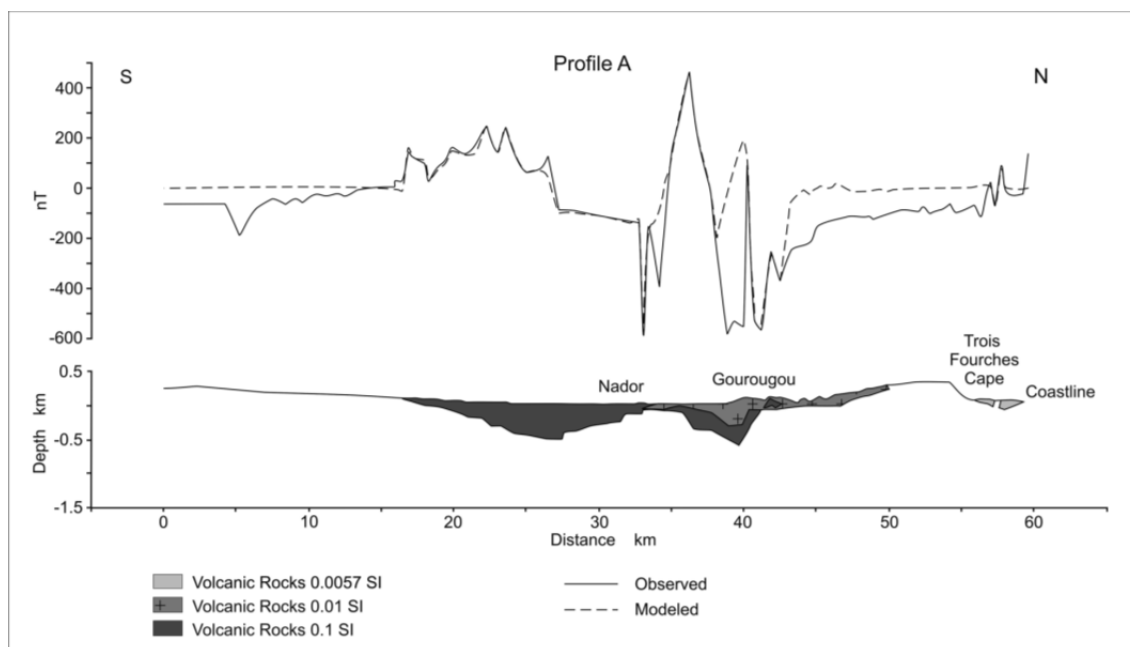


Figure 6-4: 2D total field magnetic anomaly models from ground data. Location of profiles in figures 1 and 2.

6.4. Discussion and conclusions

Neogene-Quaternary volcanism is well developed during the recent evolution of the Alboran Sea and surrounding regions, both in eastern Betic and Rif Cordillera. Although many of the researches are focused on petrological aspects (Hernández and Bellón, 1985), up to now there are scarce studies that aim to determine the geometry of these volcanic bodies. The analysis of magnetic anomalies has proved to constitute a

good method to study the nature, lateral and depth extension of intermediate and basic rocks bodies.

The field geological and geophysical studies confirm that these magnetic anomalies are related to the volcanic rocks of the region, mainly to the poorly outcropping basic rocks. The high relief cones, like the Gourougou volcano, are mainly formed by intermediate rocks that produce small aeromagnetic anomalies, but high intensity ground field anomalies. Both volcanic cones and basic rocks are rooted at least up to 0.5 km depth in the crust. The available data do not allow determining the geometry of the infill channels coming from the deep crust.

The aeromagnetic data support that the volcanism was fissural, along an E-W fracture zone of up to 90 km length that extends to the east seawards, and is roughly parallel to the regional E-W elongated southern boundary of the Alboran Sea. This fracture zone may have represented a weakness area, profited by the magma extrusion, developed parallel to the sharp change in crustal thickness from the northern thick continental crust of the African border to the thin continental crust of the Alboran Sea. Neogene volcanism was also affected by the main faults of the region. The extremity of the Cap des Trois Fourches is formed by an intermediate body that is cut and isolated from the other bodies by the sinistral Nekor fault (Asebrey *et al.*, 1993).

Acknowledgements

The comments by Dr. J. Poblet and another anonymous reviewer have improved the quality of this manuscript. Aeromagnetic map paper copy was provided by the Service Géologique du Maroc. This work has been supported by Agencia Española de Cooperación Internacional (AECI), Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación (MAEC), Junta de Andalucía and the projects: CSD-00041 and CGL2006-06001.

7. Neogene-Quaternary basin geometry in the littoral eastern Rif and its foreland (Morocco) by gravity and magnetic data

F. Anahnah¹, J. Galindo-Zaldivar^{1,2}, P. Ruano¹, O. Azzouz³, A. Chaclouan⁴

Submitted for publication

The Rif and Betic cordilleras constitute an alpine belt formed by the interaction of African and Eurasian plates in the Western Mediterranean, surrounding the large Alboran Sea basin. Several onshore Neogene-Quaternary basins infilled by sedimentary and volcanic rocks were developed in the eastern Rif (Nekor, Boudinar) and its foreland (Kert, Triffa). New gravity and magnetic data have been acquired on selected transects of these basins in order to determine the geometry of the sedimentary infill, that may reach more than 1.5 km thickness, and the location of the main volcanic bodies. Moreover, some sharp basin boundaries suggest the presence of large faults related to the basin development. In the Rif, these faults have roughly N-S to NE-SW orientations and show a southwards progressive decrease in slip and therefore in the sedimentary infill. They favored the basin connection with the Alboran Sea, in contrast to the foreland basins, where are characterized by E-W elongated structures with remarkable basement highs. The highs identified parallel to the coast line in Triffa basin contribute to its separation from the Alboran Sea. The presence of magnetic anomalies is related to the Neogene-Quaternary intermediate to basic volcanism that is observed in most of the basins. Lava flows produced layered or lenticular bodies that may reach up to several hundred of meters in thickness. The development of the basins has occur in a changing stress field and the deformation scenario is characterized by extension parallel to the coast line in the Alpine Rif cordillera and roughly orthogonal to the coast in the foreland. In this setting fault activity favored the crustal weakness that contributes to the the volcanic activity.

Key Words: Bouguer Anomaly, magnetic anomaly, sedimentary basin infill, volcanism, Alpine Rif cordillera.

1. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071, Granada, Spain.
2. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra CSIC-UGR. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada, Spain.
3. Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Mohammed premier-Oujda. Morocco.
4. Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université Mohammed V-Agdal, Rabat, Morocco.

7.1. Introduction

The analysis of the sedimentary basin structures is a suitable method to reveal the recent tectonic deformations. Both active folds and faults affect the basements and determine the location of the depressed areas where sedimentary basins develop. Basins associated to faults are sometimes symmetrical, but the presence of major faults may develop semigrabens with asymmetric wedge shaped infill (Leeder and Gawthorpe, 1987). Moreover, recent sedimentary basins with high deposition rates may cover faults that, in some cases, have relevance due to the related seismic hazard and do not allow to identify their distribution and features (Chen et al., 2010).

Gravity methods are very suitable to analyze the basin geometry (e.g., in Tarim Basin, Lyon-Caen and Molnar, 1984; in Granada Basin, Morales et al., 1990; in Sydney Basin, Danis et al., 2011; in Omo basin, Mammo, 2012, among others). In general, metamorphic and igneous basements have higher densities than the sedimentary basin infill. Then, basins are associated to residual gravity minima that highlight the geometry of the basins and allow to determine the variability in infill thickness and the depth to the basement. The analysis of these data contributes to locate faults that even if they have not surface expression, produce sharp changes in the basement depth and basin infill thickness. Furthermore, magnetic anomalies are mainly related to the presence of ore bodies or to basic igneous rocks (Deeba et al., 2009; Kadima et al., 2011) and have been also considered in order to complete the image of the crustal structure. In basins developed on basic rocks, the presence of the anomalies may reveal the igneous nature of the basement or interlayered lava flows. The combined modeling of magnetic and gravity anomalies allow to characterize the geometry of both basic and intermediate rocks and the position of the main faults, improving the knowledge on basin geometry and its development.

The Betic and Rif cordilleras separated by the Alboran Sea are located in the western Mediterranean and developed by the interaction of the Eurasian and African plates (Fig. 7-1). In the eastern Rif, several Neogene-Quaternary basins are formed on the alpine and foreland basements nearby the coast line which make this area a suitable region for the study of late sedimentary basins. Most of these basins are fault bounded, but due to its flat or smooth topography and lack of detailed geophysical data, the location of covered and blind faults has not been established till now. The area is

affected by active faults, some of them with high seismic hazards. The February 24, 2004 Alhoceima Earthquake (M= 6.4) occurred in this region and was one of the recent highest magnitude earthquakes of the westernmost Mediterranean (Galindo-Zaldívar et al., 2009). This region allows to analyze the different behavior of the basin developed in the Alpine Rif Cordillera and its foreland. Moreover, the region has undergone a volcanic activity since the Neogene (Ait Brahim and Chotin, 1990) simultaneous to basin development.

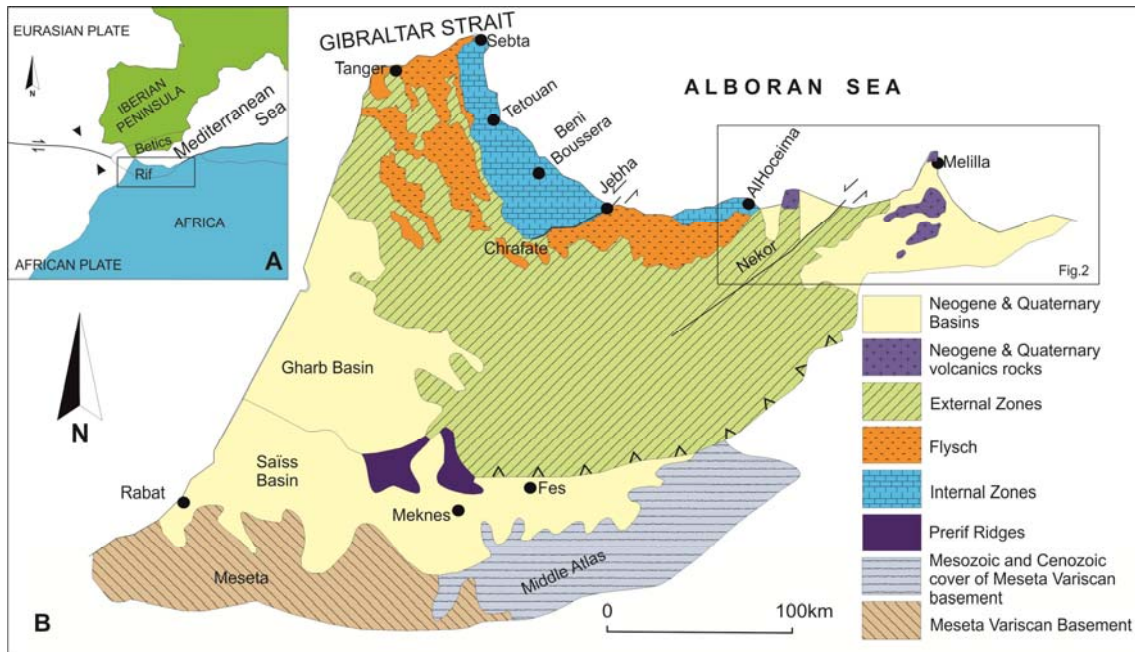


Figure 7-1: Geological setting of the eastern Rif and its foreland. A) The Rif in the Eurasian-African plate boundary. B) Geological sketch of the Rif cordillera.

The aim of this research is to characterize the geometry of the sedimentary infill and the shape of the main volcanic bodies in the main Neogene-Quaternary basins of eastern Rif and its foreland by the analysis of gravity and magnetic anomalies. These data improve the location of main faults and allows to discuss the change in behavior of the recent tectonics from the Rif cordillera and its foreland.

7.2. Geological setting

The westernmost segment of the Alpine Mediterranean orogen is located between the Iberian and African variscan basements and has undergone compressive and extensional deformations since Late Cretaceous developing the Betic cordillera to the North and the Rif cordillera to the South (Fig. 7-1). Both cordilleras surround the Alboran Sea, which constituted a large Neogene-Quaternary basin floored by thinned continental crust.

The Rif cordillera is located in northern Morocco and extended to the southwest up to the Gharb and to the south up to the Saïss foreland basins. It continues more than 500 km eastwards from the Gibraltar Strait, with an arched structure formed by three different zones: the Internal, the Flysch, and the External zones (Durand Delga et al., 1962; Andrieux, 1971; Kornprobst, 1974 and Frizon de la Motte, 1985).

The Rif Internal Zones constitute a continuous band along the coast from Sebta, interrupted by the Jebha fault, and reappearing again near Al-Hoceima. They corresponds to partially metamorphosed Paleozoic to early Miocene allochthonous units that are grouped from bottom to top in: Sebtides, Ghomarides, Dorsal and Predorsal separated by detachments. Sebtides are formed by metapelites and marbles and locally include mantle peridotites. The Ghomarides are also essentially composed by low grade metapelites (Chalouan, 1986; Azzouz, 1992). The Dorsal and Predorsal units, surround the previous units, are mainly constituted by Jurassic to Lower Miocene carbonate units and are considered as the partial cover of the Ghomarides. The Flysch nappes correspond to detritic units accumulated along a swell between the Internal and External zones, at least since the Cretaceous (Frizon de la Motte, 1985) and up to the Late Oligocene (Wildi, 1983).

The External Zone corresponds to carbonate and pelitic sediments, essentially marls and limestones, that were deposited on the continental platform of the northern margin of the African continent (Andrieux, 1971). They are structured in three units, from North to South and top to bottom: the Intrarif (Ketama Unit), Mesorif (Temsamane Unit) and Prerif (Suter, 1980). The base of the Intrarif unit, which form the more prominent relieves of the cordillera, is composed of a thick series of sandstone and pelites that had undergone low grade Cretaceous metamorphism (Azdimousa et al.,

1998). The top of the sequence is formed by a series of marl and sandstones. The Mesorif unit is dominated by Mesozoic and Cenozoic pelitic and carbonate sediments (Frizon de Lamotte, 1982; Leblanc, 1988 and Azdimousa, 1998). In the eastern cordillera, the External Zone show low grade metamorphism that occurred during the Oligocene (Frizon de Lamotte, 1982). The Prerif constitutes the more widespread unit, with generally low relief, formed by a thick Miocene series of olistostromic marls, including Jurassic and Cretaceous limestone olistoliths. The Senhaja and Aknoul units correspond to late gravitationally emplaced thrust sheet in the central and eastern Rif (Leblanc, 1979).

The Rif foreland is formed by the Gareb, Kedadana and Beni Snassen massifs with Atlasic affinities. They represent a Mesozoic cover formed by Jurassic and Cretaceous carbonate series that locally are affected by low grade metamorphism. Moreover, in the Beni Snassen massif outcrop the Paleozoic basement formed by metamorphic rocks and granites and includes Triassic basaltic rocks (El Hammichi et al., 2006).

Major left-lateral crustal transfer faults developed during the southwestwards Miocene emplacement of the tectonic units of the Rif (Fig. 7-1). The ENE trending Jebha fault is located in the central part of the Rif and separated the Internal Zone from the Flysch, while in the eastern cordillera the External Zone is affected by the NE-SW Nekor fault (Leblanc and Olivier, 1984). Although this fault is one of the most important discontinuities of the cordillera, it is at present inactive (Galindo-Zaldivar et al., 2009). Moreover, other normal active faults can be identified at the surface in the Al-Hoceima region, including a prominent set with normal component and roughly N-S orientated faults (Fig. 7-2).

Several basins are identified along the littoral area: Nekor, Boudinar, Kert and Triffa. The Nekor basin is bounded to the west by NNW-SSE normal dextral en echelon faults, that separated the sedimentary infill from the Bokoya Massif formed by Dorsal units. The eastern limit of the Nekor basin corresponds to the NNE-SSW left handed-normal fault of Trougout, which separates the basin from the Ras Tarf volcanic massif (Fig. 7-2). In the western border of the Boudinar basin is located the NNW-SSE normal dextral Boudinar fault. Furthermore, in the zone can be identified a number of minor faults with variable orientations and vertical displacements.

Kert Basin is an irregular shaped basin located on the boundary with the Rif front (Fig. 7-2). This basin is filled by marine to continental Miocene to Quaternary deposits, with marls, intercalated clastic rocks and limestones with lacustrine and/or palustrine facies. Kert Basin starts its development during a Tortonian NW-SE extensional phase (Guillemin, 1976; Morel 1989). Although extension continues during the Messinian, in the Late Messinian, an E-W to ESE-WNW compression occurred (Morel, 1989). Finally, the Pliocene-Quaternary sediments lie unconformable on previous sedimentary units.

Triffa Basin is formed by alluvial sediments of the Late Pleistocene to Holocene and correspond to a large E-W elongated structure that has been interpreted as a synform (El Hammichi et al., 2006). The relative changes in depth of the basin basement and possible faults have been identified from very regional gravity anomaly maps in previous researches (Houcyne, 2004, 2006; Vanie, 2005), but do not include models to quantify the variability of sedimentary infill and basement tectonic structures. Southwards of the basin crop out the basement, including Mesozoic units with basic volcanic and subvolcanic rocks.

The region wide is affected by Neogene-Quaternary volcanism including the edifices of Ras Tarf, Trois Fourches, Gourougou and Chafarinas that interacts with the sedimentary infill of the basins (Ennadifi, 1974; Hillaly and Houzay, 1976; Leblanc, 1979; Hernandez, 1983). The Ras Tarf massif separates the Nekor and Boudinar basins and is formed by lava flows since the Middle Miocene (Houzay, 1975) or since the Tortonian (Hernandez, 1983). The Trois Fourches, located north of Kert Basin, is formed by rhyolite and dacite lavas dated in 9.6 Ma (Bellon, 1976). The Gourougou edifice, located in the Kert Basin, is the most recent and includes several volcanoes from Tortonian up to Quaternary age (Hernandez, 1983). It may be in continuity to the east with the Chafarinas and Saidia volcanism.

7.3. Previous geophysical data

The deep structure of the Rif cordillera is rather poorly known due to lack of accurate geophysical data. Seismic refraction and regional gravity researches only contribute to determine the variability of the continental crustal thickness. The deep

seismic refraction profiles (Hatzfeld and Ben Sari, 1977) suggest a poorly marked orogenic root beneath Central Rif that does not exceed 35 km, close to a sharp Moho rise toward the Alboran Basin, with crustal thickness around 15-20 km. The 1:500.000 Bouguer anomaly map (2.67 g/cm³ reference density) (Oujda and Rabat sheets, Van Den Bosch, 1971, 1981) also support this regional crustal thickness variability. While the thick continental crust area, located in the central part of the Rif, is characterized by Bouguer anomalies reaching up to -150 mGal, the anomaly increases towards thinner crustal areas, located to the foreland basins and towards the Alboran Basin, characterized by positive anomaly values.

7.4. Methodology

Field gravity and magnetic observations have been done simultaneously along profiles that are obtained roughly orthogonal to the main structures surrounding the sedimentary basins. Moreover, additional data in between the profiles allows to correlate them and to determine anomaly maps. The gravity and magnetic anomalies have been 2D modeled simultaneously with GRAVMAG V.1.7 software (Pedley et al., 1993), taking into account the geological field data.

A Garmin GPS navigator with accuracy of 5 meters including barometric altimeter of 1 m precision has been used to locate the measure stations. Altimetry was corrected by the continuous reading of a Silva barograph installed in the base station.

7.4.1. Gravity

The gravimetric data were acquired with two gravimeters. We used a Worden gravimeter Master model with a 0.01 mGal maximum precision to carry out the data along the profiles A1, A2, B1 and B3. Other measures were acquired by a Scintrex Autograv gravimeter CG-5 model with 0.001 mGal precision. Bouguer Anomaly was determined considering a 2.67 g/cm³ reference density and includes topographic correction considering the NASA SRTM 90m DEM (<ftp://e0mss21u.ecs.nasa.gov/srtm>). Gravity measurements have been referred to Granada (Spain) IGN absolute gravimetric base station. Regional anomaly has been calculated by interpolation and smoothing of basement Bouguer anomaly data and allows to determine the residual gravity anomalies mainly related to the sedimentary basin infill.

7.4.2. Magnetism

The total magnetic field intensities were measured by a GSM 8 proton precession magnetometer with an accuracy of 1nT. The magnetic anomaly has been calculated using the value of the IGRF 2005 (IAGA, 2005) and for diurnal variations, the continuous magnetic field recording by the Royal Institute and Observatory of the Navy (ROA) in San Fernando (Cádiz, Spain) has been taking into account. The magnetic susceptibility of volcanic rocks that outcrops in the study area has been determined in field by a susceptometer EXPLORANIUM Kappameter KT-9.

7.5. Gravity and Magnetic Data

New Bouguer gravity and magnetic anomalies acquired in the field have been grouped in three areas corresponding to the main Neogene basins of the region (Fig. 7-2 and 7-3). We will present first gravity maps determined from new gravity data (Fig. 7-3). Magnetic anomaly data have very high variability, only have been analyzed along measurement profiles and are presented together with gravity and magnetic models (Figs 7-4, 7-5, 7-6, 7-7 and 7-8).

7.5.1. Gravity maps

The Bouguer anomaly map values (Fig. 7-3) are comparable to those determined in the 1:500,000 scale map of Morocco (Van Den Bosch 1971, 1981). The Bouguer anomaly maps show values between -24 and 45 mGal, with an irregular increase to the north. However, the values range is different in each sector. While in Nekor Basin the Bouguer anomaly is positive and ranges between 0 and 30 mGal, with maxima in the northern sector corresponding to the coast line, in Kert Basin values are comprised between -5 mGal and 45 mGal and in Triffa basin between -24 and 16 mGal. Then, along the coastal region, regionally values increases westwards, from Triffa Basin to Nekor Basin. Anyway, in Nekor basin regional maxima are located northeastwards, nearby the Ras Tarf volcanic area.

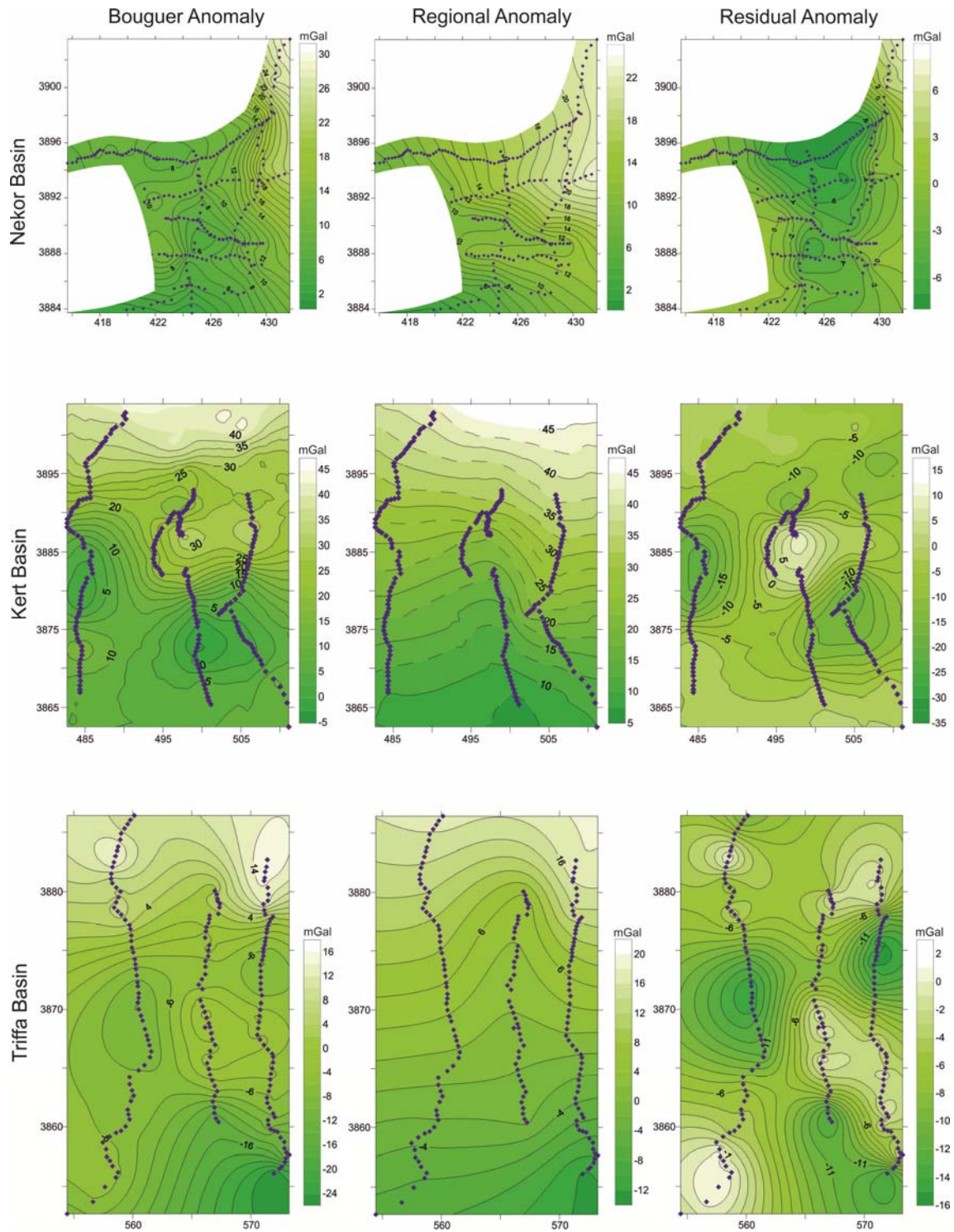


Figure 7-3: Maps of gravity anomalies of main littoral basins. Latitude and longitudes are in km UTM coordinates (zone 30S, datum Merchich). Different scales are used in each map in order to highlight the anomaly features. Profile distribution in Boudinar Basin do not allows to calculate suitable anomaly maps.

Residual anomalies have been determined with the aim to underline the effect of sedimentary basins. In the Nekor Basin, minima correspond to the triangular sedimentary basin, and reach up to -8 mGal in the northern part nearby the coast. In Kert basin, three minima that reach -17, -16 and -11 mGal surrounded by a central maxima of up to 6 mGal that corresponds to a basement outcrop (Beni Bou Ifrou). In Triffa Basin, several minima are recognized reaching up to -14, -15 and -11 mGals. It is necessary to underline the presence of a roughly E-W elongated sector of relatively maxima nearby and parallel to the coast line, reaching up to -1 mGal. Moreover, an elongated NW-SE maximum is recognized in the southeast of study area and a rounded maximum in the southwest reaching 0 mGal.

7.5.2. Magnetic data and gravity and magnetic 2D models

Total field magnetic anomaly profiles show the presence of magnetic anomalies that are related to the intermediate to basic volcanic rocks outcropping in the area. Field measurement shows a very high variation in susceptibilities values, ranging from 29 to 0.01 SI (x 10³), with a mean value of 0.03 SI (x 10³). Values of total field magnetic anomalies are also variable (Figs. 7-4 to 7-8). They range between -60nT and 180nT in Nekor Basin and between -400 nT and 200 nT in Boudinar Basin. In both basins the highly anomalous values are located near Ras Tarf volcanic outcrop. In Kert basin, anomalies range between -400 and 600 nT, most intense towards the N. In Triffa basin are located the most intense anomalies of the basins, between -800 and 400 nT, with intense anomalies mainly located towards the northern and southern basin boundaries. Most of the profiles in Kert and Triffa basins have a rough N-S orientation that is favorable to underline the presence of dipoles associated to the main anomalous bodies. Dipoles are characterized by southern maxima and northern minima that evidence anomalies mainly due to induced or normal remanent magnetism.

The simultaneous 2D modeling of residual gravity and magnetic data along profiles orthogonal to the main structures allows to determine the geometry of basins (Fig. 7-4 to 7-8). Sedimentary infill is related to negative gravity residual anomalies while the main volcanic edifices produce magnetic anomalies. The position of surface geological contacts have been considered in addition to the average density of each geological unit, considering the main lithology and the standard values (Telford et al., 1990): 2.1 g/cm³ for Triassic chaotic complex including clays and evaporites, 2.2 g/cm³

for recent sediments, 2.4 g/cm³ for Neogene-Quaternary sedimentary rocks and 2.67 g/cm³ for basement and volcanic edifices. For magnetic modelling the average regional magnetic field has been determined by the IGRF 2005 (45500 nT total intensity, -2° declination and 48° inclination). A magnetic susceptibility value of 0.03 SI (x 10³) has been considered for volcanic and subvolcanic rocks, although locally in Nekor Basin it was necessary to increase this value during modeling up to 0.15 SI (x 10³) in some bodies in order to fit observed and modeled anomalies and in agreement with the range of field measured susceptibilities. In general, we have finally obtained a good fit between observed and modeled gravity and magnetic anomalies.

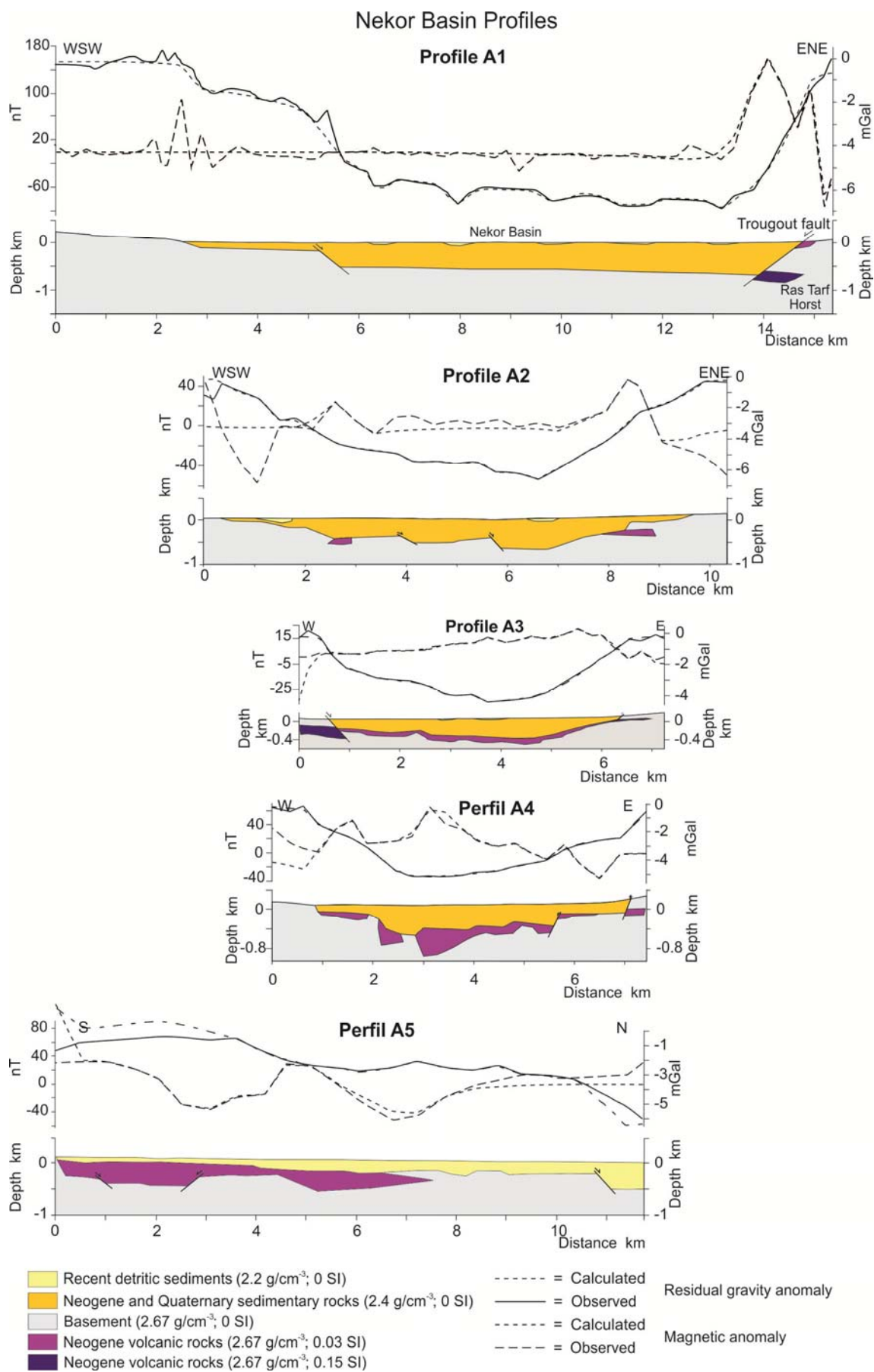


Figure 7-4: Residual gravity and magnetic anomaly models of Nekor Basin. Profile location in Fig. 2

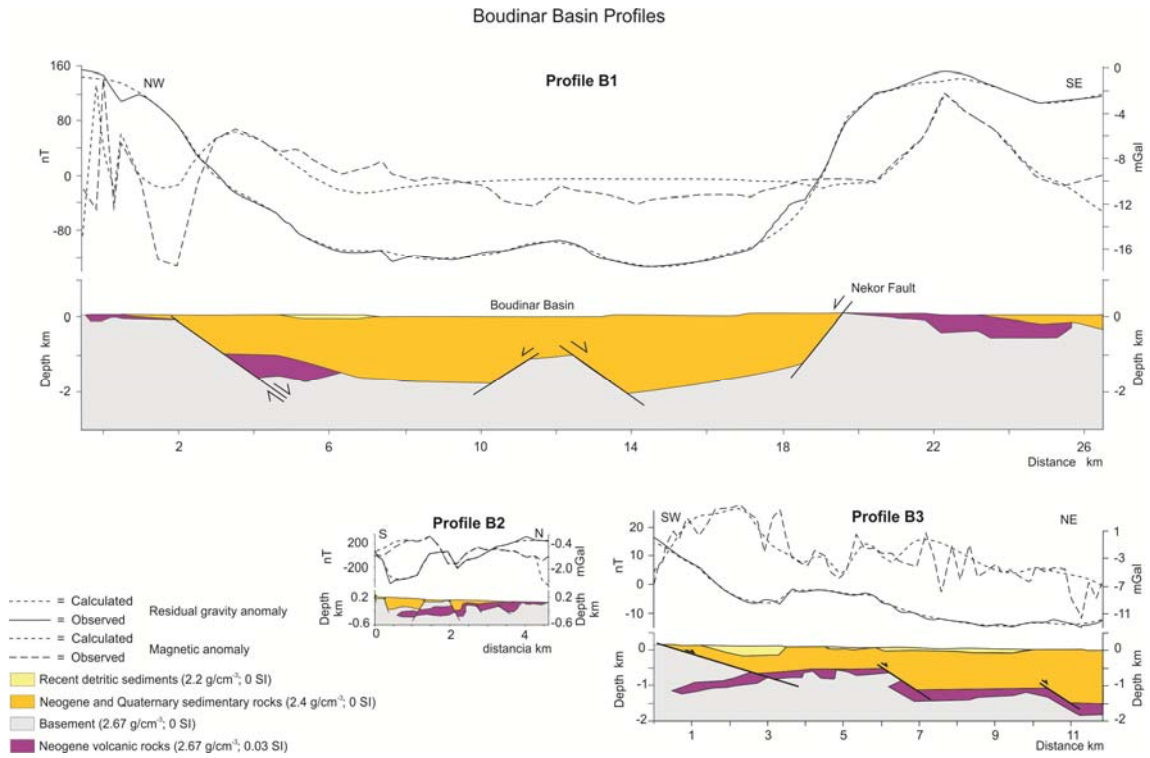


Figure 7-5: Residual gravity and magnetic anomaly models of Boudinar Basin. Profile location in Fig. 2

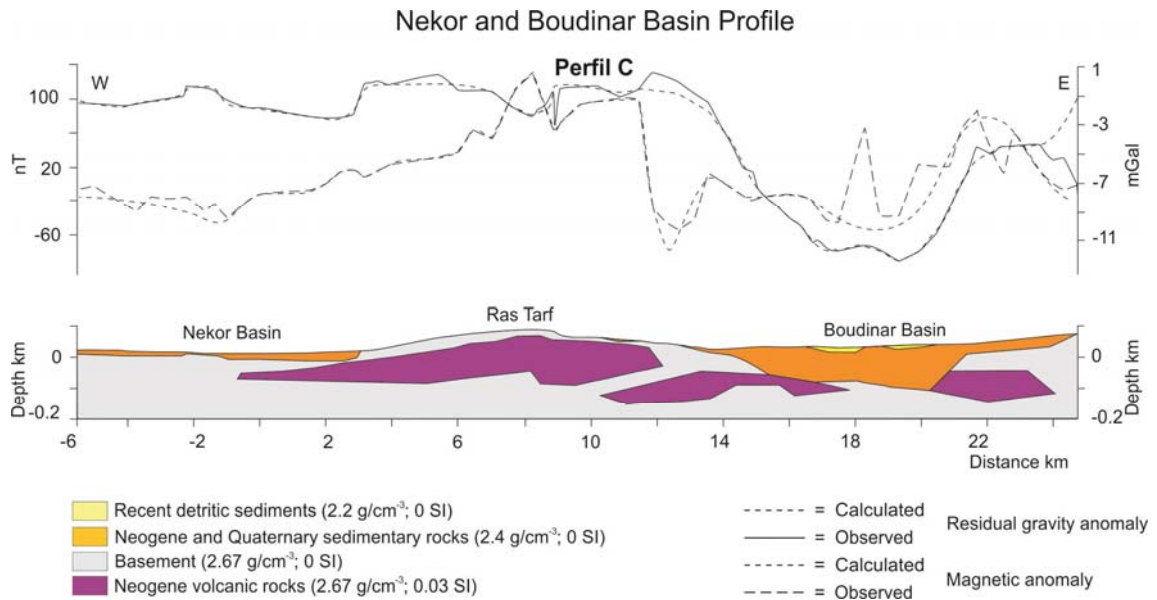


Figure 7-6: Residual gravity and magnetic anomaly models of a profile crossing from Nekor to Boudinar Basin. Profile location in Fig. 2

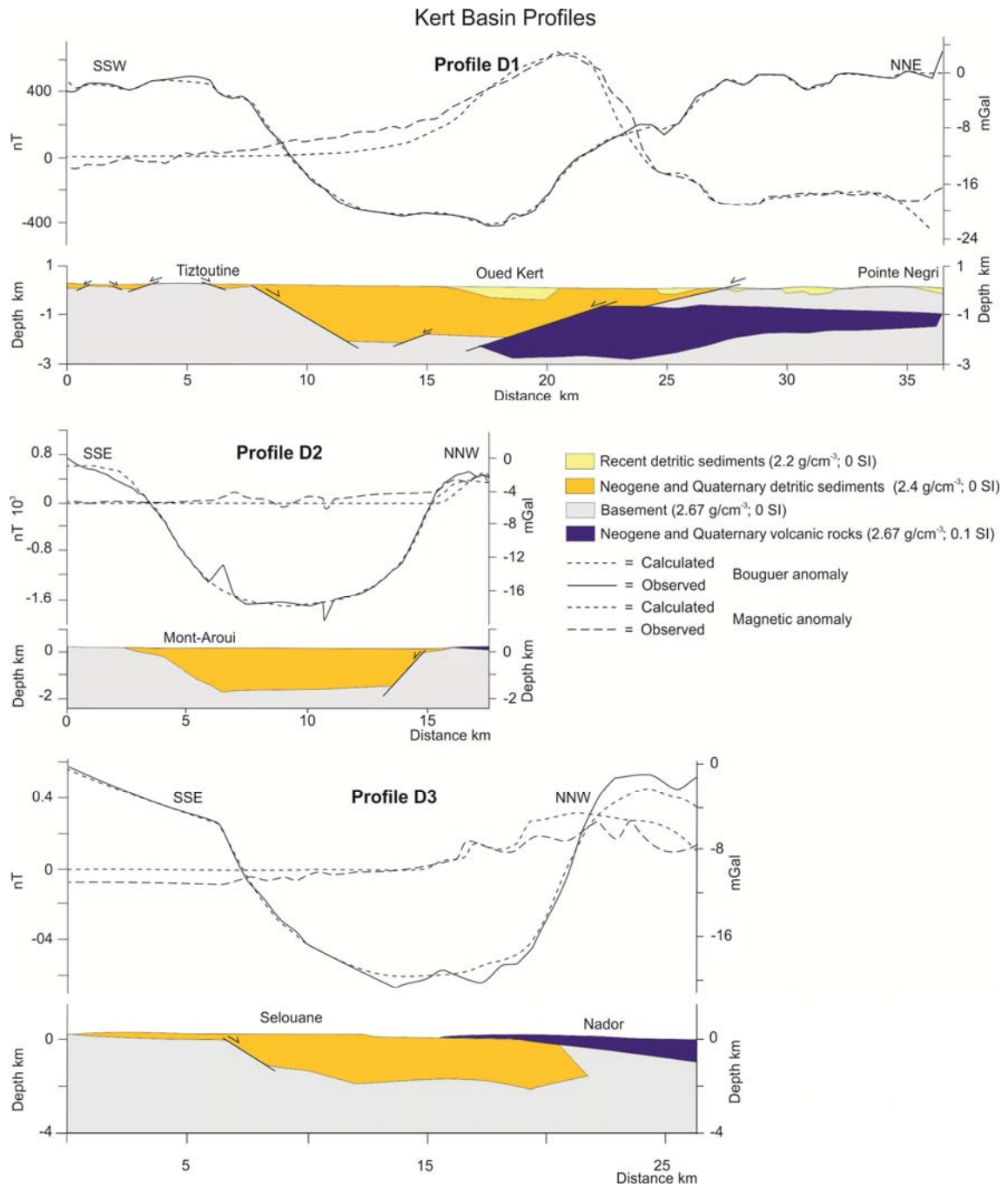


Figure 7-7: Residual gravity and magnetic anomaly models of a profile crossing from Kert Basin. Profile location in Fig. 2

Triffa Basin Profiles

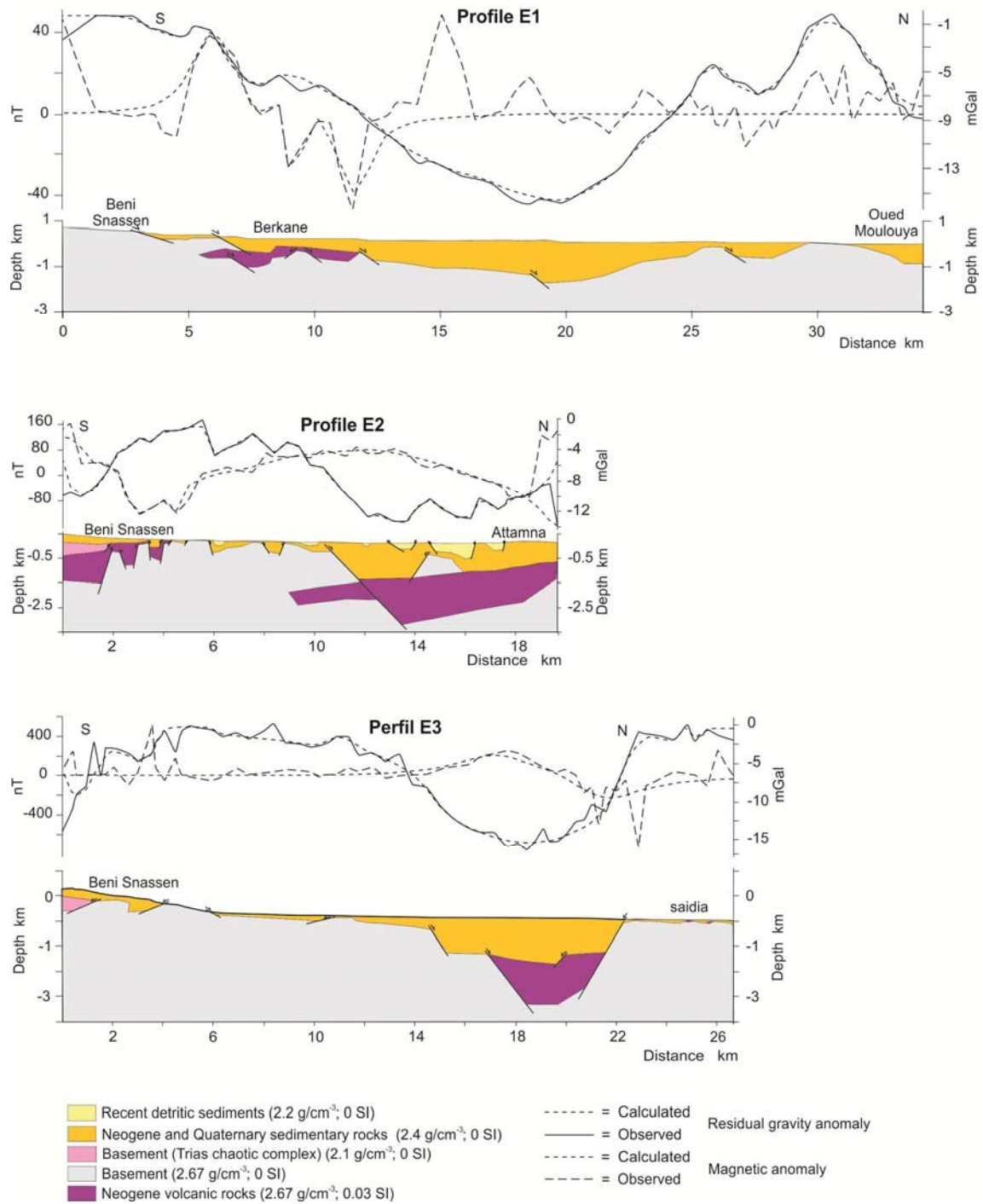


Figure 7-8: Residual gravity and magnetic anomaly models of a profile crossing from Triffa Basin. Profile location in Fig. 2

7.6. Discussion

The WSW escape of the Rif cordillera occurred during the development of the Gibraltar Arc in a regional setting related to the NW-SE convergence of the Eurasian and African plates. Gravity data together with the magnetic data measured in the Neogene and Quaternary basins located on the eastern Rif coast, allows to determine in detail the main features of the basin infills and the recent volcanism, formed by intermediate and basic rocks, that produce magnetic anomalies. In addition, they are related to the shallow crustal structures formed in the boundary between thick Rif and thin Alboran Sea continental crusts. The northwards progressively increases of the gravity regional anomaly is related to the progressive thinning of the continental crust from the Rif towards the Alboran Sea.

In the Rif, the shallow fault activity is mainly related to normal faults orthogonal to the coast, with variable strike-slip component, that produces a succession of horst and grabens. The Ras Tarf horst (Fig. 7-2) is formed by volcanic rocks and separates the Nekor and Boudinar basins. Models carried out from the new gravity and magnetic data in the Nekor Basin (Fig. 7-4) show a variation in the geometry and nature of the basin from north to south. In the North, the basin is asymmetric with a basement deepening to the east with more than 500-700 m of sediment filling due to Troughout normal-sinistral fault activity. However, southwards there is a heterogeneous decrease in the Neogene and Quaternary sedimentary infill up to disappear at the basin edge (Profile A5; Fig. 7-4). Although on the surface only outcrops Quaternary sediments, the great thickness of sedimentary infill in the northern part, in connection to the Alboran Sea, suggests that Neogene sedimentary rocks occur in depth, similar to those that crop up in Boudinar Basin. This variation in the basin geometry is a result of the roughly southwards decrease of Troughout fault slip. In addition, minor faults covered by Neogene and Quaternary sediments are modeled in the basin, suggesting the presence of blind normal faults. This fault system is responsible for shallow seismicity in the Al Hoceima region, and constitute the surface expression of the activity of deeper highly seismogenic not outcropping faults (Galindo-Zaldívar et al., 2009) related to highest magnitude instrumental earthquakes occurred in 1994 (Medina, 1995) and 2004 (Stich et al., 2005). These faults also deform bodies that produce magnetic anomalies, corresponding to intermediate and basic volcanic rocks that largely outcrop in the NE

part of the basin along the Ras Tarf horst. Volcanic rocks are more scattered to the northwest part of the basin.

Gravity and magnetic models from Boudinar basin (Fig. 7-5) show different features than in Nekor Basin. In the northern profile (B1 in Fig. 7-5), the basin is approximately symmetric and bounded on the West by the normal dextral Boudinar fault and to the East by the scarp of the Nekor fault, active at different times. The Nekor Fault was an Early Miocene major strike-slip fault with left-lateral motion during the emplacement to the southwest of the Rif tectonic units cordillera and subsequently ceased to be active (Chalouan et al., 2006). However, Boudinar Fault has recent activity that continues today (Galindo-Zaldivar et al., 2009). The Boudinar Basin infill is thicker than the Nekor Basin, reaching up to, at least, 2 km of sediments in each of the two depocenters separated by a central high, that disappear southwards, suggesting a decreasing in fault slip. Anyway, like the Nekor Basin, it is connected northwards to the Alboran Sea and the sedimentary infill thickness progressively decreases southwards (profile B3, Fig. 7-5).

The higher thickness of sedimentary infill of Boudinar basin than Nekor Basin (Fig. 7-6) may suggest that fault rates were higher in Boudinar than in Nekor basin, or Nekor basin is younger than Boudinar basin. Anyway, considering that Nekor Basin is the westernmost Neogene-Quaternary basin of the eastern Rif, the sedimentary infill thickness variability support that Neogene-Quaternary basins are best developed eastwards. In both Boudinar and Nekor basins, all faults with present activity are associated to an extension parallel to the coast. Moreover, the igneous rocks bodies causing the magnetic anomalies in Boudinar Basin are flatter and more continuous than in the Nekor Basin, suggesting asymmetry in the volcanic buildings taking into account that the Ras Tarf is the westernmost Neogene volcano of the region. In the northern profile (profile B2, Fig. 7-5) these bodies are highly fractured by the activity blind normal faults, similar to the major transtensive dextral Boudinar fault that constitute the western boundary of the basin, and small horst and graben are developed.

Kert Basin is located on the Rif front and the foreland and is formed by several subbasins separated by basement highs (Fig. 7-2). The basin has a rough NE-SW to E-W elongation, oblique to the coastline. It has basement highs on both edges and possible related to deep faults that do not reach the surface. Gravity and magnetic

models (Fig. 7-7) support the presence a thick sedimentary infill, reaching up to 2 km in some depocenters, similar to the Boudinar Basin. Sharp boundaries, like the Zegangane border (profile D2, Fig. 7-7) suggest the presence of E-W faults with poor surface expression. The magnetic models show a large variety of sizes in the volcanic bodies. However, sedimentary and volcanic intercalations in some areas should have a complex geometry that cannot be modeled adequately using only gravimetric and magnetic techniques.

In the Triffa basin, gravity and magnetic models (Fig. 7-8) indicate that the sedimentary basin infill also reaches up to 2 km. The gravity maps (Fig. 7-3) and models (Fig. 7-8) underline the presence of a continuous basement high parallel to the coast line, that separate several irregular depocentres from the Alboran Sea. Basins have an irregular thickness, but in the central and eastern profiles (profiles E2 and E3, Fig. 7-8) a deep and sharp graben is recognized probably bounded by E-W normal faults in contrast to the synclinal structure interpreted by El Hammichi et al. (2006). However, in the western profile the basin infill has a wide shape, that determined the characteristic of the minima of residual gravity anomaly (Fig. 7-3) The magnetic anomalies suggest the presence of several bodies of intermediate to basic volcanic rocks. Those located in the Neogene basins may be probably related to the Neogene volcanism that affected the region and is well exposed east of Saidia (Fig. 7-2). Moreover, magnetic anomalies identified in the southern part of the profiles may correspond to the Triassic igneous rocks or Jurassic dykes similar to those outcropping in Beni Snassen.

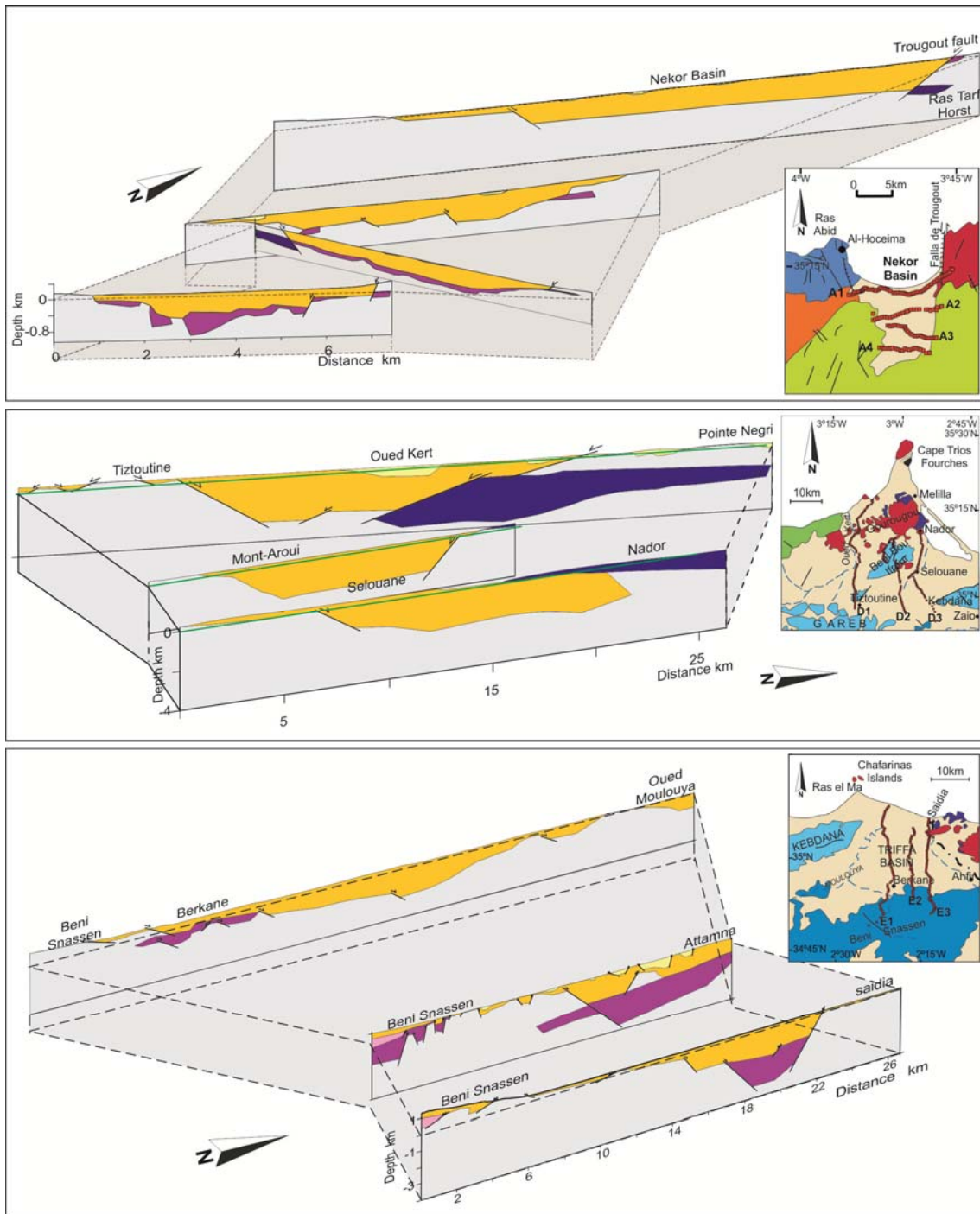


Figure 7-9: Basin geometry and volcanic distribution the main littoral basins of the eastern Rif and its foreland

7.7. Conclusions

Gravity and magnetic data on Neogene and Quaternary basins developed along the Alboran Sea coast in the eastern Rif cordillera and its foreland, provide new insights on the different tectonic behavior of the Alpine Rif cordillera and its foreland and the distribution of volcanism in the basins. The main structures observed in the shallow crust are a sequence of horst and graben, with variable orientations along the coastal strip (Fig. 7-9). From west to east are: Bokoya, Nekor Basin, Ras Tarf, Boudinar Basin, Ras Afraou, Kert Basin, Kibdana, and Triffa Basin. The faults that bounded these structures generally determine the position of the depocenters, generally symmetric, with maximum sedimentary thicknesses that reach up to 2 km and decreasing onshore. However, in the westernmost Nekor Basin, the thickness only reach 500-700 m and is asymmetrical, with a sharp eastern boundary related to the Throughtout fault and a staircase shaped western boundary related to several minor faults. These thickness data support that basin development decreases westwards, from the foreland towards the Internal Rif.

Major faults bounding the basins have variable trends. In the Rif, there are preferred N-S fault orientations (NNE-SSW normal-sinistral Throughtout fault and NNW-SSE normal-dextral Boudinar fault) related to E-W stretching parallel to the coast, and basins are connected to the Alboran Sea. In the Rif front, NE-SW to E-W elongated Kert Basin and depocenters represents a progressive transition towards the foreland where Triffa Basin with predominant E-W elongation and related to E-W faults. The presence of a basement high parallel to the coast line isolates these basins from the Alboran Sea. This variability in main fault orientation is a consequence of the recent and active tectonics of the emplacement of the Rif cordillera.

Moreover, gravity data contribute to find possible faults related to abrupt variations of sedimentary thickness that are covered by sedimentary infill, such as those located in the Nekor Basin. They may have related local seismic hazard, although major seismogenic structures are deeper, below major crustal detachments.

The main Neogene and Quaternary volcanic bodies are located near the coast, indicating the presence of a weakness crustal zone in the transition from thick Rif continental crust to thin Alboran Sea continental crust. Moreover, major faults bounding

basins (e.g. in Triffa or in Nekor and Boudinar basins) that thinned the crust may have contributed to determine the location of volcanic edifices. Volcanism has interacted with the basin development and practically all the basins have first episodes of infilling including intermediate to basic volcanic rocks.

The Rif and its foreland along the Alboran coast underline the importance of the local tectonic setting in respect to the cordillera that determined the different geometry, development and sea connection of the nearby Neogene-Quaternary basins.

Acknowledgements

This study was supported by the projects TOPO-IBERIA CONSOLIDER INGENIO CSD2006-00041, CGL-2008-03474-E and CGL2010-21048 of the Spanish Ministry of Science and Education, as well as by Research Group RNM-148 and RNM-5388 of the Junta de Andalucía Regional Government.

8. *Discusión*

Esta tesis doctoral pretende contribuir al conocimiento de las cordilleras alpinas de Marruecos, el Rif y el Atlas. La estructura profunda se determina a partir de la obtención y análisis de datos geofísicos (magnetoteléurico, gravimetría y magnetometría), que se integran con las características de su evolución geológica reciente. La discusión detallada de cada contribución ya se ha expuesto en los artículos de investigación, por lo que aquí sólo se discutirán algunos aspectos generales que se obtienen de la integración de los diferentes estudios.

Las cordilleras alpinas del sector noroccidental del continente africano se han desarrollado desde el Mesozoico hasta la actualidad como consecuencia de las interacciones del límite entre las placas Euroasiática y Africana. En esta región se han individualizado y anexionado otras placas de menor tamaño (tales como la placa Ibérica) y otros elementos tectónicos deformables (Dominio de Alborán), cuya dinámica y evolución está relacionada con el movimiento de las placas mayores. El análisis de las deformaciones actuales tiene gran interés tanto para conocer los mecanismos de formación de las cordilleras. Además, contribuye a establecer el origen de la sismicidad que constituye uno de los principales riesgos geológicos de la región. Existe un amplio debate sobre la formación del Arco de Gibraltar, con numerosos modelos tectónicos que implican la existencia de zonas de subducción (Blanco y Spakman, 1993; Lonergan y White, 1997, entre otros), más compatibles con los resultados de esta Tesis, o la presencia de estructuras de delaminación (Houseman et al., 1981; Platt y Visseres, 1989, entre otros).

El análisis de la estructura profunda y de las deformaciones en superficie del Rif y del Atlas muestra grandes diferencias, a pesar de ser cordilleras alpinas. Mientras que el Atlas tiene un elevado relieve pero escaso acortamiento horizontal y ausencia de zonas internas, el Rif es una cordillera de borde de placa formada por el emplazamiento de una cuña orogénica que comprende zonas internas, externas y cuenca de antepais. El estudio de la estructura profunda, realizado mediante técnicas magnetoteléuricas que permiten caracterizar la corteza y el manto superior, también muestran notables diferencias. En el Rif se identifica claramente un nivel de despegue que separa la cuña orogénica alpina de un basamento varisco formado por granitos emplazados en

metapelitas y la corteza se sitúa sobre un manto convencional. Sin embargo el Alto Atlas se localiza sobre un manto anómalo, más conductor que su entorno, y en cuya parte superior se originan fundidos que finalmente ascienden por fracturas hasta la superficie y forman el vulcanismo cuaternario. Estas diferencias son consecuencia de un origen geológico diferente. El Atlas se puede considerar como una cordillera intraplaca, producto de la inversión tectónica de antiguas cuencas sedimentarias mesozoicas que adelgazaron la corteza continental sin llegar a producir expansión oceánica. Posiblemente en este periodo se originó un manto anómalo a lo largo de las zonas de adelgazamiento continental que finalmente, tras una inversión tectónica debida a la aproximación Eurasia-Africa, produce los elevados relieves de esta cordillera. Por el contrario, el Rif es una cordillera típica de borde de placa, formada por la acumulación de una cuña orogénica. Sin embargo, su dirección de emplazamiento predominante hacia SO se debe al movimiento de los materiales del Dominio de Alborán hacia el O sobre el borde septentrional de la placa africana y la interacción del acortamiento NO-SE entre Eurasia y Africa. Ambas cordilleras son activas, tal y como indica la distribución actual de la sismicidad.

El Rif constituye la rama meridional del Arco de Gibraltar y tiene direcciones estructurales curvas, comprendidas entre N-S en el Estrecho de Gibraltar y E-O en su parte oriental. Aunque toda la cordillera está afectada por sismicidad, las zonas con mayor concentración de terremotos se localizan en su región costera oriental que está en transición al antepaís atlásico. En este sector se desarrollan además cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias, asociadas a fallas. El relleno de las cuencas y la actividad de las fallas interaccionó desde el Mioceno superior a la actualidad con el vulcanismo de la región. La adquisición de nuevos datos gravimétricos y magnéticos a lo largo de perfiles en secciones de estas cuencas ha permitido conocer tanto las variaciones de espesor en su relleno sedimentario como la distribución del vulcanismo.

Mientras que las cuencas del Rif oriental (Nekor, Boudinar) se abren hacia el norte y están conectadas con el Mar de Alborán, en la región oriental, hacia el antepaís, las cuencas se desarrollan en dirección E-O con tendencia a ser paralelas a la costa. Los rellenos sedimentarios que comprenden rocas desde el Tortoniense a la actualidad tienen mínimos gravimétricos asociados. Las potencias estimadas de sedimentos a partir de la modelización gravimétrica pueden superar 1.5 km. No obstante, los espesores disminuyen progresivamente en las dos cuencas más occidentales. La cuenca de

Boudinar tiene una potencia mayor que la Cuenca de Nekor, y finalmente hacia el Oeste el relieve es mayor y prácticamente desaparecen o son muy reducidas las cuencas neógenas intramontañosas en el Rif. La diferente orientación de las cuencas responde a la variación en la dirección de las fallas y del estado de esfuerzos entre el Rif y su antepais. Mientras que el Rif tiene una costa acantilada producto de la compresión perpendicular a la costa y la extensión paralela a la misma que desarrolla fallas activas de orientación media N-S, en la zona oriental, hacia el antepais la costa tiene un relieve más suave y la extensión se produce perpendicular a la costa. En esta situación las cuencas occidentales rifeñas están conectadas con el Mar de Alborán, mientras que las cuencas orientales están individualizadas.

La formación de las principales cuencas del Rif oriental está asociada a la actividad de fallas de componente generalmente normal. Sin embargo, la actividad sísmica profunda también muestra la presencia de fallas de salto en dirección activas, situadas posiblemente en el basamento de las unidades alpinas. En esta situación, sólo estudios muy detallados de la estructura cortical pueden contribuir a conocer los mecanismos de propagación de la deformación hacia la superficie.

El vulcanismo neógeno y cuaternario del Rif oriental tiene continuidad hacia el Mar del Alborán y la Cordillera Bética oriental. La región está afectada por una gran zona de falla ('Trans Alboran shear zone', Larouzière et al., 1988). Sin embargo, las intensas anomalías magnéticas que se observan paralelas a la costa al Este de Nador indican la presencia de un gran cuerpo ígneo formado por rocas intermedias o básicas de orientación E-O, paralela a las direcciones estructurales recientes de este sector. Estas observaciones sugieren que el emplazamiento de los materiales ígneos aprovecha el sistema de fracturas de la región a lo largo de la zona de debilidad cortical que corresponde al límite oriental de la Cordillera Bético-Rifeña.

9. Conclusiones

Esta tesis doctoral ha integrado diferentes datos geofísicos (magnetotelúricos, gravimetría, magnetometría) con datos geológicos de campo de las cordilleras del Atlas y del Rif. La aportación principal de este trabajo ha consistido en elaborar modelos de la estructura cortical de las cadenas alpinas marroquíes que profundizan hasta el manto superior en el Atlas. Estos modelos permiten conocer las relaciones entre el manto y la corteza, el vulcanismo, las características del relleno en cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias y las fallas mayores. La comparación de la estructura profunda de ambas cordilleras alpinas permite identificar los diferentes mecanismos tectónicos responsables de su evolución geodinámica reciente.

A continuación se resumen las principales aportaciones de esta tesis doctoral:

1. A partir de los datos magnetotelúricos de largo periodo, obtenidos a largo de la transversal NNO-SSE perpendicular a la cordillera del Atlas, entre las ciudades de Ksar el-Kebir y de Rissani, se extraen las siguientes conclusiones:

- La dirección geoelectrica (strike) calculada a partir de los datos magnetotelúricos, confirmada por las flechas de inducción de orientación preferente NNO, es coherente con las orientaciones ENE-OSO de las estructuras geológicas. El módulo de las flechas de inducción se mantiene constante hasta largos periodos, que representan profundidades elevadas, lo que apoya el carácter anisótropo del manto superior. Estos datos confirman el carácter elongado de la estructura geológica y la validez de las técnicas de inversión bidimensionales en el análisis de la transversal.
- El perfil de resistividad eléctrica obtenido diferencia áreas superficiales de resistividad heterogénea y otras mas profundas de resistividad homogénea, que corresponden respectivamente a la corteza y al manto superior. Los resultados, compatibles con los datos geofísicos previos, confirman que la Moho podría estar situada a una profundidad de aproximadamente 30-40 kilometros.
- Las principales anisotropías de la corteza terrestre corresponden con las estructuras geológicas regionales. En el Alto Atlas, las resistividades eléctricas son variables debido a la presencia de carbonatos resistivos del Jurásico, junto con las rocas

detríticas y margas conductivas del Jurásico y del Cretácico. El Medio Atlas es generalmente conductor debido a su cubierta sedimentaria y a los basaltos. El Anti-Atlas se caracteriza por cuerpos resistivos correspondientes a las rocas precámbricas metamórficas y por cuerpos conductores en profundidad y hacia el sur. La cuenca del antepaís de Saïss y la parte frontal de la Cordillera del Rif, se caracterizan por cuerpos conductores extensos y delgados que corresponden a rocas detríticas que alternan con margas y con la series carbonatadas.

- El Atlas se localiza sobre un manto heterogéneo. Bajo del Alto Atlas y al sur del Medio Atlas se localiza un manto más conductor que su entorno, favorecido por la deformación, migración y fusión parcial del manto litosférico. Los datos geofísicos previos corroboran la presencia de un manto anómalo bajo el Atlas. Se formó posiblemente como una consecuencia de la inversión tectónica que tuvo lugar en la región.
- En la parte superior del manto, bajo el límite entre el Alto y Medio Atlas, se reconoce una zona muy conductora que puede corresponder a una cámara magmática. La presencia de fracturas corticales posiblemente favorece su conexión con los flujos de lava basáltica reconocidos en superficie. La elevación del manto anómalo produce el vulcanismo cuaternario basáltico del Atlas y la elevación y rejuvenecimiento de su relieve.

2. Los resultados obtenidos mediante sondeos magnetotéluricos de banda ancha en la transversal sudoccidental de la Cordillera del Rif y su antepaís proporcionan los primeros datos de conductividades eléctricas corticales. El modelo obtenido muestra que la estructura profunda es heterogénea. Entre los resultados obtenidos se puede destacar:

- La corteza superior es heterogénea y sus resistividades corresponden con las unidades geológicas que afloran en la transversal: se distinguen la zona interna, de alta heterogeneidad, zona externa formada por rocas sedimentarias conductoras y cuenca de antepaís rellena por rocas detríticas muy conductoras.
- En el extremo septentrional del perfil se identifica un cuerpo de conductividad excepcionalmente elevada que no aflora y situado en la corteza superior. Este cuerpo posiblemente corresponde a la continuidad hacia el Norte de las peridotitas

de Beni Bousera y está rodeado de un cuerpo resistivo que se interpreta como los micaesquistos y gneises del Complejo Sebti.

- El relleno de potencia irregular de rocas sedimentarias conductoras en la cuenca del Gharb está probablemente relacionado con la presencia en profundidad de pliegues y cabalgamientos asociados a las deformaciones frontales del Rif.
- Se identifica un nivel de despegue que alcanza aproximadamente 10 km de profundidad en el extremo NE y es más superficial hacia el SO del perfil. Separa las unidades alpinas del Rif del basamento varisco profundo.
- El basamento varisco está formado por amplios cuerpos resistivos de granitos emplazados en metapelitas más conductoras. Un batolito de gran tamaño se localiza en la corteza media y superior, entre la zona interna y externa, a una profundidad de 5 km y puede constituir el origen de los cuerpos exóticos de granitos, gnesises y metapelitas que afloran en la zona externa.

3. La adquisición de nuevos datos gravimétricos y magnéticos en las depresiones localizadas en el litoral del Rif oriental y su antepaís ha permitido conocer las características del espesor en relleno sedimentario, la posición de fallas corticales mayores y la distribución del vulcanismo. Entre los principales resultados destacan:

- Las principales estructuras observadas en la parte superior de la corteza son una sucesión de horst y graben que se amortiguan hacia el interior de la Cordillera y tienen orientaciones variables a lo largo de la franja litoral entre N-S (Cuenca de Nekor), NE-SO (Cuenca de Boudinar y Kert) a E-O (Cuenca de Triffa).
- Las fallas que delimitan estas estructuras determinan generalmente la posición de los depocentros, con espesores máximos que alcanzan 2 km y hacen que las cuencas sean en algunos casos asimétricas.
- La cuenca de Nekor es la más occidental y tiene un relleno menos potente. Aunque este hecho puede ser consecuencia de la menor actividad de las fallas, sin embargo, actualmente es la zona de mayor actividad sísmica, por lo que puede ser producto de la edad más reciente hacia el Oeste de las cuencas.
- Las fallas normales N-S del sector occidental indican una extensión paralela a la costa en la parte superficial de la corteza simultánea al levantamiento del Rif, lo que sugiere que las estructuras compresivas deben de localizarse en la parte media y profunda de la corteza.

- En el extremo oriental hacia el antepaís las cuencas adquieren direcciones E-O limitadas posiblemente por fallas normales, aunque no se puede descartar la contribución de pliegues. Las cuencas están individualizadas por altos estructurales del Mar de Alborán. La costa tiene un relieve más suave y la extensión se produce perpendicular a la costa.
- Los principales cuerpos volcánicos neógenos y cuaternarios indican la presencia de una zona de debilidad cortical en el paso de la corteza continental del Rif a la corteza del antepaís. Hacia el Mar de Alborán, donde la corteza es más delgada, aumenta la presencia de cuerpos volcánicos. Cabe destacar la existencia de un gran cuerpo básico alineado E-O ente Nador y Chafarinas al que está asociado el mayor dipolo magnético que se identifica en la parte meridional del Mar de Alborán.

La sismicidad en las regiones analizadas tiene una relación directa con la estructura cortical. En el Atlas la sismicidad es moderada y está asociada esencialmente con las fallas corticales que acomodan la elevación del Atlas. La sismicidad somera en el Rif se produce por la actividad de las fallas esencialmente normales y de salto en dirección en las zonas internas y fallas inversas en las zonas externas que deforman la cuña orogénica alpina. Sin embargo, la presencia de niveles de despegue corticales hace que las zonas activas en niveles profundos de la corteza con elevado riesgo sísmico sólo se pueden reconocer adecuadamente si se combinan las observaciones geofísicas con las observaciones geológicas de superficie.

10. Referencias

- Akoglu, A., M., Cakir, Z., Meghraoui, M., Belabbes, S., El Alami, S., O., Ergintav, S., H. y Akyüz, S. (2006): The 1994–2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 252: 467-48.
- Ait Brahim, L., Nakhcha, C., Tadili, El Mrabet, B., A. y Jabour, N. (2004): Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the February 24th, 2004 Al Hoceima earthquake, *EMSC-Newsletter*, 21: 10–12
- Andrieux, J., (1971): La structure du Rif Central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. Ed. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, 155 pp.
- Arboleya, M. L., A. Teixell, M. Charroud, and M. Julivert (2004), A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco, *J. Afr. Earth Sci.*, 39, 319–327, doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.036.
- Assebriy, L. (1984): Etude géologique de la zone subrifaine: nouvelle interprétation paléogéographique et structurale du Rif externe; exemple du Moyen Ouerrha, Maroc. *Thèse 3ème cycle, University of Rabat*, 187 p.
- Ayarza, P., F. Alvarez-Lobato, A. Teixell, M. L. Arboleya, E. Teson, M. Julivert, and M. Charroud (2005), Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data, *Tectonophysics*, 400, 67–84, doi:10.1016/j.tecto.2005.02.009.
- Azdimousa, A., J. Bourgois, G. Poupeau, and R. Montigny (1998), Histoire thermique du massif de Ketama (Maroc): sa place en Afrique du Nord et dans les Cordillères bétiques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, 847-853.
- Azzouz, O., (1992): Lithostratigraphie et tectonique hercynienne des terrains paléozoïques ghomarides du Massif des Bokoya (Rif Interne, Maroc). *Thèse 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat*, 208 pp.
- Babault, J., A. Teixell, M. L. Arboleya, and M. Charroud (2008), A late Cenozoic age for the long-wavelength surface uplift of the Atlas Mountains of Morocco, *Terra Nova*, 20, 102–107, doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00794.x.

- Bahr, K. (1988), Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *J. Geophys.*, 62, 119-127.
- Bahr, K. (1991), Geological noise in magnetotelluric data: A classification of distortion types, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66, 24–38, doi:10.1016/0031-9201(91)90101-M.
- Balanya, J.C., Garcia-Duenas, V., Azañon, J.M. y Sanchez-Gomez, M., (1997): Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc), *Tectonics*, 16: 226–238.
- Beauchamp, W., M. Barazangi, A. Demnati, and M. El Alji, 1996: Intracontinental rifting and inversion: Missouri Basin and Atlas Mountains, Morocco, *AAPG Bull.*, 80, 1459 – 1482.
- Beauchamp, W., R. W. Allmendinger, M. Baranzagi, A. Demnati, M. El Alji, and M. Dahmani (1999), Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect, *Tectonics*, 18, 163–185, doi:10.1029/1998TC900015.
- Bellon, H. (1976) : Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique: implications géodynamiques. *Tesis Univ. Paris Sud, Orsay*, 363 p.
- Bellot, A. (1985), Etude Gravimétrique du Rif Paleozoïque: la Forme du Massif des Beni Bousera, Ph. D. Thesis, USTL II, Montpellier, France.
- Ben Yaich, A. (1991), Evolution tectono-sédimentaire du Rif externe centre-occidental (régions de M'Sila et Ouezzane, Maroc): la marge africaine du Jurassique au Crétacé; les bassins néogènes d'avant-fose, Ph. D. Thesis, Univ. Pau et Pays de l'Adour, France.
- Benmakhlouf, M., and A. Chalouan (1995), Evolution Néogène du bassin de Tétouan-Martil, Rif septentrional, Maroc, *Geogaceta*, 17, 98-100.
- Berger, J., J. P. Liégeois, N. Ennih, and B. Bonin (2010), Flow of Canary mantle plume material through a subcontinental lithospheric corridor beneath Africa to the Mediterranean: Comment, *Geology*, 38, e202, doi:10.1130/G30516C.1.
- Bezzeghoud, M., y Buforn, E., (1999) : Source parameters of 1992 Melilla (Spain, Mw=4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw=5.8) and 1994 Mascara (Algeria, Mw=5.7) earthquakes and seismotectonic implications. *Rev. Bull. Seism. Soc. Am.*, 89: 359-372.

- Biggs, J., Bergman, E., Emmerson, B., Funning, G.J, Jackson, J., Parsons, B., y Wright, T.J., (2006): Fault identification for buried strike-slip earthquakes using InSAR; the 1994 and 2004 Al Hoceima, Morocco earthquakes. *Geophysical Journal International*. 166: 1347-1362.
- Bokelman, G., and E. Maufroy (2007), Mantle structure under Gibraltar constrained by dispersion of bodywaves, *Geoph. Res. Lett.*, 34, L22305, doi: 10.1029/2007GL030964.
- Bouillin, J.P., Durand-Delga, M., Gelard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D., Tefiani, M. y Vila, J.M., (1970, 1972): Définition d'un flysch Massylien et d'un flysch Maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270: 2249-2252.
- Bouybaouene, M. L., B. Goffé and A. Michard (1998), High-pressure granulites on top of the Beni Bousera peridotites, Rif Belt, Morocco: a record of an ancient thickened crust in the Alboran domain, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 169, 153-162.
- Brun, J. P., and C. Faccenna (2008), Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback, *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 1-7.
- Cagniard, L. (1953), Basic Theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18, 605–635, doi:10.1190/1.1437915.
- Caldwell, T. G., H. M. Bibby, and C. Brown (2004), The Magnetotelluric phase tensor, *Geophys. J. Int.*, 158, 457–469, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x.
- Calvert, A., Gómez, F., Seber, D., Baranzagi, M., Jabour, N., Ibenbrahim, A. y Demnati, A., (1997): An Integrated geophysical investigation of recent seismicity in the Al-Hoceima region of North Morocco. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87 (3): 637-651.
- Calvert, A., E. Sandvol, D. Seber, M. Barazangi, S. Roecker, T. Mourabit, F. Vidal, G. Alguacil, and N. Jabour (2000), Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography, *J. Geophys. Res.*, 105, B5 10871-10898.
- Cavazza W., Roure F., Ziegler P.A., The Mediterranean area and the surrounding regions: active processes, remnants of former Tethyan oceans and related thrust belts, in: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A. Ziegler (Eds), *The TRANSMED Atlas – the Mediterranean region from crust to mantle*, Springer, Berlin, 2004.

- Chalouan, A., (1986) : Les nappes Ghomarides (Rif Septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la Chaîne Alpine. *Tesis Doctoral, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France*, 317 pp.
- Chalouan, A., and A. Michard (1990), The Ghomarides nappes, Rif coastal Range, Morocco: a Variscan chip in the Alpine belt, *Tectonics*, 9, 1565–1583.
- Chalouan, A., A. Ouazani-Touhami, L. Mouhir, R. Saji, and M. Benmakhlouf (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.
- Chalouan A., J. Galindo-Zaldivar, M. Akil, C. Marin, A. Chabli, P. Ruano, K. Bargach, C. Sanz de Galdeano, M. Benmakhlouf, M. Ahmamou and L. Gourari (2006), Tectonic wedge escape in the southwestern front of the Rif Cordillera (Morocco), in *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa, Special Publications, Geological Society London*, vol. 262, edited by G. Moratti and A. Chalouan, pp. 183–280, London.
- Cherkaoui, T.E., Hatzfeld, D., Jebli, H., Medina, F. y Caillot, V.(1990) : Etude microsismique de la région d'Al Hoceima. *Bull. Inst. Sci.* 14, pp. 25–34.
- Choubert y Faure-Muret, 1962: Choubert, G., and A. Faure-Muret, Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, in *Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, Mem. hors Sér.*, vol. 1, pp. 447 – 527, Soc. Geol. de Fr., Paris.
- Cirac, P. (1987), Le Bassin sudrifain au Néogène supérieur. Évolution de la dynamique sédimentaire et de la paléogéographie au cours d'une phase de comblement, Ph. D. Thesis, Université Bordeaux France, 837, *Mém. Inst. Bull. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 21.
- De Jong, K. (1990): Alpine tectonics and rotation pole evolution of Iberia *Tectonophysics*, 184: 279-296.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. y Stein, S. (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motion. *Geophysical Research Letters*, 21(20): 2191-2194.
- Didon, J., Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. (1973): Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *B.S.G.F.*, (7), XV, n° 2. pp. 77-105.
- Duggen, S., K. Hoernle, F. Hauff, A. Klügel, M. Bouabdellah, and M. F. Thirlwall (2009), Flow of Canary mantle plume material through a subcontinental

- lithospheric corridor beneath Africa to the Mediterranean, *Geology*, 37, 283–286, doi:10.1130/G25426A.1.
- Durand-Delga, M. y Mattauer, M. (1960): Sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 22–23.
- Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marçais, J., Mattader, M., Milliard, N. y. Suter, G. (1962): Données actuelles sur la structure du Rif. *Livre Mém. P. Fallot*, 399–422,
- Egbert, G. D., and J. R. Booker (1986), Robust estimation of geomagnetic transfer functions, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, 173-194.
- El Azzab, D., Galdeano, A., Feinberg, H. y Michard, A. (1997): Prolongement en profondeur d'une écaïlle ultrabasique allochtone: traitement des données aéromagnétiques et modélisation 3D des péridotites des Béni-Malek (Rif, Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168: 15-23.
- El Harfi, A. G., M. Guiraud, J. Lang, E. H. Chellai, and N. Lachkar (2007), Deep-rooted “thick skinned” model for the High Atlas Mountains (Morocco), Implications for the seismic Eurasia-Africa plate boundary region, *Estud. Geol.*, 63, 43–52.
- El Kadiri, Kh., A. Linares, and F. Oloriz (1992), La Dorsale calcaire rifaine (Maroc septentrional): evolution stratigraphique et géodynamique durant le Jurassique-Crétaçé, *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 336, 217-265.
- El Mirihi, A. (2005), Structure et cinématique de la mise en place des nappes des flyschs maurétaniens (Rif externe nord oriental) : élaboration d'un modèle, Ph. D. Thesis, Université de Tetuan, Morocco.
- Ennadifi, Y. (1974) : Etude géologique du Prérif oriental et son avant-pays (région comprise entre Mezguitem, Ain Zora et Tizroutine). *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 253, 66 p.
- Fadil, A., P. Vernant, S. McClusky, R. Reilinger, F. Gomez, D. Ben Sari, T. Mourabit, K. Feigl, and M. Barazangi (2006), Active tectonics of the western Mediterranean: Geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco, *Geology*, 34, 529-532, doi: 10.1130/G22291.1.
- Faugères, J.C. (1978), Les Rides sud-rifaines: évolution sédimentaire et structural d'un bassin atlantico mésogéen de la marge africaine, Ph. D. Thesis, Université de Bordeaux I, France.
- Flinch, J. F. (1993), Tectonic evolution of the Gibraltar Arc. Ph. D. Thesis, Rice University, Houston, Texas, USA.

- Frizon de Lamotte, D. (1982) : Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental. *Notes Mém. Serv. Géol. (Morocco)*, 314 : 239–309.
- Frizon de Lamotte, D. (1985), La structure du Rif oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides, Mémoires des Sciences de la Terre, University Paul et Marie Curie, Paris VI.
- Frizon de Lamotte, D., B. Saint Bezar, R. Bracène, and E. Mercier (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740–761, doi:10.1029/2000TC900003.
- Frogneux, M., (1980): La sismicité marocaine de 1972 à 1978. Etude des paramètres à la source des séismes proches. *3ème cycle Thesis, Grenoble*.
- Fullea, J., M. Fernández, H. Zeyen, and J. Vergés (2007), A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones, *Tectonophysics*, 430, 97–117.
- Galindo-Zaldívar, J., A. Jabaloy, F. González Lodeiro, and F. Aldaya (1997), Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera SE Spain, *Tectonics*, 16, 18-37.
- García-Duenas, V. y Navarro-Vila, F. (1976): Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *Bull. Soc. Géol. France*, 18 (7): 641-648.
- Gélard, J.P., (1969): Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata: le flysch maurétanien (Grande Kabylie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7: 676–686.
- Gélard, J.P., (1979) : Géologie du nord-est de la Grande Kabylie (Un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrébin). *Thèse Univ. Dijon, Dijon*, 1–335 pp.
- Gomez, F., W. Beauchamp, and M. Barazangi (2000), Role of Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone, *Geology*, 28, 775–778, doi:10.1130/0091-7613(2000)28<775: ROTAMN>2.0.CO;2.
- Guillemin, M. (1976): Les formations néogènes et quaternaires des régions de Melilla-Nador et leurs déformations (Maroc-oriental). *Thèse Univ. Orléans*, 220 p.
- Hammer, S., (1939): Terrain corrections for gravity meter stations: *Geophysics*, 4: 184-194.
- Hammer, S., (1982): Critique of terrain corrections for gravity stations, *Geophysics*, 47: 839-840.

- Hatzfeld, D., and D. Ben Sari (1977), Grands profils sismiques dans la région de l'arc de Gibraltar, *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 749–756.
- Hatzfeld, Caillot, V., Cherkaoui, T.-E., Jebli, H. y Medina, F., (1993): Microearthquake seismicity and fault plane solutions around the Nékor strike-slip fault, Morocco, *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 31-41.
- Hernandez, J. (1983): Le volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc).Géologie, pétrologie et minéralogie d'une province shoshonitique. Ph. Doctoral Thesis, University Paul et Marie Curie, Paris VI, 592 p.
- Hilali, E. A. y Houzay, J. P. (1976): Le volcan néogène du Ras Tarf et sa signification structurale, Rif oriental, Maroc. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283: 303–306.
- Hill, G. J., T. G. Caldwell, W. Heise, D. G. Chertkoff, H. M. Bibby, M. K. Burgess, J. P. Cull, and R. A. F. Cas (2009), Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data, *Nat. Geosci.*, 2, 785–789, doi:10.1038/ngeo661.
- Hollard, H. (Coord.) (1985), Carte géologique du Maroc, echelle 1/1000 000, Serv. Geol. du Maroc, Rabat, Morocco.
- Houcyne, E., Idrysy, E. y De Smedt, F. (2004): A geostatistical methodology to estimate the base of the Trifa aquifer (Morocco) with limited drilling and geoelectrical sounding data. *Bull Eng Geol Environ*, 63:345–351.
- Houzay, J.P., (1975): Géologie du bassin de Boudinar (Rif oriental, Maroc). *Ph. Doctoral Thesis, University of Paris Sud, Orsay*, 227 p.
- Jackson, J. A., H. Austrheim, D. McKenzie, and K. Priestley (2004), Metastability, mechanical strength, and the support of mountain belts, *Geology*, 32, 625–628, doi:10.1130/G20397.1.
- Jacobshagen, V., R. Brede, M. Hauptmann, W. Heinitz, and R. Zylka, 1988: Structure and post-paleozoic evolution of the central High Atlas, in *The Atlas System of Morocco*, edited by V. Jacobshagen, pp. 245 – 271, Springer-Verlag, New York.
- Kiyan, D., A. G. Jones, C. Hogg, J. Ledo, A. Siniscalchi, and the PICASSO Phase II Team (2010), MT investigations over the Atlas Mountains of Morocco: Preliminary results, paper presented at 20th IAGA WG 1.2 Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, Giza, Egypt, 18–24 Sept.
- Kornprobst, J. (1962): Observations sur la série métamorphique de la presqu'île de Ceuta (Rif septentrional, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 255: 2140-2142.

- Kornprobst, J. (1974), Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la Zone interne du Rif (Maroc septentrional), *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 251, 1-256.
- Laville, E., and A. Piqu, Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): A tectonic model, Structural and orogenic inversions, *Geol. Rundsch.*, 81, 157–170, 1992.
- Leblanc, D., (1979) : Etude géologique du Rif externe oriental au nord de Taza (Maroc), *Notes Mem. Serv. Geol. Maroc*, 281: 1–159.
- Leblanc, D. y Wernli, R., (1980) : Existence probable d'un important charriage dans l'unité de Ketama (Rif, Maroc), *C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 15: 154–156.
- Leblanc, D. y Feinberg, H., (1982): Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental (Maroc). Implications géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.* 24 (7): 861–865.
- Leblanc, D. y Olivier, P. (1984): Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny, *Tectonophysics*, 101: 345–355.
- Le Coz, J. (1964), Le Rharb, Fellahs et colons. Étude de géographie régionale., Ph. D. Thesis, Univ. Rabat, Morocco.
- Ledo, J., A. G. Jones, A. Siniscalchi, J. Campaña, D. Kiyani, G. Romano, M. Rouai, and TopoMed MT Team (2011), Electrical signature of modern and ancient tectonic processes in the crust of the Atlas mountains of Morocco, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 185, 82–88, doi:10.1016/j.pepi.2011.01.008.
- Lejay, C. y Coron, L. (1955): Essai d'application du calcul de différences de potentiel de la pesanteur entre la Méditerranée et l'Océan Atlantique. *Rev. Geofísica. Madrid*, 55- 275 .
- Lespinasse, P. (1975), Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (Centre de la Chaîne rifaine, Maroc), Ph. D. Thesis, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Litto, W., E. Jaaidi, M. Dakki, and F. Medina, (2001), Etude sismo-structurale de la marge nord du bassin du Gharb (avant-pays rifain, Maroc): mise en évidence d'une distension d'âge miocène supérieur, *Eclogae geol. Helv.*, 94, 63–73.
- Lonergan, L. and N. White (1997), Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, 16, 504-522.
- Maaté, A. (1996), Estratigrafia y evolución paleogeográfica alpina del dominio gomaride (Rif interno, Marruecos), Ph.D. Thesis, Univ. Granada, Spain.

- Mackie, R. L., T. R. Madden, and P. E. Wannamaker, (1993), Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations—theory and comparison to integral equation solutions, *Geophysics*, 58, 215–226.
- Mackie, R. and J.R. Booker (1999), *Documentation for mtd3fwd and d3-to-mt*, GSY-USA, Inc., San Francisco, California.
- Makris, J., A. Demnati, and J. Klussmann (1985), Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data, *Ann. Geophys.*, 3, 369–380.
- Maldonado, A. Y Comas, M. C., (1992): Geo Geology and Geophysics of the Alboran Sea. *An Introduction Marine Letters*, 12:61-65.
- Martí, A., P. Queralt, and E. Roca (2004), Geoelectric dimensionality in complex geologic areas: application to the Spanish Betic Chain, *Geophys. J. Int.*, 157, 961-974.
- Matsuno, T., et al. (2010), Upper mantle electrical resistivity structure beneath the central Mariana subduction system, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q09003, doi:10.1029/2010GC003101.
- Mattauer, M., P. Tapponier, and F. Proust (1977), Sur les mécanismes de formation des chaines intracontinentales. L'exemple des chaines atlasiques du Maroc, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 521–536.
- Medina, F., (1995): Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanisms analysis. *J. Struct. Geol.* 17 7: 1035–1046.
- Michard, A., A. Chalouan, R. Montigny, and M. Ouazzani-Touhami (1983), Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), temoins d'un edifice alpin de type pennique incluant le manteau superieur, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, 1337–1340.
- Michard, A., C. Hoepffner, A. Soulaïmani, and L. Baidder (2008), The variscan Belt, in *The Geology of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag*, edited by Michard et al., pp. 65-133, New York/Berlin.
- Miensopust, M., A. G. Jones, M. R. Muller, X. Garcia, and R. L. Evans (2011), Lithospheric structures and geometries in northeastern Botswana revealed through SAMTEX magnetotelluric profiling, *J. Geophys. Res.*, 116, B02401, doi:10.1029/2010JB007740.
- Milliard, Y. (1959): Sur la présence d'assises carbonifères dans le massif paléozoïque interne du Rif. *C.R. Acad. Sci. Paris* 249: 1688–1690.

- Missenard, Y., H. Zeyen, D. Frizon de Lamotte, P. Leturmy, C. Petit, M. Sébrier, and O. Saddiqi (2006), Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco, *J. Geophys. Res.*, 111, B03401, doi:10.1029/2005JB003708.
- Monteiro Santos, F.A., A. Mateus, E.P. Almeida, J. Pous and L.A. Mendes-Victor (2002), Are some of the deep crustal features found in SW Iberia caused by graphite?. *EPSL*, 201, 353–367
- Morel, J.C. (1989): Etats de contrainte et cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l'actuel, *Geodin.* 3: 283–294.
- Morley, C.K. (1993), Discussion of Origins of Hinterland Basins to the RIF-Betic Cordillera and Carpathians, *Tectonophysics*, 226, 359-376.
- Nold, M., J. Uttinger, and W. Wildi (1981), Géologie de la Dorsale calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif interne, Maroc), *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 300, 1–233.
- Pedley, R. C., Busby, J. P. y Dabek, Z. K. (1993): GRAVMAG user manual – interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. *British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R*.
- Pedreira, A., A. Ruiz-Constán, J. Galindo-Zaldívar, A. Chalouan, C. Sanz de Galdeano, C. Marín-Lechado, P. Ruano, M. Benmakhlouf, M. Akil, A.C. López-Garrido, A. Chabli, M. Ahmamou and L. González-Castillo (2011), Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field, *Journal of Geodynamics*, 52, 83-96.
- Pérouse, P., P. Vernant, J. Chéry, R. Reilinger and S. McClusky (2010), Active surface deformation and sub-lithospheric processes in the western Mediterranean constrained by numerical models, *Geology*, 38, 823–826, doi: 10.1130/G30963.1
- Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M. J., Hurford, A.J. y Kelley, S.P. (1988): Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional Basin, Western Mediterranean, *Tectonics*, 17: 671–689.
- Platt, J.P., and R.L.M. Vissers (1989), Extensional collapse of thickened continental lithosphere, a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc, *Geology*, 17, 540-543.
- Platzmann, E.S. (1992): Paleomagnetic rotations and kinematics of the Gibraltar Arc, *Geology*, 20: 311–314.

- Pous, J., P. Queralt, J. Ledo, and E. Roca (1999), A high electrical conductive zone at lower crustal depth beneath the Betic Chain Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 167, 35–45.
- Raffone, N., G. Chazot, C. Pin, R. Vannucci, and A. Zanetti (2009), Metasomatism in the lithospheric mantle beneath Middle Atlas (Morocco) and the origin of Fe- and Mg-rich wehrlites, *J. Petrol.*, 50, 197–249, doi:10.1093/petrology/egn069.
- Ramdani, M., Tadili, B., El Mrabet, T., (1989): The present state of knowledge on historical seismicity of Morocco. En: Proceedings of the Symposium on Calibration of Historical earthquakes in Europe and Recent Developments in Intensity interpretation.
- Ramdani, F. (1998), Geodynamic implications of intermediate-depth earthquakes and volcanism in the intraplate Atlas mountains (Morocco), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 108, 245–260, doi:10.1016/S0031-9201(98)00106-X.
- Raoult, J.F. (1966): la chaîne du Haouz du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 184: 61-164.
- Rimi, A., A. Chalouan, and L. Bahi (1998), Heat flow in the westernmost part of the Alpine Mediterranean system (the Rif, Morocco), *Tectonophysics*, 285, 135–146, doi:10.1016/S0040-1951(97)00185-6.
- Rodi, W. L., and R. L. Mackie (2001), Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174-187.
- Rosenbaum, G., G. Lister, and C. Duboz (2002), Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359, 117–129, doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0.
- Royden, L.H. (1993), Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, 12, 629-638.
- Saddiqi, O., Reuber, I. y Michard, A. (1988): Sur la tectonique de dénucléation du manteau infracrustal dans les Beni Bousera, Rif septentrional, Maroc, *C. R. Acad. Sci.* 307: 657–662.
- Saddiqi, O. (1995), Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT dans deux transects de la chaîne alpine: Arc de Gibraltar et Montagnes d'Oman. PhD Thesis, Université Hassan II, Casablanca.
- Saji, R., and A. Chalouan (1995), Le bassin pliocène intramontagneux du Tirinense et son mode d'ouverture (Rif interne, Maroc), *Geogaceta*, 17, 110–112.

- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the present, *Tectonophysics*, 172:107–119.
- Schaer, J. P., Evolution and structure of the High Atlas of Morocco, in *The Anatomy of Mountain Ranges*, edited by J. P. Schaer and J. Rodgers, pp. 107 – 127, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., 1987.
- Schwarz, G., H. G. Mehi, H. G. Ramdani, and V. Rath (1992), Electrical resistivity structure of the eastern Moroccan Atlas System and its tectonics implications, *Geol. Rundsch.*, 81, 221–235, doi:10.1007/BF01764551.
- Seber, D., M. Barazangi, B.A. Tadili, M. Ramdani, A. Ibenbrahim, and D. Ben Sari (1996), Three dimensional upper mantle structure beneath intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco, *J. Geophys. Res.*, 101, 3125-3138.
- Serrano, I., D. Zhao, J. Morales and F. Torcal (2003), Seismic tomography from local crustal earthquakes beneath Eastern Rif Mountains of Morocco, *Tectonophysics*, 367, 187– 201.
- Siripunvaraporn, W., G. Egbert and Y. Lenbry (2005), Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 150,3-14.
- Stich, D., Mancilla, F., Baumont, D. y Morales, J.,(2005) : Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J. Geophys. Res.*, 110 (B06306), doi:10.1029/2004JB003366.
- Suter, G. (1980), Carte géologique du Rif, 1/500.000, Notes Mém Serv. Géol. Maroc, 245a.
- Teixell, A., M. L. Arboleya, M. Julivert, and M. Charroud (2003), Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco), *Tectonics*, 22(5), 1051, doi:10.1029/2002TC001460.
- Teixell, A., P. Ayarza, H. Zeyen, M. Fernandez, and M. L. Arboleya (2005), Effects of mantle upwelling in a compressional setting: The Atlas Mountains of Morocco, *Terra Nova*, 17, 456–461, doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00633.x.
- Teixell, A., P. Ayarza, E. Teson, J. Babault, F. Alvarez-Lobato, M. Charroud, M. Julivert, L. Barbero, M. Amrhar, and M. L. Arboleya (2007), Geodinámica de las cordilleras del Alto y Medio Atlas: Síntesis de los conocimientos actuales, *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 20, 333–350.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. A., (1990): Electrical resistivity: *Bison Instruments, Inc Applied geophysics, 2nd edition: Cambridge Univ. Press.*

- Tikhonov, A. N. (1950), On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust, *Dokl. Akad. Nauk*, 73, 295–297.
- Van den Bosch, J.W.H. (1971), Carte gravimétrique du Maroc au 1/500.000, Anomalie de Bouguer $d = 2,67$. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 21, 1-234.
- Van Den Bosch, J.W.H. (1981), Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (province du Nord) au 1/500 000. Notes et Mémoires, Service Géologique du Maroc 234. Ministère de l'Énergie et des Mines.
- Vanie, L. T. A., Khattach, D. y Houari M. R. (2005) : Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, 27 :29-40.
- Varentsov, I. M. (2007), Arrays of simultaneous electromagnetic sounding design, data processing and analysis, in *Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior, Methods Geochem. Geophys.*, vol. 40, edited by V. V. Spichak, pp. 263–277, Elsevier, Amsterdam.
- Vernant, P., A. Fadil, T. Mourabit, D. Ouazar, A. Koulali, J. M. Davila, J. Garate, S. McClusky, and R.E. Reilinger (2010), Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone, *Journal of Geodynamics*, 49, 123–129.
- Weijermars, R., M.P.A. Jackson, and B. Vendeville (1993), Rheological and tectonic modelling of salt provinces, *Tectonophysics*, 217, 143-174.
- Wigger, P., G. Asch, P. Giese, W. D. Heinsohn, S. O. El Alami, and F. Ramdani (1992), Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies, *Geol. Rundsch.*, 81, 237–248, doi:10.1007/BF01764552.
- Wildi, W. (1983), La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24, 201–297.
- Zeyen, H., P. Ayarza, M. Fernández, and A. Rimi (2005), Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: a transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz, *Tectonics*, 24, TC2001. doi:10.1029/2004TC001639.
- Zizi, M. (1996), Triassic-Jurassic extension and Alpine inversion in Northern Morocco, in *Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands, Peri-Tethys Memoir*

2, *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, vol. 170, edited by P. Ziegler, and F.Horvath, pp. 87–101.

Zouine, E. M., *Geodynamique récente du Haut Atlas: Evolution de sa bordure septentrionale et du Moyen Atlas sud-occidental au cours du Cenozoïque*, Ph.D. thesis, Univ. Mohammed V, Rabat, 1993.