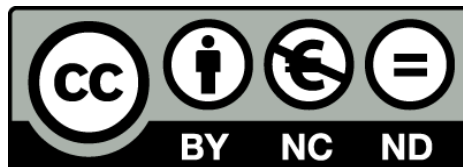


Caracterització litosfèrica de zones geològicament complexes mitjançant el mètode magnetotel·lúric: casos d'Alberta (Canadà) i de la Serralada Bètica (Espanya)

Oriol Rosell Novel



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 3.0. Spain License.**



Grup d'Exploració Electromagnètica i Sísmica
Institut de Recerca Geomodels
Departament de Geodinàmica i Geofísica
Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona

Caracterització litosfèrica de zones geològicament complexes mitjançant el mètode magnetotel·lúric: casos d'Alberta (Canadà) i de la Serralada Bètica (Espanya)

Aquesta memòria ha estat realitzada sota la direcció del Dr. Àlex Marcuello Pascual i de la Dra. Anna Martí i Castells per optar al títol de Doctor dins del programa de doctorat de Ciències de la Terra de la Universitat de Barcelona.

Oriol Rosell Novel

Barcelona, Setembre de 2013

Dr. Àlex Marcuello Pascual
Codirector i tutor de la tesi

Dra. Anna Martí i Castells
Codirectora de la tesi

Aquesta tesi ha estat possible gràcies a la beca predoctoral FPU AP2006-00232 concedida pel Ministerio de Educación y Ciencia del Gobierno de España i a la col·laboració dels següents projectes i grups de recerca:

MAGBET (CGL2006-101660)

PIERCO2 (CGL2009-07604)

TOPOMED (CGL2008-03474-E/BTE)

Grup d'Exploració Electromagnètica i Sísmica (EXES-UB)

Grup de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (GGAC)

El que avui és blanc, demà pot ser negre.

AGRAÏMENTS

Un dels grans reptes d'un investigador és plasmar en les poques pàgines que té un article tota la feina que ha fet anteriorment. Doncs més difícil és encara enumerar, en unes poques línies, tota la gent que ha fet possible que jo ara les estigui escrivint.

Primer de tot i especialment, vull donar les gràcies a l'Àlex Marcuello i a l'Anna Martí per haver codirigit aquesta tesi. No només per les hores que tots dos hi han dedicat (que han estat moltes) o pels coneixements que m'han transmès, sinó també per la paciència que han tingut al llarg de tots aquests anys fins arribar a veure enquadrada aquesta pila de fulls que ara llegeixes.

També vull agrair molt especialment el paper que han tingut en la realització d'aquesta tesi el Juanjo Ledo i la Pilar Queralt, que no l'han dirigit però gairebé. El suport rebut per part seva i el fet de tenir sempre la porta dels seus despatxos oberta de bat a bat no tenen preu. A l'Eduard Roca li he de donar també les gràcies per estar sempre disposat a aportar una visió diferent als models magnetotel·lúrics.

Un dels capítols d'aquesta tesi no seria possible sense l'acollida que el professor Martyn Unsworth i els seus estudiants, el Greg, el Dennis i el Ted, em van donar a Edmonton aquella tardor-hivern de 2009. La motivació rebuda per convertir un petit projecte de 14 estacions en un capítol d'aquesta tesi compensa de sobres els trajectes a peu de casa a la facultat i viceversa a 35°C sota zero.

Voldria agrair també a l'Alan Jones i al DIAS (Dublin Institute for Advanced Studies) el fet de deixar-nos les estacions de llarg període que es van utilitzar a la campanya de Bètiques. Al Jesús Galindo i a la Universidad de Granada també vull donar-los les gràcies per deixar-nos les seves estacions de banda ampla per la mateixa campanya.

La resta de gent que forma part de l'EXES també ha aportat el seu granet de sorra en aquesta tesi. El Fabián, la Perla, la Xènia, l'Eloi, la Lena i el David estan ja a prop d'escriure unes línies semblants a aquestes, però no m'oblido d'aquells que ja han volat del niu i que també m'han ajudat moltes vegades sense adonar-se'n: la Mireia, l'Ester, el Miquel i el Joan.

Volia fer una llista de tota la gent que em va ajudar amb les campanyes de camp, però són moltíssimes, o sigui que senzillament els dic que gràcies pel cop de mà, pels

quilòmetres i quilòmetres de cable enterrat i, sobretot, per compartir un bon sopar (i una cervesa) en acabar cada jornada.

Les llargues jornades a la facultat no serien el mateix sense les desconexions temporals per xerrar de temes aliens a la recerca (cosa que gairebé mai aconseguim). No m'oblido de l'Oriol, la Mireia, l'Oscar, en Carola, l'Ana, etc... També vull recordar-me d'aquells excompanys del Departament de Geodinàmica i Geofísica que ja han marxat com l'Oskar, el Jordi, el Marc o el Miki.

Fora de la facultat també hi ha una vida, i sense el recolzament d'aquells qui l'han compartit amb mi tampoc hagués arribat fins aquí. Gràcies Víctor, Jordi, "HeroCall" Crespo, Fari, Eliseu, Sergi, Ruth, Guillem, Santi, Luque, Pau, Marina, Olga, Pere, Laia, Gerard, Elena, Mecerreyes, Bill, Clara, Manu i Melisa per les estones viscudes. Agrair també a les dues famílies que em permeten desconnectar exercint de periodista sense titulació, la gent de Pericosonline i la gent de Dona'm la veu.

Només em queda agrair el suport més important de tots: el de la família. Des de la que viu a la vora del Mediterrani fins a la que tinc a l'altre costat de l'Atlàntic i passant pels que són a Granada. Agrair especialment el suport dels meus pares i els meus germans, que sempre hi són quan cal. I sobretot gràcies a la Roser, perquè aguantar a diari i durant tants anys a algú que escriu una tesi té moltíssim més mèrit que el fet d'escriure-la.

Moltes gràcies a tots!

ÍNDIX

INTRODUCCIÓ

RESUM EN ANGLÈS / SUMMARY IN ENGLISH

CAPÍTOL 1: FONAMENTS TEÒRICS I APLICACIÓ

DEL MÈTODE MAGNETOTEL·LÚRIC	1
1.1 Introducció al mètode	2
1.2 Principis matemàtics	4
1.2.1 Equacions de Maxwell	4
1.2.2 Hipòtesis del mètode	6
1.2.3 Respostes magnetotel·lúriques	6
1.2.4 Dimensionalitat de les estructures	9
1.2.5 Efectes de distorsió	12
1.3 Adquisició de dades	17
1.3.1 Introducció	17
1.3.2 Instrumentació	18
1.3.3 Procés d'instal·lació	21
1.4 Processat de dades.....	22
1.4.1 Precondicionament de les dades	22
1.4.2 Conversió del domini del temps al domini de les freqüències	22
1.4.3 Estimació de les respostes magnetotel·lúriques	23
1.4.4 Referència remota	25
1.4.5 Noves metodologies de processat	25
1.5 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades	26
1.5.1 Introducció	26
1.5.2 El codi WALDIM	26
1.5.3 El codi STRIKE	28
1.5.4 El mètode del tensor de fases	28
1.5.5 Consideracions finals	29
1.6 Modelització	30
1.7 Consideracions finals del capítol	33

CAPÍTOL 2: EL MÈTODE MAGNETOTEL·LÚRIC

EN CONTEXTOS GEOLÒGICS COMPLEXES	35
2.1 Introducció.....	36

2.2 Contextos geològics amb anisotropia elèctrica	36
2.2.1 Introducció a l'anisotropia elèctrica	36
2.2.2 Causes de l'anisotropia elèctrica	39
2.2.3 Modelització anisòtropa de dades magnetotel·lúriques	40
2.2.4 Identificació de l'anisotropia	41
2.2.5 Efectes de l'anisotropia en un medi 1D	45
2.2.6 Efectes de l'anisotropia en un medi 2D	55
2.2.7 Consideracions finals sobre l'anisotropia	63
2.3 Contextos geològics amb estructures geoelectriques 3D	65
2.3.1 Introducció als contextos 3D	65
2.3.2 Detecció d'efectes 3D a les dades	67
2.3.3 Modelització 2D de dades 3D	68
2.3.4 Modelització 3D de dades 2D	69
2.3.5 Limitacions de la modelització 3D	69
2.3.6 Consideracions finals sobre els contextos 3D	70
2.4. Estudis magnetotel·lúrics previs en contextos geològics complexes	71

CAPÍTOL 3: CARACTERITZACIÓ GEOELÈCTRICA DE LA LITOSFERA AL SUD DE LA PROVÍNCIA D'ALBERTA (CANADÀ)	73
3.1 Introducció	74
3.2 Context geològic i geofísic	75
3.2.1 La Conca Sedimentària d'Alberta	75
3.2.2 L'Escut Canadenc	76
3.2.3 El mantell litosfèric	82
3.3 Dades magnetotel·lúriques	84
3.3.1 Dades utilitzades	84
3.3.2 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades	86
3.3.2.1 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades amb el codi WALDIM	86
3.3.2.2 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades amb el codi STRIKE	89
3.3.2.3 Anàlisi de les fletxes d'inducció	95
3.3.3 Discussió sobre la presència de materials anisòtrops	97
3.4 Modelització anisòtropa 2D	102
3.5 Anàlisi de l'anisotropia present a la zona d'estudi	110
3.5.1 Anisotropia elèctrica a l'escorça	110
3.5.2 El Red Deer Conductor	111
3.5.3 Anisotropia elèctrica al mantell litosfèric	111
3.6 Conclusions.....	113

CAPÍTOL 4: CARACTERITZACIÓ GEOELÈCTRICA DE LA LITOSFERA A LA SERRALADA BÈTICA (ESPANYA)	115
4.1 Introducció	116
4.2 Context geològic, geofísic i geodinàmic	116
4.2.1 Context geològic	116
4.2.2 Context geofísic i geodinàmic	120
4.3 Antecedents i objectius	127
4.4 Adquisició i processat de dades	130
4.5 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades	132
4.6 Modelització 3D	135
4.6.1 Paràmetres de la modelització	135
4.6.2 Model 3D de resistivitat elèctrica	137
4.7 Implicacions geodinàmiques	142
4.8 Conclusions	148
CONCLUSIONS FINALS I TREBALLS FUTURS	149
BIBLIOGRAFIA	155
ANNEX DIGITAL (CD)	

FIGURES I TAULES

Capítol 1: Fonaments teòrics i aplicació del mètode magnetotel·lúric

<i>Figura 1.1: Rang de variació de diferents propietats físiques de les roques. (Modificat de "The Berkeley course on applied geophysics").</i>	2
<i>Figura 1.2: Valors de resistivitat elèctrica dels materials més comuns a l'escorça terrestre. Modificat de Palacky (1987).</i>	3
<i>Figura 1.3: Exemple d'una corba característica d'MT. Es mostren la resistivitat aparent i la fase dels modes xy i yx, el significat dels quals s'explicarà més endavant.</i>	8
<i>Figura 1.4: Exemple de model geoelèctric 1D (en aquest cas, estratificat).</i>	10
<i>Figura 1.5: Exemple de model geoelèctric 2D.</i>	11
<i>Figura 1.6: Exemple de model geoelèctric 3D.</i>	12
<i>Figura 1.7: Efectes de la distorsió galvànica en medis 1D i 2D. a) respostes magnetotel·lúriques en un medi 1D. b) respostes magnetotel·lúriques en un medi 1D afectades per distorsió galvànica. c) respostes magnetotel·lúriques en un medi 2D quan la direcció x coincideix amb la direcció de les estructures geoelèctriques. d) respostes magnetotel·lúriques en un medi 2D quan la direcció x coincideix amb la direcció de les estructures geoelèctriques afectades per distorsió galvànica. e) respostes magnetotel·lúriques en un medi 2D quan la direcció de les estructures geoelèctriques no coincideix amb cap dels eixos de mesura. f) respostes magnetotel·lúriques en un medi 2D quan la direcció de les estructures geoelèctriques no coincideix amb cap dels eixos de mesura afectades per distorsió galvànica. En tots els casos que presenten distorsió els paràmetres g, s, t i e tenen valors de 3, 0.75, 0.3 i 0.6 respectivament.</i>	15
<i>Figura 1.8: Esquema de la disposició dels elements emprats per la mesura dels camps electromagnètics naturals a la superfície terrestre.</i>	17
<i>Figura 1.9: Espectre de potència de les variacions naturals del camp magnètic dins del rang d'interès de la MT. Modificat de Junge (1996).</i>	18
<i>Figura 1.10: Estacions de mesura utilitzades en aquest treball. a) Estació de banda ampla ADU06. b) Estació de llarg període LEMI.</i>	19
<i>Figura 1.11: Detall d'un elèctrode impolaritzable de Pb-PbCl abans de ser instal·lat (a) i durant la seva instal·lació envoltat d'un fang elaborat amb aigua salada (b).</i>	20
<i>Figura 1.12: a) Instal·lació d'una bobina d'inducció utilitzada per enregistrar les fluctuacions del camp magnètic amb una estació de banda ampla. b) Instal·lació d'un fluxgate utilitzat per enregistrar el camp magnètic total amb una estació de llarg període.</i>	21
<i>Figura 1.13: Identificació dels diferents casos de dimensionalitat de les estructures geoelèctriques en funció dels valors dels invariants de WAL. Modificat de Martí (2006).</i>	27

Figura 1.14: Tres models 2D diferents de resistivitat elèctrica que generen respostes magnetotel·lúriques molt semblants. La primera fila mostra els tres models A, B i C. Les quatre fileres següents mostren, de superior a inferior, les pseudoseccions de resistivitat aparent del mode TE, de fases del mode TE, de resistivitat aparent del mode TM i de fases del mode TM. Els triangles mostren la localització de les estacions de mesura. 32

Capítol 2: El mètode magnetotel·lúric en contextos geològics complexes

Figura 2.1: Diagrama de les rotacions aplicades per generar qualsevol orientació de les direccions principals de l'anisotropia. A la primera rotació es genera l'strike (α_S) rotant sobre l'eix z, a la segona es genera el dip (α_D) rotant sobre l'eix x' i a la darrera es genera l'slant (α_L) rotant sobre l'eix z'' . Modificat de Martí et al. (2010). 37

Figura 2.2: Cub anisòtrop d'1 m d'aresta format per dues fases isòtrops amb valors diferents de resistivitat. 38

Taula 2.1: Criteris establerts per Martí et al. (2010) per determinar la presència d'anisotropia en medis 1D i 2D a partir de resultats de la dimensionalitat aparentment 2D. 44

Figura 2.3: Model i respostes d'un perfil amb una estructura 1D de tres capes, una de les quals presenta anisotropia. En aquest cas l'strike anisòtrop (α_S) és 0° i, per tant, els eixos del model es corresponen amb els de l'anisotropia. Les corbes de resistivitat aparent i fase obtingudes no varien al llarg del perfil. Els vectors d'inducció no es representen ja que són nuls. 46

Figura 2.4: Resultats de l'anàlisi de la dimensionalitat de les respostes obtingudes en el model de la Figura 2.3. 47

Figura 2.5: Resultats de la inversió anisòtropa 1D de les respostes del model de la Figura 2.3 utilitzant valors de α_S de 0° , 30° i 45° . Es mostren tant les dades d'entrada (punts) com les respostes obtingudes de la inversió (línies). 48

Figura 2.6: Inversió isòtropa 2D de les dades obtingudes d'un model 1D de tres capes éssent una d'elles anisòtropa, utilitzant tres espaiats diferents entre estacions. La direcció de ρ_{xx} és perpendicular a la direcció del perfil. S'ha utilitzat la mateixa malla en tots els casos. 50

Figura 2.7a: Respostes obtingudes sobre una estructura 1D amb una capa anisòtropa de $\alpha_S = 0^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km. 52

Figura 2.7b: Respostes obtingudes sobre una estructura 1D amb una capa anisòtropa de $\alpha_S = 30^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km. 53

Figura 2.7c: Respostes obtingudes sobre una estructura 1D amb una capa anisòtropa de $\alpha_S = 45^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km. 54

Figura 2.7d: Respostes obtingudes sobre una estructura 1D amb una capa anisòtropa de $\alpha_S = 90^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km. 55

Figura 2.8: Esquema del model anisòtrop 2D que s'utilitzarà en aquest apartat. 56

<i>Figura 2.9a: Respostes obtingudes sobre una estructura 2D incloent un bloc anisòtrop de $\alpha_s = 0^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.</i>	59
<i>Figura 2.9b: Respostes obtingudes sobre una estructura 2D incloent un bloc anisòtrop de $\alpha_s = 30^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.</i>	60
<i>Figura 2.9c: Respostes obtingudes sobre una estructura 2D incloent un bloc anisòtrop de $\alpha_s = 45^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.</i>	61
<i>Figura 2.9d: Respostes obtingudes sobre una estructura 2D incloent un bloc anisòtrop de $\alpha_s = 90^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.</i>	62
<i>Figura 2.10: Relació entre els diferents indicis que serveixen per detectar la possible presència d'efectes anisòtrops a les dades magnetotel·lúriques i el tipus d'estructura anisòtropa al que van (o poden anar) associats.</i>	64
<i>Figura 2.11: Esquema on es mostren els efectes dels cossos 3D a les dades magnetotel·lúriques en funció de la relació de proporció dels factors que els generen. L és la mida del cos, z és la seva profunditat d'emplaçament i δ el període de mesura.</i>	66

Capítol 3: Caracterització geolèctrica de la litosfera al sud de la província d'Alberta (Canadà)

<i>Figura 3.1: Situació geogràfica de la zona d'estudi, al sud de la província d'Alberta (Canadà).</i>	74
<i>Figura 3.2: Esquerra: mapa geològic de la zona d'estudi on es pot observar que els materials de la Conca d'Alberta (colors clars) ocupen gairebé la totalitat de la zona d'estudi. Els materials blaus i verds foscos corresponen als del límit est de la Cordillera Canadenca. Dreta: mapa d'isòpaques del gruix de la Conca d'Alberta a la zona d'estudi. El color gris indica gruixos de conca superiors a 3 km. Modificat del "Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin".</i>	76
<i>Figura 3.3: A) Mapa del gruix de la WCSB al sud-oest de Canadà i situació del perfil D-D'. B) Tall geològic D-D' atravesant la AB. L'exageració vertical de l'escala és d'aproximadament 40 vegades. Es pot observar que la màxima profunditat de la conca es troba al sud-oest de la mateixa i que va disminuint progressivament cap al nord-est fins arribar a desaparèixer. Modificat de "Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin".</i>	77
<i>Figura 3.4: Principals dominis tectònics precambrians presents a la zona d'estudi (Ross, 2002) i situació geogràfica dels perfils sísmics de la Figura 3.5.</i>	79
<i>Figura 3.5: Interpretació dels perfils sísmics de reflexió del Peace River Arch Industry Experiment (PRAISE, superior) i del Central Alberta Transect (CAT, inferior). La posició dels perfils sobre el mapa es pot observar a la Figura 3.4. Modificat de Ross (2002).</i>	79
<i>Figura 3.6: Models litosfèrics de resistivitat elèctrica a la zona d'estudi presentats per Boerner et al. (2000). La situació dels perfils es pot observar a la part esquerra de la figura.</i>	81

<i>Figura 3.7: Resultats (direccions i magnituds) de l'anàlisi de shear-wavesplitting. Els òvals indiquen els rangs d'incertesa. (Shragge et al., 2002).</i>	82
<i>Figura 3.8: Gruix de la litosfera al continent nord-americà. Es pot observar que al sud de la província d'Alberta (marcada en blanc) el gruix litosfèric calculat és superior a 200 km. Yuan i Romanowicz (2010).</i>	83
<i>Figura 3.9: Localització geogràfica de les estacions magnetotel·lúriques utilitzades en els cinc perfils superposada a les unitats tectòniques corticals de la zona d'estudi. Bu: Buffalo Head, Ch: Chinchaga, Hb: Medicine Hat, He: Hearne province, Hl: Loverna block, Hz: Matzhiwin, La: Lacombe domain, Ph: unitats fanerozoiques de la Cordillera, Ri: Rimbey, TA: Taltson Magmatic Zone, Th: Thorsby, Wa: Wabamun. Modificat de Boerner et al. (2000).</i>	85
<i>Figura 3.10: Resultats obtinguts de l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades utilitzant el codi WALDIM amb 4 bandes de períodes diferents. Les lletres corresponen a les unitats tectòniques corticals de la zona d'estudi detallades a la Figura 3.9.</i>	88
<i>Figura 3.11: Direccions estructurals obtingudes de l'anàlisi de les dades mitjançant el codi STRIKE amb 4 bandes de períodes diferents. Les lletres corresponen a les unitats tectòniques corticals de la zona d'estudi detallades a la Figura 3.9.</i>	90
<i>Figura 3.12: Valor de RMS obtinguts per a cada estació en l'anàlisi de les dades amb el codi STRIKE, assumint direccions estructurals de N36.6° (Perfil A), N33.1° (Perfil B), N37.6° (Perfil C), N42.8° (Perfil D) i N50.8° (Perfil E).</i>	91
<i>Figura 3.13a: Paràmetres de distorsió obtinguts de l'anàlisi estació a estació i per bandes de les dades amb el codi STRIKE, utilitzant una direcció fixada de l'strike de N36.6° per al perfil A i de N33.1° per al perfil B.</i>	92
<i>Figura 3.13b: Paràmetres de distorsió obtinguts de l'anàlisi estació a estació i per bandes de les dades amb el codi STRIKE, utilitzant una direcció fixada de l'strike de N37.6° per al perfil C i de N42.8° per al perfil D.</i>	93
<i>Figura 3.13c: Paràmetres de distorsió obtinguts de l'anàlisi estació a estació per bandes de les dades amb el codi STRIKE, utilitzant una direcció fixada de l'strike de N50.8° per al perfil E.</i>	94
<i>Figura 3.14: Part real de les fletxes d'inducció obtingudes per a cada estació en 4 períodes diferents. El conveni utilitzat és el de Parkinson (1962), en el que les fletxes d'inducció apunten cap a les anomalies de concentració de corrent.</i>	96
<i>Figura 3.15: Superposició de les corbes de resistivitat aparent i fase corresponents als modes xy i yx de 18 corbes del NW de la zona d'estudi. Els punts negres indiquen quines són aquestes estacions.</i>	98
<i>Figura 3.16: Models obtingut de la inversió isòtropa 2D de les dades corresponents als perfils A-E. La direcció dels perfils utilitzada ha estat l'obtinguda prèviament amb l'anàlisi de les dades mitjançant el codi STRIKE. S'han invertit les dades dels modes TE i TM, així com les dades del tipper.</i>	100

<i>Figura 3.17: Superposició a la Figura 3.9 de la traça dels perfils amb la direcció obtinguda de l'anàlisi de les dades amb el codi STRIKE. Aquests seran els perfils que es modelitzaran a continuació amb un codi anisòtrop 2D.</i>	101
<i>Figura 3.18: Relació entre les variables més utilitzades pel codi de Pek i Verner (1997) en un medi anisòtrop. La direcció de ρ_{min} és perpendicular a la direcció de ρ_{max} i l'angle que fa respecte l'eix x és l'strike. La direcció estructural 2D és paral·lela a l'eix x. Modificat de Heise i Pous (2003).</i>	102
<i>Figura 3.19a: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil A i aplicació de les estructures més superficials. Direcció x: resistivitat elèctrica en la direcció perpendicular al perfil. Direcció y: resistivitat elèctrica en la direcció del perfil. A la part inferior es poden observar els ajustos de les respostes del model a les dades (tant per la resistivitat aparent com per la fase) així com la distribució del RMS al llarg del perfil.</i>	105
<i>Figura 3.19b: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil B. (veure descripció a 3.19a).</i>	106
<i>Figura 3.19c: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil C. (veure descripció a 3.19a).</i>	107
<i>Figura 3.19d: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil D. (veure descripció a 3.19a).</i>	108
<i>Figura 3.19e: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil E. (veure descripció a 3.19a).</i>	109
<i>Figura 3.20: Esquema resum de l'estructura litosfèrica a la zona d'estudi, corresponent al perfil C.</i>	114

Capítol 4: Caracterització geoelectrica de la litosfera a la Serralada Bètica (Espanya)

<i>Figura 4.1: Mapa tectònic simplificat de la zona oest del Mediterrani. Basat en Vergés i Sàbat (1999).</i>	117
<i>Figura 4.2: Mapa geològic de la Serralada Bètica en el que es mostra l'extensió dels afloraments de cadascuna de les diferents unitats. (Vera, 2004).</i>	120
<i>Figura 4.3: a) Mapa de profunditat de la Moho segons el model de Fullea et al. (2010). b) Mapa de profunditat del límit litosfera-astenosfera segons el model de Fullea et al. (2010). c) Mapa de profunditat de la Moho segons el model de Soto et al. (2008). d) Mapa de temperatures a 60 km de profunditat segons el model de Tesauro et al. (2009).</i>	122
<i>Figura 4.4: Evolució de l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi des de l'Oligocè fins a l'actualitat proposada per Platt i Vissers (1989, modificació).</i>	123
<i>Figura 4.5: Evolució de l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi des del Paleogen fins a l'actualitat proposada per Calvert et al. (2000).</i>	124
<i>Figura 4.6: Evolució de l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi des del Paleogen fins a l'actualitat proposada per Lonergan i White (1997).</i>	124
<i>Figura 4.7: Estructura litosfèrica de la zona d'estudi proposada per Doglioni et al. (1999a).</i>	125

<i>Figura 4.8: Estructura litosfèrica de la zona d'estudi proposada per Docherty i Banda (1995).</i>	125
<i>Figura 4.9: Estructura litosfèrica de la zona d'estudi proposada per Zeck (1997).</i> ..	126
<i>Figura 4.10: Estructura litosfèrica actual de la zona d'estudi proposada per García-Castellanos i Villaseñor (2011).</i>	126
<i>Figura 4.11: Mapa geològic de les Zones Internes de la part central de la Serralada Bètica amb la superposició del sostre i la base del cos conductor situat sota la Sierra de Filabres (Martí et al., 2009b).</i>	128
<i>Figura 4.12: Esquema de les hipòtesis de la evolució de la Serralada Bètica pel que fa l'emplaçament de les roques bàsiques (modificat de Martí et al., 2009b).</i>	129
<i>Figura 4.13: Fotografies de la campanya de camp a la Serralada Bètica. a) Estació de mesura i bobina vertical camuflades amb Sierra Nevada de fons. b) Trinxera per enterrar el cable corresponent a un dels elèctrodes d'una estació de llarg període. c) Enterrament d'una bobina d'inducció. d) Instal·lació d'un elèctrode impolaritzable.</i>	130
<i>Figura 4.14: Corbes de resistivitat aparent i fase de les polaritzacions xy i yx corresponents a tres de les estacions de mesura. S'hi inclouen tant les dades provinents d'estacions de banda ampla com les provinents d'estacions de llarg període.</i>	131
<i>Figura 4.15: Localització de les estacions de mesura de la base de dades un cop processades les dades i avaluada la seva qualitat superposada a les unitats geològiques principals de la zona d'estudi. Punts negres: estació de banda ampla prèviament existent. Punts blaus: estació de banda ampla de nova adquisició. Punts grisos: estació de banda ampla prèviament existent i estació de llarg període de nova adquisició. Punts taronges: estació de banda ampla i estació de llarg període de nova adquisició. Punts grocs: estació de llarg període de nova adquisició.</i>	132
<i>Figura 4.16: Resultats obtinguts de l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades realitzat amb el codi WALDIM per cadascuna de les bandes de períodes establertes.</i>	134
<i>Figura 4.17: Part central del model 3D de resistivitat elèctrica utilitzat com a model inicial en el procés d'inversió. A l'esquerra es pot observar que es tracta d'un model homogeni amb l'única excepció del mar. A la dreta es pot observar el caràcter regular de la malla de 8 km x 8 km.</i>	135
<i>Figura 4.18: Mapa de distribució dels valors de RMS obtinguts del procés d'inversió de les dades magnetotel·lúriques. Els punts indiquen la localització de les estacions de mesura i la línia negra correspon a la costa...</i>	137
<i>Figura 4.19: a) Mapa geològic simplificat de la zona d'estudi on es mostren les principals unitats tectòniques de la Serralada Bètica. IM, Massís Ibèric (gris fosc); IZ, Zones Internes (taronja); EZ, Zones Externes (gris clar); NB, Conques Neògenes (blanc). b-j) Vistes en planta de capes seleccionades del model 3D de resistivitat elèctrica amb identificació dels principals cossos conductors i resistius. RIM, Massís Ibèric; RIZ, Zones Internes; CGU, Conca del Guadalquivir; CG, Conca de Granada; CGB, Conca de Guadix-Baza; CB1, Cos Conductor 1; CB2, Cos Conductor 2. Els punts negres</i>	

indiquen la localització de les estacions magnetotel·lúriques. A-A', B-B' i C-C' a cada capa indiquen la localització dels perfils de la Figura 4.22. 138

Figura 4.20: Comparació de l'extensió del cos CB1 amb la del cos CF3 presentat per Martí et al. (2009b). S'ha delimitat la zona que presenta valors de resistivitat elèctrica inferiors a 5 ohm·m. Es mostra també la situació de les estacions de mesura (en negre les estacions utilitzades per Martí et al. (2006) i en vermell les que s'han afegit en aquest estudi) així com i la línia de costa. 140

Figura 4.21: Resultats dels tests de sensibilitat realitzats amb el conductor CB2, comparant els valors de RMS obtinguts per a tot el conjunt de dades en situar la base del conductor en qüestió a diferents profunditats i utilitzant valors de resistivitat elèctrica diferents. La línia negra mostra el RMS obtingut modificant la base del conductor sense variar els valors interns del mateix. El punt negre mostra el model de la Figura 4.19. 142

Figura 4.22: a) Mapa geològic simplificat de la Serralada Bètica mostrant la localització de les estacions magnetotel·lúriques (punts negres) i els perfils. A-A', B-B' i C-C' són vistes laterals de seccions del model 3D de resistivitat elèctrica que travessen el cos CB2 amb la superposició de la localització dels hipocentres (punts blancs) que es troben a menys de 8 km de distància del perfil. S'hi inclouen totes les dades disponibles des de 1900. La línia discontinua negra mostra el límit entre la litosfera i l'astenosfera interpretada del model de resistivitat incloent la continuació del cos CB2 en profunditat. D1, D2 i D3 són els principals dominis tectònics descrits al text. 144

Figura 4.23: Model de subducció amb trencament lateral (tearing) presentat per Govers i Wortel (2005). S'hi indiquen els esforços de Coulomb més grans de 50 Mpa i el possible pla de trencament de la llosa que subdueix. 146

Figura 4.24: (a,b) Esquema geodinàmic 3D i secció vertical de l'estructura litosfèrica interpretada sota la Serralada Bètica i el nord del Mar d'Alborán. IC, Escorça Ibèrica; AC, Escorça d'Alborán (Zones Internes i Mar d'Alborán); LC, Escorça Liguriana; ILM, Mantell litosfèric Ibèric; ALM, Mantell litosfèric d'Alborán; LLM, Mantell litosfèric Ligurià; AS, Astenosfera. La línia negra discontinua indica la línia de costa actual. (c) Estructura litosfèrica interpretada superposada al tall corresponent del model 3D de resistivitat elèctrica A-A'. 147

INTRODUCCIÓ

El mètode magnetotel·lúric és una tècnica geofísica de font natural i no invasiva que permet caracteritzar la resistivitat elèctrica del subsòl. Amb un recorregut de més de mig segle, es troba avui en dia en ple rendiment gràcies a les seves nombroses aplicacions que motiven el seu constant desenvolupament. L'augment de l'interès de la indústria privada en el mètode magnetotel·lúric (per exemple en la inversió conjunta amb dades sísmiques per l'exploració d'hidrocarburs) juntament amb les prestacions que ofereixen avui en dia els ordinadors (memòria, velocitat de càlcul i nombre de processadors) han permès una evolució en el processat de les seves dades i, especialment, en la seva modelització. En menys de 20 anys s'ha passat de modelitzar mitjançant el mètode d'assaig i error perfils 2D a invertir models 3D amb dades provinents d'un elevat nombre d'estacions.

El mètode magnetotel·lúric permet caracteritzar contrastos significatius de resistivitat elèctrica, així que és útil per caracteritzar els límits en profunditat de les conques sedimentàries, les estructures internes dins de la litosfera (subduccions, fusions parcials, mineralitzacions, etc...) o fins i tot per identificar el límit litosfera-astenosfera si s'utilitzen estacions de llarg període. En aquesta tesi s'aplicarà el mètode magnetotel·lúric en dues zones d'estudi amb una estructura litosfèrica que es troba actualment en discussió.

La primera zona correspon a la Serralada Bètica (Espanya) i està ubicada al límit de dues plaques tectòniques, l'Africana i la Ibèrica. Els darrers anys s'han proposat diversos models geodinàmics per explicar la seva estructura litosfèrica, però cap d'ells ha tingut en compte dades geoelèctriques. Degut als bons resultats que el mètode magnetotel·lúric ha presentat en altres zones de límit de plaques i a que ja existien dades de treballs previs a la part central, es va decidir adquirir noves dades i ampliar la zona d'estudi a gairebé la totalitat de la Serralada. Conèixer la distribució de la resistivitat elèctrica a escala litosfèrica pot ajudar a discriminar entre els models geodinàmics existents i imposar constreyniments en models futurs.

La segona zona d'estudi considerada en aquesta tesi es troba a la província d'Alberta (Canadà), que presenta una litosfera amb unes característiques molt diferents a l'anterior però també desperta un gran interès degut a la possible presència d'una forta anisotropia elèctrica generalitzada. Els estudis realitzats fins a l'actualitat descriuen l'escorça com anisòtropa, però en utilitzar codis d'inversió isòtrops no han estat capaços de trobar un model que reflecteixi l'estructura que realment presenta. L'objectiu de l'estudi realitzat en aquesta tesi serà determinar si realment hi ha materials anisòtrops a

la litosfera i, en cas afirmatiu, modelitzar-la utilitzant un codi que tingui en compte aquest efecte.

Quan la zona d'estudi és geològicament complexa com en aquests dos casos hi ha aspectes que s'han de considerar quan s'hi volen realitzar estudis magnetotel·lúrics. Així, mentre que l'adquisició i el processat de les dades es poden dur a terme de manera similar a qualsevol altre estudi magnetotel·lúric, l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades (és a dir, identificar les estructures dominants a la zona d'estudi com a 1D, 2D o 3D) i l'elecció del tipus de modelització a utilitzar requereixen una avaluació de certs paràmetres que s'han de tenir en compte obligatòriament. En aquesta tesi es tractarà aquesta avaluació en dos casos de zones geològicament complexes: quan hi ha presència de materials elèctricament anisòtrops i quan les estructures regionals són tridimensionals.

Aquesta tesi es presenta en format de memòria i està dividida en quatre capítols.

Al Capítol 1 es presenta breument el mètode magnetotel·lúric, la història del seu desenvolupament, els fonaments teòrics en els quals es basa i els passos que s'acostumen a seguir en la seva aplicació habitual. S'expliquen els aspectes bàsics de l'adquisició de dades al camp, el processat de les mateixes i, sobretot, es fa especial èmfasi en els aspectes de l'estudi de la dimensionalitat de l'estructura, ja que és una de les eines amb les que es treballa als capítols posteriors. Finalment s'expliquen quines són les metodologies de modelització existents.

Al Capítol 2 es presenten i s'analitzen les dificultats que presenten els dos casos particulars de contextos geològics complexes amb els que es treballa en aquesta tesi: la presència de materials elèctricament anisòtrops i l'existència d'estructures regionals tridimensionals. Aquest capítol està dividit en dues parts.

En la primera part s'explica què és l'anisotropia elèctrica, com es caracteritza matemàticament, quines són les seves possibles causes i quines possibilitats existeixen per modelitzar aquests materials en un projecte magnetotel·lúric. Un dels principals problemes que presenta un context geològic amb presència d'anisotropia és precisament identificar-lo com a tal. És per això que s'exposen patrons d'identificació de la presència d'anisotropia a la zona d'estudi (alguns de coneguts i altres de nous) a partir de l'observació de les respostes magnetotel·lúriques, l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades i de la modelització isòtropa que es pugui realitzar. Finalment es presenta un

esquema que relaciona els diferents indicis que poden servir per detectar la possible presència d'efectes anisòtrops a les dades i el tipus d'estructura anisòtropa al que van (o poden anar) associats.

La segona part d'aquest capítol es centra en els contextos geològics amb estructures tridimensionals. S'explica quins són els efectes que aquest tipus d'estructures produeixen a les dades i com es poden detectar i, finalment, es mostren les diferents opcions que existeixen per modelitzar el subsòl en aquest tipus de contextos i les limitacions que presenten.

Per tancar aquest segon capítol es presenta una breu recopilació d'estudis magnetotel·lúrics de diferents escales realitzats en aquests dos tipus de contextos.

Al Capítol 3 es presenta l'aplicació del que s'ha descrit al capítol anterior amb un estudi per caracteritzar geoelèctricament la litosfera al sud de la província d'Alberta (Canadà). Utilitzant les dades provinents d'un total de 111 estacions magnetotel·lúriques de llarg període distribuïdes al llarg de cinc perfils, es demostra l'existència de materials anisòtrops al subsòl i es modelitza posteriorment la litosfera mitjançant un codi que té en compte aquesta característica. Finalment es realitza la interpretació dels resultats obtinguts de la modelització utilitzant també altres dades geofísiques existents de la zona.

Gran part de les dades utilitzades en aquest capítol ja van ser emprades en estudis anteriors. Aquests estudis, però, ja arribaven a la conclusió que amb els codis de modelització isòtropa que es van utilitzar no es podia caracteritzar correctament el subsòl degut a la sospita de la presència d'una forta anisotropia a les dades.

Aquest capítol ha estat possible gràcies a una estada breu realitzada a la University of Alberta (Canadà) durant la segona meitat de l'any 2009.

Al Capítol 4 es presenta un estudi per caracteritzar geoelèctricament la litosfera a la Serralada Bètica (Espanya). A la zona central d'aquest orogen ja s'hi havien realitzat estudis magnetotel·lúrics a escala cortical i que havien determinat que l'estructura cortical és tridimensional. Utilitzant les dades de 100 estacions magnetotel·lúriques tant de banda ampla com de llarg període (algunes existents i altres de noves), s'ha confirmat el caràcter 3D de l'estructura litosfèrica regional i s'ha obtingut un model 3D de la zona mitjançant un procés d'inversió de les dades. Aquest model s'ha interpretat utilitzant altres dades geofísiques existents i s'ha utilitzat per avaluar els diferents

models geodinàmics proposats en treballs anteriors. Finalment es presenta una nova proposta de model geodinàmic tenint en compte el model de resistivitat elèctrica obtingut, els models proposats amb anterioritat i models numèrics existents per explicar el comportament de zones similars. Els resultats d'aquest capítol han estat publicats a la següent referència.

- Rosell, O., Martí, A., Marcuello, A., Ledo, J., Roca, E. i Campanyà, J., 2011. Deep electrical resistivity structure of the northern Gibraltar Arc (western Mediterranean): evidence of lithospheric slab break-off, *Terra Nova*, 23 (3), 179-186.

Per tancar aquesta memòria es recullen les conclusions finals de la tesi i es proposen diferents línies per on podrien anar els projectes de futur que hi estan relacionats. També s'adjunta un CD amb els Annexos als que es fa referència al llarg de la memòria.

Aquesta memòria recull la major part del treball que el doctorand ha realitzat els darrers anys. Tot i així també ha col·laborat en altres projectes dins del grup de recerca EXES-UB (Grup d'Exploració Electromagnètica i Sísmica) i l'Institut de recerca Geomodels que no estan relacionats directament amb aquesta tesi i que han quedat reflectits en les següents publicacions:

- Ledo, J., Jones, A.G., Siniscalchi, A., Campanyà, J., Kiyan, D., Romano, G., Rouai, M. i TopoMed MT Team, 2011. Electrical signature of modern and ancient tectonic processes in the crust of the Atlas mountains of Morocco, *Phys. Earth Planet. Int.*, 185 (3), 82-88.
- Miensopust, M.P., Queralt, P., Jones, A.G. i 3D MT modellers, 2013. Magnetotelluric 3-D inversion - a review of two successful workshops on forward and inversion code testing and comparison. *Geophys. J. Int.*, 193 (3), 1216-1238.

- Rubinat, M., Ledo, J., Roca, E., Rosell, O. i Queralt, P., 2010. Magnetotelluric characterization of a salt diapir: a case study on Bicorn–Quesa Diapir (Prebetic Zone, SE Spain), *Journal of the Geological Society*, 167 (1), 145-153.
- Schmoldt, J.P., Jones, A.G. i Rosell, O., 2013. Structures and geometries of the Tajo Basin crust, Spain: Results of a magnetotelluric investigation compared to seismic and thermal models, *Tectonics*, en revisió.

**SUMMARY IN ENGLISH
(RESUM EN ANGLÈS)**

Introduction

The magnetotelluric method is a noninvasive natural source geophysical technique that allows the characterization of the electrical resistivity distribution in the subsurface. Although being relatively modern in comparison with other geophysical methods, it has a lot of practical applications and is in constant development. The rise of the industrial interest on the magnetotelluric method (for instance in the joint inversion with seismic data) and the services that computers offer nowadays (in terms of memory, calculation speed and number of processors) have allowed an important evolution in the processing but especially in the modeling of the data. In less than 20 years we have gone from working with 2D profiles by using the trial-and-error technique to inverting 3D models with data coming from a large number of sites.

The magnetotelluric method can characterize significant contrasts in the electrical resistivity distribution, so it is a useful technique to depict the limits between sedimentary basins and their basements, internal structures within the crust (subduction processes, partial melting, mineralizations, etc...) or to identify the Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAB) if long period stations are available. In this thesis the magnetotelluric method will be used in two different study areas in which the lithospheric structure is under discussion.

The first one is the Betic Cordillera (Spain) and is located at the boundary between the Iberian and African plates. Recent studies have proposed several different geodynamic models to explain its lithospheric structure, but none of them takes geoelectrical data into consideration. Due to the good results the magnetotelluric method has shown in other plate boundary study areas and to the already existing data on its central part, new data were collected and the study area was extended to almost the whole Cordillera. Understanding the electrical resistivity distribution at lithospheric scale can help to discriminate between the proposed geodynamic models and to constrain their interpretations.

The second study area considered is the Alberta Province (Canada). The characteristics of its lithosphere are different than the ones in the Betic Cordillera, but it is an interesting zone due to the possibility of being affected by a generalized electrical anisotropy. Recent studies describe its crust as anisotropic and are not able to find a model reflecting its real structure. The aim of the survey presented here is to determine

if the lithosphere in Alberta is affected or not by electrical anisotropy and in case it is, to carry out a modeling that takes this effect into account.

When the study area is geologically complex as it is in these two cases, several considerations need to be taken into account in the magnetotelluric studies performed on it. While the data acquisition and processing are similar to the usual cases, the dimensionality analysis of the data (the identification of the regional structures as 1D, 2D or 3D) and the choice of the modeling method require the evaluation of some parameters that must be considered. In this thesis this evaluation will be performed in two cases of geologically complex areas: in the presence of electrically anisotropic materials and in the presence of regional 3D structures.

This thesis is divided in four chapters.

Chapter 1: Theoretical foundations and application of the magnetotelluric method.

This chapter presents the magnetotelluric method, its theoretical foundations and how this is applied in the main stages of a magnetotelluric survey.

Sections 1.1 and 1.2 introduce the evolution of the magnetotelluric method in time and its theoretical foundations are introduced. The Maxwell equations that describe the behavior of electromagnetic waves and the hypothesis made are explained here, as well as basic concepts like the magnetotelluric responses, the dimensionality of the structures and the distortion effects.

Section 1.3 contains a summary of how the magnetotelluric data is acquired, showing the layout of an MT site in the field and describing the instrumentation used in this work (broad band and long period stations, non-polarizable electrodes and magnetometers).

The data processing is summarized in section 1.4 with data conditioning, the conversion from time domain to frequency domain and the estimation of the magnetotelluric responses, including the remote reference method.

Once the data has been processed and prior to the modeling stage, section 1.5 briefly explains the importance of performing an accurate dimensionality analysis of the data. Three commonly used dimensionality analysis codes (WALDIM, STRIKE and Phase Tensor) are presented, describing how they work and pointing out their pros and cons.

Finally, section 1.6 is focused on the modeling using magnetotelluric data, explaining the general non-uniqueness of the solution of the inversion processes and showing a brief compilation of available codes.

Chapter 2: The magnetotelluric method in complex geological areas

This chapter is focused on the difficulties that two particular cases of complex geological areas present when a magnetotelluric survey is carried out: the presence of electrically anisotropic materials and the presence of regional 3D structures. The chapter is divided in two parts.

Part one focuses on geological contexts with anisotropic materials. It defines the electrical anisotropy, how to mathematically characterize it, which are its usual causes (for both microanisotropy and macroanisotropy) and the modeling codes existing to deal with it. The most important feature in this section is the compilation of the anisotropy evidences on the magnetotelluric data. Synthetic 1D and 2D anisotropic models (Figures 2.3 and Figure 2.8) were used to generate magnetotelluric responses affected by anisotropy, check the characteristics of these evidences and determine which kind of anisotropic structure is (or can be) related to. These evidences are divided in three groups depending on the stage of the magnetotelluric survey they can be detected.

- Evidences that can be detected directly from the visualization of the data. These are the repetition of the curves in different locations, null induction vectors, the presence of induction arrows non-perpendicular to the geological strike and the out-of-quadrant phases.

- Evidences that can be detected on the dimensionality analysis of the data. These are the results from the WALDIM code in some 2D cases and the contradictory results between WALDIM and STRIKE codes (as observed in the real data from Alberta, analyzed in Chapter 3).

- Evidences that can be detected during the 2D isotropic modeling processes. These are the presence of an alternation of resistive and conductive subvertical bodies in the resulting model and the dependence of their location on the site spacing.

The conclusions of this first part of Chapter 2 are summarized in a flowchart that relates all these evidences with the possible geoelectric structures that can cause them, whether or not related with anisotropy (Figure 2.10).

The second part of this Chapter 2 is focused on the geological contexts with the presence of 3D structures, explaining the effects these kind of structures produce on the data and how these can be detected. The existing options for modeling the subsurface in these situations and their limitations are also presented. A 3D inversion can be a useful tool, but on the other side is significantly slower than a 2D one. Moreover, a 3D inversion of 2D data can lead sometimes to wrong interpretations if the sites are not regularly distributed over the study area. Thus, a 3D modeling process is mandatory when the dimensionality analysis requires it, but is not recommended in other cases.

At the end of this Chapter 2 there can be found a compilation of magnetotelluric studies at different depths performed on these two kinds of geoelectrical contexts.

Chapter 3: Geoelectrical characterization of the lithosphere in the south of Alberta province (Canada)

The Alberta province in Canada has a high geological and geophysical interest due to the hydrocarbon exploration in its sedimentary basin. Due to this interest, there is a lot of information available about this basin but, on the other side, its lithospheric structure is barely known. On the late 70's the LITHOPROBE project started with the aim of improving the understanding of the lithosphere across Canada by using multidisciplinary geophysical techniques, which included about one thousand magnetotelluric sites. In the study area, the south of Alberta Province, several profiles were acquired and processed, but the isotropic models obtained had been considered not valid because of the effects from the electrical anisotropy present in the area. In this chapter, four profiles of the LITHOPROBE dataset will be used as well as a new one acquired by the University of Alberta in order to characterize the lithospheric structures of the study area.

The existing geological and geophysical setting depicts a lithospheric structure divided in four layers. The first (and shallowest one) is the Alberta Basin, filled with phanerozoic sediments and showing a thickness varying from less than 1 km to almost

6 km from NE to SW. The second is the Canadian Shield, reaching depths of 35 km to 40 km down to the Moho. The third level is the lithospheric mantle, reaching depths from 180 km to 240 km and depicting the Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAB) at the limit with the fourth layer: the asthenosphere.

The magnetotelluric dataset consists of 111 high quality data sites distributed in 5 WNW- ESE profiles (named A, B, C, D and E from north to south) with periods ranging from 1 s to 20000 s (Figure 3.9).

The dimensionality analysis of the dataset using the WALDIM code (Figure 3.10) seems to detect shallow 1D and 2D structures, but at a range of periods between 10 s and 1000 s a lot of 3D cases appear. The results obtained with the STRIKE code, on the other side, show 1D structures for the smaller depths and 2D regional structures ranging smoothly from N35° to N50° (Figures 3.11, 3.12 and 3.13). The results obtained by these two codes seem to be incompatible, but looking carefully at them one can see that a 2D regional structure with the presence of an anisotropic block or layer with an anisotropic strike close to the geological one can explain both. Very small variations from the geological and the anisotropic strikes can be the cause for the 3D cases shown by the WALDIM code, and some nearby sites are classified as 2D but are affected by anisotropic effects following the criteria shown in Table 2.1.

The induction arrows are almost null for periods shorter than 100 s (Figure 3.14), which indicates a lack of remarkable lateral variations on the resistivity. For periods ranging from 100 s to 1000 s, thus, one can appreciate that the induction arrows point to the area where the Lacombe and the Loverna blocks meet. This area agrees with the location of the Red Deer Conductor (RDC), a previously described high conductivity body. At longer periods the induction arrows point towards the SW, which makes sense as they are pointing towards the asthenosphere surrounding the Canadian Shield, as can be observed in Figure 3.8.

With all these results and the conclusions arisen from previous studies, it seems obvious that the dataset is affected by anisotropy but, to verify it, the dataset and its results were tested by using the evidence criteria previously presented in Chapter 2.

· Figure 3.15 shows a stack of apparent resistivity and phase curves from 18 different sites with almost identical shapes. The fact that there is a clear splitting of the curves and that the sites are not aligned can only be explained with a 1D structure which

has at least one anisotropic layer. The lack of significant values for the induction arrows is also compatible with this kind of structure.

- Some sites were defined as affected by 2D structures by the WALDIM code but showing different values for θ_1 and θ_2 . Moreover, WALDIM and STRIKE analyses seem to be contradictory at several sites and periods.

- The isotropic 2D inversions of the profiles show clear alternations of conductive and resistive subvertical bodies placing shallow conductive bodies between the sites (Figure 3.16).

These evidences confirm not only the presence of anisotropic materials in the study area, but also that the regional structure is mainly 1D with at least one anisotropic layer. In some areas there seem to be some 2D structures with a geoelectrical strike parallel to the anisotropic one.

In order to properly characterize the lithospheric structure, the five profiles have been located following the results obtained from the STRIKE analysis (Figure 3.17). The 2D models have been obtained using a forward modeling code that takes anisotropy into account, and are shown in Figure 3.19. Four main units can be depicted from these models.

- An outcropping isotropic unit, showing resistivity values ranging from 3 $\Omega\cdot\text{m}$ to 12 $\Omega\cdot\text{m}$ and a thickness that increases from 2 km in profile A to 6 km in profile E. It is interpreted as the Alberta Basin.

- A second unit mainly resistive and anisotropic. Its anisotropy ratio is not uniform, but is always lower than two orders of magnitude. Maximum resistivity values range from 600 $\Omega\cdot\text{m}$ and 3000 $\Omega\cdot\text{m}$, while the minimum resistivity ones (in the perpendicular direction) range from 40 $\Omega\cdot\text{m}$ to 200 $\Omega\cdot\text{m}$. The bottom of this unit is located at depths between 30 km and 40 km, which is coincident with the Moho inferred from the seismic profiles. This unit is interpreted as the Canadian Shield and it shows two small high conductivity bodies inside it that affect significantly the nearby sites.

The first one is anisotropic, and its main feature is the low resistivity it presents (down to 0.1 $\Omega\cdot\text{m}$ in some areas). It is located in the upper limit of the Canadian Shield and is visible in all the profiles, although its thickness is never greater than a few hundreds of meters. Its location in the profiles suggests that is the previously described Red Deer Conductor.

Profiles D and E show another conductive body located at the lower crust, at a depth of around 30 km. It is also anisotropic, but its resistivity values are higher than the ones in the RDC. It is interpreted to be related to the continental collision between the Loverna and Medicine Hat blocks that involves a partially eclogitized crust.

- The third unit, which shows a strong anisotropy (more than two orders of magnitude), extends from the Moho down to depths of 250 km to 280 km. It is interpreted as the lithospheric mantle, so its bottom limit depicts the LAB. It includes on the NW side of the profiles and just under the Moho, an isotropic area with resistivity values of 3000 $\Omega\cdot\text{m}$.

- The fourth and deepest unit shows a homogeneous resistivity value of 20 $\Omega\cdot\text{m}$, and is interpreted as the asthenosphere.

The anisotropy in the crust is interpreted as a macroanisotropic effect due to the existence of faults and fractures that appeared as a consequence of the compressive tectonic context that the Canadian Shield has suffered during its formation, as it can be observed in the existing seismic profiles. The fact that the lowest resistivity direction matches the geological strike is coherent with this interpretation.

The RDC presents an anisotropy ratio similar than the rest of the crust, which means that the origin of the anisotropy is probably the same. It is interpreted as a deposit containing some kind of ferromagnetic mineral, as it is extremely conductive and is located in an area with a positive magnetic anomaly. A more detailed study with more magnetotelluric sites and other geophysical data would be necessary to make this interpretation more accurate.

The anisotropy ratio in the lithospheric mantle is so strong that cannot be caused by the presence of aligned graphite or orientated partial melting. The anisotropic diffusion of hydrogen in oriented olivine crystals in the presence of small amounts of water is interpreted to be the cause of the anisotropy in this case. It explains the strong anisotropy ratios observed, the resistivity values obtained and is supported by other geophysical data such as the teleseismic studies performed in the study area.

A schematic layout of the structure in the study area is shown in Figure 3.20.

Chapter 4: Geoelectrical characterization of the lithosphere on the Betic Cordillera

The Betic Cordillera (or Betic Chain or Betics) is an Alpine orogen located in the limits of the African and Iberian plates, and has been studied for a long time due to its complex geological structure. It forms the northern side of the Gibraltar Arc, which also includes the Rif Cordillera and the Alboran Basin. As a consequence of its geological evolution, the Betic Cordillera is divided into different tectonic units which are the External Zones, the Internal Zones, the Campo de Gibraltar Complex, the Guadalquivir Basin and the postorogenic basins.

As the crustal structure under the Betic Cordillera seems to be clear, the lithospheric one has been under discussion for many years. Several geodynamical models have been proposed based on geological and geophysical data, but the hypothesis the authors present in terms of geodynamic evolution and actual lithospheric structure differ one from another. The opening of the Alboran Basin has been suggested to be a consequence of convective removal of the thickened lithospheric root that caused uplift and extension (Figure 4.4), lithospheric delamination caused by gravitational collapse of the thickened lithosphere (Figure 4.5), westwards to southwards rollback of an oceanic slab that generated back-arc extension (Figure 4.6), south-eastwards rollback of an oceanic slab attached to the African plate (Figure 4.7), south-eastward delamination of the subcrustal lithospheric slab (Figure 4.8), a vertical broken-off piece of a previously subducting lithospheric slab (Figure 4.9.) or an initial subduction of an oceanic crust towards the SE followed by a lateral tearing of this oceanic slab (Figure 4.10). None of these geodynamic models has taken electromagnetic data under consideration, although it has been proved as a useful technique to discriminate between them.

There are some interesting magnetotelluric studies focused on the Betic Cordillera that interpreted the structure of the upper crust (Figures 4.11, 4.12), but none of them used long period data nor covered the whole Cordillera. The aim of this study is to characterize the geoelectrical lithospheric structures under the Betic Cordillera and use this tool to evaluate the previously proposed geodynamical models.

The dataset used contains both previously collected and new magnetotelluric data recorded both with broad band and long period stations. The total amount of site

locations rises up to 100, 41 of them including long-period data (Figure 4.15). The time series were processed using robust algorithms with remote reference when possible. The apparent resistivity and phase curves obtained cover periods from 0.001 s to 20 000 s for some of the sites, showing medium to high quality.

The dimensionality analysis using the WALDIM code shows as a main feature a predominance of 3-D geoelectrical behavior for periods longer than 1 s across the whole area (Figure, 4.16). Thus, a 3-D model is the most valid approach to properly characterizing the deep crustal and lithospheric electrical structure beneath the Betic Cordillera.

No clear evidences of anisotropy effects in the data were found, although it is always difficult (if not impossible nowadays) to find evidences of anisotropy effects in the data on regional 3D areas.

The geoelectrical structure of the Betic lithosphere was imaged by building a 3D resistivity model with 38 x 50 x 33 mesh elements. The initial model used for the inversion was a homogeneous 100 $\Omega\cdot\text{m}$ block except for the sea, which was fixed at a constant 0.3 $\Omega\cdot\text{m}$ based on the bathymetry of the Alboran Sea (Figure 4.17). The WSINV3DMT inversion code was used to invert the off-diagonal components of the impedance tensor. The misfit between the data and the model responses has an RMS value of 5.2 when using only a 5% error for the impedance values (Figure 4.18).

The resulting model (Figure 4.19) is characterized at upper to middle crustal levels by a complex pattern of resistive and conductive zones. The shallow conductive zones are likely to be related to the detrital infill of neogene basins such as the Guadalquivir Basin (CGU), the Guadix-Baza Basin (CGB) and the Granada Basin (CG). The External Zones are collectively depicted down to 10.5 km as a body of heterogeneous resistivity values due to their complex structure and the variable composition of carbonate marls, mudstones and detritic rocks. To the north, south and beneath these conductive domains, the resistive zones correspond to the igneous and metamorphic rocks of the Iberian Massif (RIM) and the metamorphic Paleozoic Triassic rocks of the Internal Zones (RIZ), which continue to mid-low crustal levels. The bases of these two resistive bodies, located in the Moho, are not visible in the model because there is no variation in electrical resistivity between the lower crust and the upper lithospheric mantle.

In the Internal Zones the model shows a low-resistivity anomaly in the upper-mid crust between depths of 4.5 km and 17.5 km. This conductive body (CB1) was previously interpreted to represent basic or ultrabasic rocks containing a conducting mineral phase (Figure 4.20). It is clear from this 3D model that it has no continuity towards the west and does not appear at these depths anywhere else in the study area. At deeper levels, the resistivity model depicts a boundary between 110 km and 160 km that marks the transition from values of 500–1000 $\Omega\cdot\text{m}$ to values as low as 10 $\Omega\cdot\text{m}$. These low resistivity values could correspond to asthenospheric material and, hence, this transition is interpreted as the LAB. In accordance with previous models, the LAB is estimated to be located at 110 km under the eastern Betics, deepening to 160 km towards the western Betics.

Above this boundary the most remarkable, yet previously undescribed, feature of the model appears. This is a N-trending conductive body (CB2) located east of the 4°W meridian and extending in depth from 30 km to 62 km. This CB2 body, located at lithospheric mantle levels, has resistivity values ranging from 5 $\Omega\cdot\text{m}$ to 15 $\Omega\cdot\text{m}$ and is subvertical, dipping almost 90° west. Despite the mainly N-trend, at its northern limit it turns 90° west and continues for about 70 km. The sensitivity tests performed on the CB2 body show that its base reaches depths of at least 62 km, but, given the loss of resolution of the magnetotelluric method beneath a conductive body it could be located as far down as the asthenosphere without affecting the model responses (Figure 4.21).

According to lithospheric seismic tomography studies performed in the Betic Cordillera, the location of the CB2 anomaly compares well with a zone of low seismic velocity (up to a 6% decrease). In addition, comparison of the presented resistivity model with earthquake hypocenter locations (Fig. 4.22) shows a lack of hypocenters inside the CB2 body. In fact, it separates three main domains with different seismic activities and resistivity values:

(1) a SW domain (D1) characterized by a resistive lithosphere and including deep hypocenters with increasing depth towards the east and south.

(2) a SE less resistive domain (D2) with high hypocenter density located, in this case, exclusively at upper crustal levels.

(3) a N domain (D3) which is found to be more resistive with only a few shallow hypocenters located in the Iberian crust.

Hence, geophysical observations suggest that the CB2 body separates these main lithospheric domains and is of a less rigid nature than the surrounding materials.

The previously presented geodynamic models have been analyzed using the constraint of the CB2 body. Convective removal or gravitational collapse of a thickened lithosphere can explain the presence of asthenospheric material at lithospheric mantle levels, but the strike of the CB2 body is at odds with both hypotheses, as it is clearly oriented N–S and these hypotheses would predict the asthenospheric material to be E–W directed. The south-eastward delamination of a subcrustal lithospheric slab suggests an asthenospheric upwelling matching the shape of the CB2 body but, again, the NE–SW strike this hypothesis needs is not compatible with the geometry of the CB2 body. Thus, the only remaining options are the ones involving subduction processes. To explain the N–S strike of the CB2 body, the subduction needs to be east- or west-directed. Although the main lithospheric subduction in the western Mediterranean is west-directed (Apennine subduction), east-directed subduction has previously been proposed to explain the lithospheric structure of the Gibraltar Arc and the opening of the Alboran Sea. This hypothesis combined with some lithosphere-tearing numerical models existing (Figure 4.23), allows us to interpret the CB2 body as asthenospheric material intruded into the lithosphere (Figure 4.24). The shape and location of this asthenospheric intrusion can be correlated with a detachment of the east-directed subducting slab. A slab break-off is suitable in this setting and explains the recent uplifting of the whole area. This slab detachment is limited to the north by an E-trending lithospheric tearing in which asthenospheric material intrudes at its W limit generating the 90° turn of the northern part of the CB2 body. The E-trending lithospheric tearing corresponds to the boundary between the Iberian plate and the eastwards-subducting Ligurian oceanic lithosphere and progressively ends westwards near the 5°W meridian. Geophysical evidence of lithospheric slab detachments has previously been found in other subduction areas such as the Mediterranean–Carpathian region.

FINAL CONCLUSIONS

The application of the magnetotelluric method in complex geological areas has been analyzed in this thesis. Two of these cases have been taken into account: the ones containing anisotropic materials and the ones involving regional 3D structures. In

Chapter 2 some methodological aspects were discussed through synthetic examples, while Chapters 3 and 4 present some real case studies at lithospheric scale. Chapter 3 presents a survey in the Alberta Province (Canada), which is affected by anisotropy. Chapter 4 presents a survey in the Betic Cordillera (Spain), affected by regional 3D structures. The conclusions from this thesis are the following:

Methodological conclusions

The identification of the possible presence of anisotropic materials in a study area is very important in order to choose the right modeling process to characterize the geoelectrical structure of the study area. The evidences used to identify the possible presence of anisotropy effects in a study area have been examined, and can be classified in three groups.

The ones that can be observed directly from the visualization of the data, which are:

- repeated curves in different stations
- null induction vectors
- induction vectors not perpendicular to the strike direction
- out-of-quadrant phases

The ones that can be detected during the dimensionality analysis, which are:

- results from the WALDIM code in some 2D assigned cases
- contradictory results between WALDIM and STRIKE codes

The ones related to isotropic 2D modeling, which are:

- alternation of resistive and conductive subvertical bodies
- changes on these body features depending on the site spacing

Most of these evidences were already known, but two of them are considered contributions from this thesis: the contradictory results between the WALDIM and STRIKE codes and the feature changes on the alternation of resistive and conductive bodies depending on the site spacing.

These methodological conclusions are summarized in a flowchart that relates all these evidences with the possible geoelectric structures that can cause them, whether or not related with anisotropy.

Regarding magnetotelluric studies affected by 3D structures, a description of the effects that can be observed in the data in different situations has been presented. Possible solutions to optimize the modeling and interpretation in these cases have been evaluated too.

Conclusions of the lithospheric characterization in Alberta (Canada)

The methodology shown in Chapter 2 has been applied to a magnetotelluric dataset from the Alberta Province (Canada) with the aim of characterizing its lithosphere, identified anisotropic in previous studies. The exhaustive analysis of the data has determined the lithospheric structure is mainly 1D with some of the layers affected by electrical anisotropy.

The anisotropic 2D modeling code used allowed differentiating four main units in the lithosphere of the study area: the Alberta Basin (isotropic), the Canadian Shield (anisotropic), the lithospheric mantle (anisotropic) and the asthenosphere (isotropic). The Moho is located at depths ranging from 30 km to 40 km, while the LAB is located down to depths of 250 km to 280 km. Moreover, at the upper crust and following the contact between the Lacombe and the Loverna blocks, the RDC has been characterized as a thin anisotropic body with very low resistivity values.

The cause of the anisotropy is not the same for the whole tectonic units in the study area. It was concluded that the electrical anisotropy is caused by macroanisotropic effects (faults, fractures, fluid circulation, etc...). On the other side it has been concluded that the electrical anisotropy in the lithospheric mantle is the anisotropic diffusion of the hydrogen in oriented olivine associated to the presence of small amounts of water, and that it is more significant in the boundary zones of the Canadian Shield. This interpretation is supported by both magnetotelluric and teleseismic studies. There are other mechanisms that can generate electrical anisotropy in the lithospheric mantle, but have been discarded by different causes (uncompatible anisotropy ratios or not compatible with other geophysical data).

Conclusions of the lithospheric characterization in the Betic Cordillera (Spain)

A magnetotelluric survey has been conducted in a study area with a 3D lithospheric structure: the Betic Cordillera, located at the northern side of the Gibraltar

Arc. The lithospheric structure of this arc has been the aim of several geophysical studies and is still under discussion. The proposed geodynamic models, however, don't take into account electromagnetic data, which has proven to be useful in other plate boundary scenarios. Magnetotelluric data has been recorded in the study area using both broad band and long period stations. The dimensionality analysis using data from 100 different sites concludes that the regional lithospheric structure is 3D and, thus, requires a 3D modeling process to properly characterize it. No clear evidences of the presence of electrical anisotropy were found.

A 3D inversion model of the electrical resistivity distribution in the lithosphere has been obtained from these 100 magnetotelluric sites, using long period data for the first time in the study area. At crustal levels the model characterizes the outcropping units as well as the deeper structures like the previously introduced conductive body under the Sierra de los Filabres, which does not show continuity towards west under Sierra Nevada. Although this body has been associated with ultrabasic units that appear in other areas in the Betic Cordillera (e.g. peridotites of Ronda), there is no evidence of other bodies with similar geoelectric properties in the study area.

As a main feature the model shows under the Moho a low resistivity anomaly at depths corresponding to the lithospheric mantle east of the 4°W meridian. This conductive body, located in an area without earthquake hypocenters and previously described as a low seismic wave velocity zone, is interpreted as asthenospheric material intruded into the lithospheric mantle. The geometry of the interpreted LAB, located at depths down to 110 km in the NE and 160 km in the SW, corresponds well with previously presented models with the only exception of this asthenospheric intrusion.

The geodynamic model inferred from the interpretation of this 3D electrical resistivity model shows that the lithospheric structure under the Betic Cordillera and the adjoining Alboran Basin is the result of the westwards roll-back of an E-directed lithospheric subduction that ends to the north in a tearing sequence. This subduction resulted, during its latest stages, in slab break-off and detachment with asthenospheric material intruding and filling the resulting gap. This model partially agrees with the previously proposed E-directed subduction, but is located east of the previous one and introduces lateral lithospheric tearing and slab break-off. This geodynamic setting proposed is similar to the existing numerical subduction models.

FUTURE WORKS

Although the trial-and-error methods have been proved useful to obtain the anisotropic 2D models of the lithosphere in Alberta, this survey could be improved obtaining anisotropic 2D inversions of the same profiles using the existing codes. When the models of this thesis were obtained there was no access to some codes and other ones were still under development, but it would be interesting to take this step in the future. The results should be similar to the ones in this thesis, but an inversion process usually gets smoother models.

One of the aspects actually under development regarding the magnetotelluric method is the joint inversion with other geophysical data as the seismic wave velocity or the Bouguer anomalies. In the Betic Cordillera could be interesting to perform this joint inversion to get an improved geodynamic interpretation of the whole area.

The survey in the Betic Cordillera is located in the northern part of the Gibraltar Arc, but would be interesting to extend the study area towards the Alboran Sea and the Rif Cordillera to check the continuity (or not) of the structure proposed in this thesis towards the south. In fact, other research groups (e.g. AMELIE project) have already obtained marine magnetotelluric data from the Alboran Sea, and a 3-D inversion modeling project is underway containing both datasets.

CAPÍTOL 1

Fonaments teòrics i aplicació del mètode magnetotel·lúric.

En aquest capítol es presenta breument el mètode magnetotel·lúric, els fonaments teòrics en els quals es basa i els passos del seu procediment d'aplicació habitual. Els aspectes més detallats aplicables a casos complexos es tractaran al Capítol 2 i es posaran en pràctica als Capítols 3 i 4 en dues zones d'estudi diferents.

1.1 Introducció al mètode

El mètode magnetotel·lúric (MT) és una tècnica geofísica de font natural i no invasiva que permet caracteritzar la resistivitat elèctrica del subsòl mesurant simultàniament les variacions temporals dels camps elèctric i magnètic a la superfície terrestre o al fons del mar. Els camps mesurats són la superposició de les ones electromagnètiques incidents amb els camps secundaris generats pels corrents induïts en el medi terrestre (corrents tel·lúrics que a la vegada generen un camp magnètic), que es comporta com un medi conductor.

La conductivitat elèctrica (σ) és una propietat física que permet caracteritzar el subsòl i que presenta un ampli rang de variació (fins a dotze ordres de magnitud, Figura 1.1). Altres propietats com la velocitat de propagació de les ones sísmiques, la densitat, la constant dielèctrica o la susceptibilitat magnètica presenten rangs de variació molt inferiors. En aquest treball s'utilitzarà tant la conductivitat elèctrica, σ (S/m), com la seva inversa, la resistivitat elèctrica, ρ ($\Omega \cdot m$).

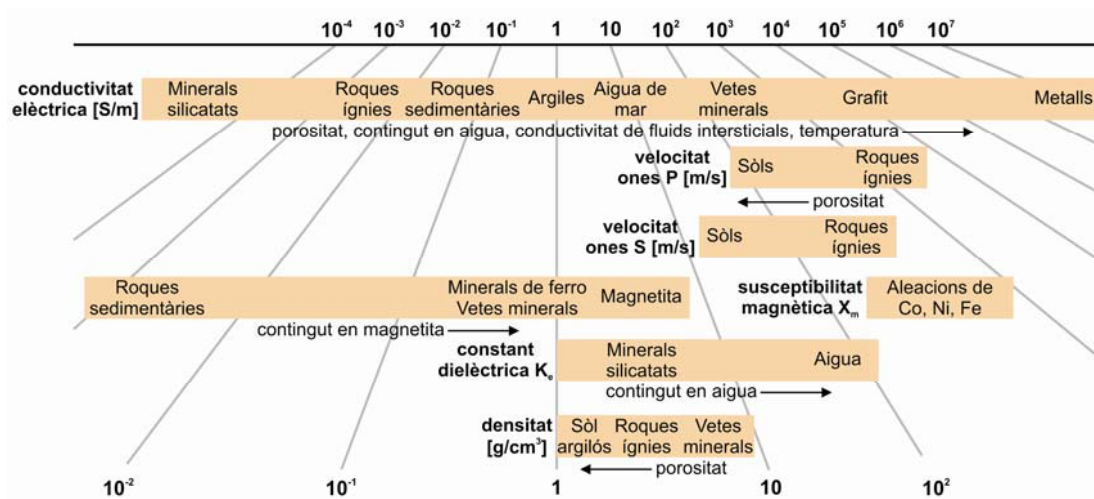


Figura 1.1: Rang de variació de diferents propietats físiques de les roques. (Modificat de "The Berkeley course on applied geophysics").

La majoria de les roques existents a la Terra presenten matrius amb valors de resistivitat elèctrica similars. Els factors que determinen la resistivitat elèctrica dels materials del subsòl (Figura 1.2) són principalment la interconnectivitat dels constituents menors de les roques (com els fluids o la fusió parcial) i la presència de mineralitzacions molt conductores interconnectades com ara el grafit o alguns sulfurs (Jones, 1992).

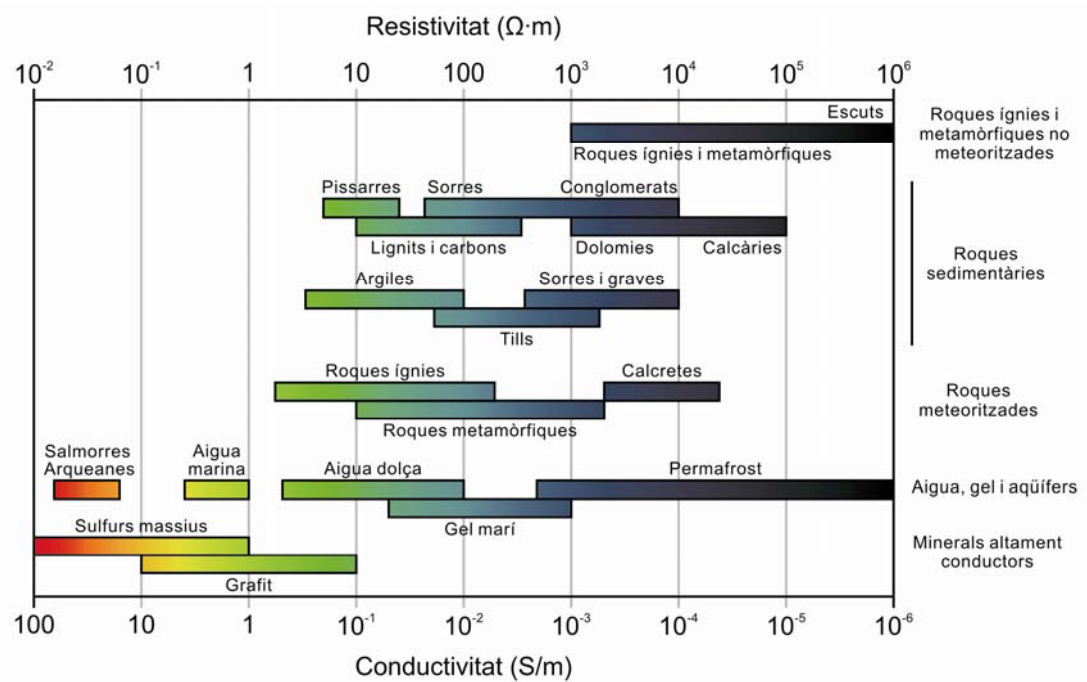


Figura 1.2: Valors de resistivitat elèctrica dels materials més comuns a l'escorça terrestre. Modificat de Palacky (1987).

El desenvolupament del mètode magnetotel·lúric s'inicia a mitjan del segle XX. La teoria fonamental de l'exploració magnetotel·lúrica va ser proposada inicialment per Tikhonov (1950) i, més detalladament, per Cagniard (1953, 1956). L'objectiu de Cagniard era desenvolupar una alternativa als perfils sísmics, que en aquella època ja eren una eina molt important en l'exploració d'hidrocarburs. La instrumentació de l'època només permetia mesurar en un rang de períodes de 0.03 s a 30 s i implicava una manca d'informació important de la part més superficial de l'escorça. No és fins a la dècada dels 60 que es comencen a fer servir fonts artificials d'alta freqüència per

augmentar la relació senyal/soroll i obtenir, d'aquesta manera, informació de les zones someres del subsòl.

L'ús del mètode magnetotel·lúric es va anar estenent a la dècada dels 70, però va ser a partir dels anys 80 i 90 quan es va començar a desenvolupar a gran velocitat degut a l'aparició d'instrumentació digital moderna, sensors de mesura de major resolució, mètodes robustos de processat, noves tècniques d'anàlisi de les dades i codis de modelització i d'inversió millors i multidimensionals (Dupis, 1997).

Fins a finals de la dècada dels 90 l'ús del mètode magnetotel·lúric tenia molta més presència a les universitats i altres centres de recerca que no pas al sector industrial. L'interès de la indústria en el mètode magnetotel·lúric es centrava majoritàriament en el desenvolupament i l'aplicació de la MT marina destinada a l'exploració d'hidrocarburs. En els darrers anys, però, aquesta balança s'ha anat equilibrant. Actualment el mètode magnetotel·lúric no es pot menystenir en comparació amb altres mètodes geofísics de caracterització del subsòl i no només s'aplica en l'exploració d'hidrocarburs, sinó també en la caracterització i monitorització d'aqüífers, sistemes geotèrmics o fins i tot de magatzems subterranis de CO₂.

L'existència de nombrosos grups de recerca que treballen actualment en l'àmbit del mètode magnetotel·lúric fa que s'investigui en moltes direccions, però els reptes més importants a superar els propers anys són la millora dels codis d'inversió 3D, del tractament del soroll a les dades i de la integració del mètode amb la resta de tècniques geofísiques existents.

1.2 Principis matemàtics

1.2.1 Equacions de Maxwell

Les equacions de Maxwell descriuen el comportament dels camps elèctric i magnètic en la seva interacció amb la matèria, que en el cas del mètode magnetotel·lúric és la Terra. Aquestes equacions, que unifiquen les lleis de Faraday, Gauss i Ampère són les següents:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad (1.1)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}, \quad (1.2)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = q, \quad (1.3)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0, \quad (1.4)$$

on \vec{E} i \vec{H} són els camps elèctric (V/m) i magnètic (A/m) respectivament, \vec{B} és el vector d'inducció magnètica (T), \vec{D} és el vector de desplaçament (C/m^2), \vec{J} és la densitat del corrent (A/m^2) i q és la densitat volúmica de càrrega (C/m^3).

L'Equació 1.1 (o llei de Faraday) indica que els camps elèctrics es poden generar com a conseqüència de la variació temporal del flux de camp magnètic.

L'Equació 1.2 (o llei d'Ampère-Maxwell) descriu com un camp magnètic pot ser generat per un corrent elèctric.

L'Equació 1.3 (o llei de Gauss) descriu que les càrregues elèctriques són la font del camp elèctric.

L'Equació 1.4 (o llei de Gauss pel magnetisme) demostra teòricament que no és possible l'existència de càrregues magnètiques independents i que, per tant, no existeixen els monopols magnètics.

En les equacions de Maxwell hi apareixen cinc magnituds vectorials (\vec{E} , \vec{H} , \vec{B} , \vec{D} i \vec{J}) que es poden relacionar entre elles mitjançant les relacions constitutives. En el cas de considerar la situació lineal:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E}, \quad (1.5)$$

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E}, \quad (1.6)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H}, \quad (1.7)$$

on ε és la permitivitat elèctrica (As/Vm), μ és la permeabilitat magnètica (Vs/Am) i σ és la conductivitat elèctrica (S/m). Aquestes magnituds són escalars en medis elèctricament isòtrops, però s'expressen en forma tensorial en el cas dels medis

elèctricament anisòtrops en que la conductivitat elèctrica depèn de la direcció de mesura. Aquest cas es tractarà en profunditat al Capítol 2. La majoria de materials que conformen el subsòl presenten valors de ϵ i μ molt similars als valors en el buit ($\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$ As/Vm i $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ Vs/Am). És per aquesta raó que als estudis magnetotel·lúrics es consideren constants.

1.2.2 Hipòtesis del mètode

Per poder resoldre les equacions sobre les quals es fonamenta el problema magnetotel·lúric s'assumeixen les següents hipòtesis:

a) El camp electromagnètic natural es pot representar com la combinació de camps harmònics amb una dependència temporal del tipus $e^{i\omega t}$, on ω és la freqüència angular ($\text{rad}\cdot\text{s}^{-1}$). En aquest treball s'utilitzaran indistintament el període $T = 2\pi/\omega$ (s) i el seu invers, la freqüència f (Hz).

b) Dins el rang de períodes del mètode magnetotel·lúric (entre 10^{-5} s i 10^4 s aproximadament) es considera que els corrents de desplaçament \vec{D} són menyspreables en comparació amb els corrents de conducció \vec{J} . Amb aquesta aproximació (anomenada aproximació quasiestàtica) els camps electromagnètics es comporten difusivament i s'expressen mitjançant equacions diferencials de difusió.

c) El camp electromagnètic primari s'aproxima a una ona plana que es propaga verticalment cap a l'interior de la Terra (Vozoff, 1972).

Les equacions es resolen en el domini freqüencial aplicant les condicions de contorn apropiades en les discontinuïtats i s'obtenen els valors de $\vec{E}(f)$ i $\vec{H}(f)$ per a un determinat punt de la superfície.

1.2.3 Respostes magnetotel·lúriques

La magnitud que relaciona linealment les components horitzontals dels camps elèctric i magnètic mesurats a la superfície de la Terra en el domini de freqüències s'anomena impedància (Z) i depèn de la conductivitat elèctrica del subsòl, que és la magnitud rellevant del mètode. Com que els camps elèctric i magnètic són vectorials, la

impedància té un caràcter tensorial. A més, en el domini de freqüències, els elements Z_{ij} d'aquest tensor (on $ij = xx, xy, yx$ o yy) són magnituds complexes. Així doncs, per a una determinada freqüència f tenim:

$$\begin{pmatrix} E_x(f) \\ E_y(f) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(f) & Z_{xy}(f) \\ Z_{yx}(f) & Z_{yy}(f) \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x(f) \\ H_y(f) \end{pmatrix}. \quad (1.8)$$

A partir dels elements del tensor d'impedància es pot calcular la resistivitat aparent ($\Omega \cdot m$) mitjançant l'expressió següent:

$$\rho_{a_{ij}}(f) = \frac{1}{2\pi\mu_0 f} |Z_{ij}(f)|^2. \quad (1.9)$$

Anomenem a ρ_a resistivitat aparent perquè, exceptuant els casos de semiespais homogenis, el valor que presenta per a una freqüència concreta no correspon a la resistivitat elèctrica real del material.

Com que cada component de la impedància és un nombre complex es pot calcular una altra funció de resposta, la fase, que indica el desfasament entre els camps \vec{E} i \vec{H} i proporciona informació sobre els contrastos de resistivitat en els materials del subsòl.

$$\varphi_{ij}(f) = \arctan\left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(f)}{\text{Re } Z_{ij}(f)}\right). \quad (1.10)$$

Les Equacions 1.9 i 1.10 no són independents entre elles. Es pot derivar que la fase es pot calcular a través de la corba de resistivitat aparent, mentre que el procés contrari també és possible amb l'única excepció d'un coeficient escalar (Weidelt, 1972). Les dades magnetotel·lúriques es presenten mitjançant una gràfica que mostra la resistivitat aparent i la fase en funció del període (Figura 1.3). S'utilitzen escales bilogarítmiques i logarítmiques respectivament amb l'objectiu d'optimitzar la visualització de les dades.

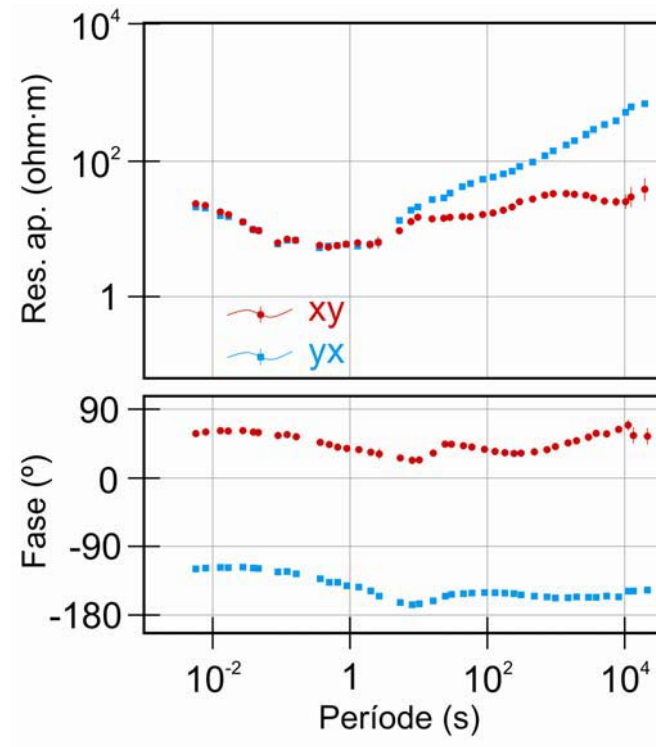


Figura 1.3: Exemple d'una corba característica d'MT. Es mostren la resistivitat aparent i la fase dels modes xy i yx , el significat dels quals s'explicarà més endavant.

La funció de transferència geomagnètica o *tipper*, $\vec{T} = (T_x, T_y)$, és una magnitud vectorial de components complexes que relaciona la component vertical del camp magnètic amb les components horitzontals del mateix (Equació 1.11). Permet identificar variacions laterals en la conductivitat elèctrica i resol ambigüitats en la determinació de la direcció real de l'estructura geoelectrica. La part real del vector *tipper* es denomina fletxa d'inducció i coincideix amb la direcció de màxim gradient horitzontal de conductivitat. En un medi 2D aquesta direcció és perpendicular a la de l'estructura geoelectrica, mentre que el vector de la part imaginària mostra la variació de la direcció de la fletxa d'inducció amb la freqüència (Marcuello *et al.*, 2005).

$$H_z(f) = (T_x(f), T_y(f)) \cdot \begin{pmatrix} H_x(f) \\ H_y(f) \end{pmatrix}. \quad (1.11)$$

La profunditat de penetració (*skin depth*, δ) és la fondària en la qual l'amplitud de l'ona electromagnètica que es propaga verticalment en un medi homogeni semiinfinit es redueix un factor e respecte del seu valor a la superfície de la Terra. Suposant un medi

de resistivitat homogènia ρ , la penetració es relaciona amb el període de la següent manera:

$$\delta \simeq 0.5\sqrt{\rho T} , \quad (1.12)$$

on δ està expressada en m, ρ en $\Omega \cdot \text{m}$ i T en s.

Així doncs, la penetració d'una ona electromagnètica al subsòl augmenta en incrementar la resistivitat del medi o el període de la fluctuació. L'Equació 1.12 permet d'aquesta manera fer una estimació de la fondària d'estudi en funció del període del senyal.

1.2.4 Dimensionalitat de les estructures

Degut al caràcter tensorial de la impedància (Equació 1.11) el mètode magnetotel·lúric permet determinar si l'estructura geoelectrica que s'està caracteritzant és 1D, 2D o 3D a partir de les dades mesurades. A més, en el cas bidimensional es pot determinar la direcció principal de l'estructura geoelectrica. Això és possible degut a que el tensor d'impedàncies presenta una forma diferent segons l'estructura que s'està mesurant.

a) Medis 1D

Són aquells en els quals només hi ha variació de les propietats elèctriques en la direcció z (Figura 1.4). En aquest cas es considera que els camps elèctrics i magnètics oscil·len en el pla horitzontal i, independentment de la direcció de mesura, en resulta un tensor d'impedàncies amb les components de l'antidiagonal iguals però de signes oposats i, a la vegada, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ (Equació 1.13). Per tant, les dues corbes de resistivitat aparent seran iguals, mentre que les corbes de fase seran iguals però amb un desfasament de 180° .

$$Z_{1D}(f) = \begin{pmatrix} 0 & Z(f) \\ -Z(f) & 0 \end{pmatrix}. \quad (1.13)$$

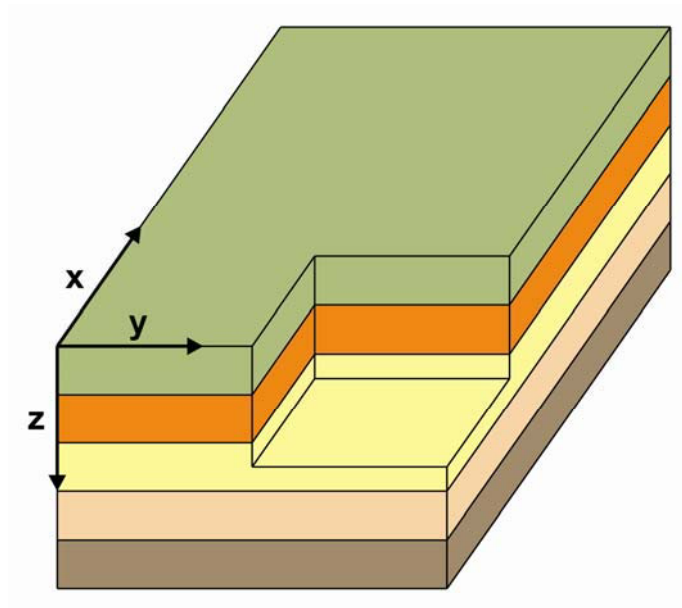


Figura 1.4: Exemple de model geoelectric 1D (en aquest cas, estratificat).

Com que en aquest cas la component vertical del camp magnètic és nula, el vector *tipper* també ho és.

b) Medis 2D

Són aquells en les quals només hi ha variació de les propietats elèctriques en les direccions y i z , mentre que en la direcció x es mantenen constants. Aquesta direcció és anomenada direcció estructural o *strike*, i en aquest cas els camps elèctrics i magnètics no són necessàriament horitzontals. Les equacions de Maxwell es poden descompondre en dos modes o polaritzacions independents. La polarització E (o mode TE) considera que el camp elèctric és paral·lel a la direcció estructural (direcció x en el cas de la Figura 1.5, E_x) i el camp magnètic és perpendicular a ella, incloent les direccions y i z (H_y i H_z). La polarització H (o mode TM) considera que el camp magnètic és paral·lel a la direcció estructural (H_x) i que el camp elèctric és perpendicular a la mateixa (E_y i E_z). Per tant, l'expressió del tensor d'impedàncies regional presenta els elements antidiagonals diferents de zero i una impedància característica per a cada mode, Z_E i Z_H .

$$Z_{2D}(f) = \begin{pmatrix} 0 & Z_E(f) \\ Z_H(f) & 0 \end{pmatrix}. \quad (1.14)$$

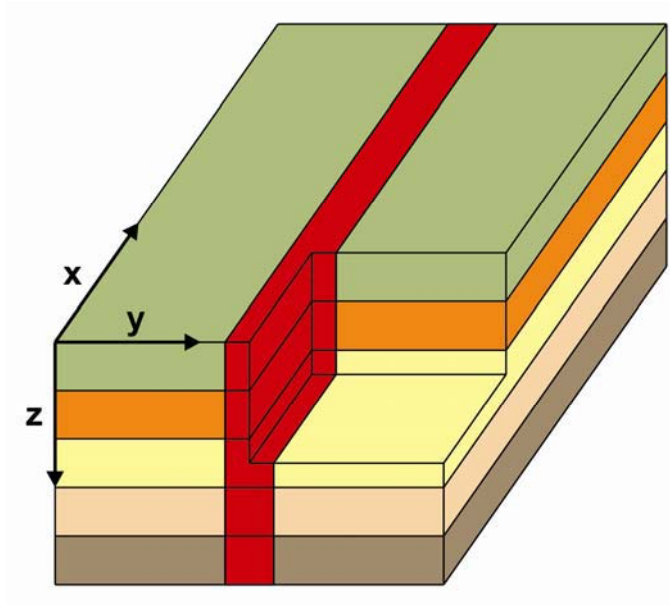


Figura 1.5: Exemple de model geoelectric 2D.

El vector *tipper* presentarà una component no nula, el de la direcció perpendicular a l'*strike*: $T = (0, T_y)$.

Si l'estructura geoelectrica que s'estudia és 2D però la direcció de mesura és diferent a la direcció estructural, el tensor d'impedàncies s'obté minimitzant la suma dels elements de la diagonal mitjançant una rotació en la direcció de l'*strike*.

$$|Z_{xx}^2 + Z_{yy}^2| \rightarrow 0. \quad (1.15)$$

Així doncs, el tensor d'impedàncies mesurat es pot expressar en funció de l'angle entre la direcció de mesura i l'*strike* (θ) utilitzant una matriu de rotació (R_θ):

$$\begin{pmatrix} Z_{xx}(f) & Z_{xy}(f) \\ Z_{yx}(f) & Z_{yy}(f) \end{pmatrix} = R_\theta \cdot \begin{pmatrix} 0 & Z_E \\ Z_H & 0 \end{pmatrix} \cdot R_\theta^T, \quad (1.16)$$

on

$$R_\theta = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix}, \quad (1.17)$$

i θ està considerat en el sentit horari.

c) Medis 3D

En aquest tipus de medis la situació és més complexa, ja que hi ha variació de les propietats elèctriques en totes les direccions (Figura 1.6). Els camps elèctric i magnètic no es poden desacoblar i el tensor d'impedàncies presenta, en general, totes les components no nul·les.

$$Z_{3D}(f) = \begin{pmatrix} Z_{xx}(f) & Z_{xy}(f) \\ Z_{yx}(f) & Z_{yy}(f) \end{pmatrix}, \quad (1.18)$$

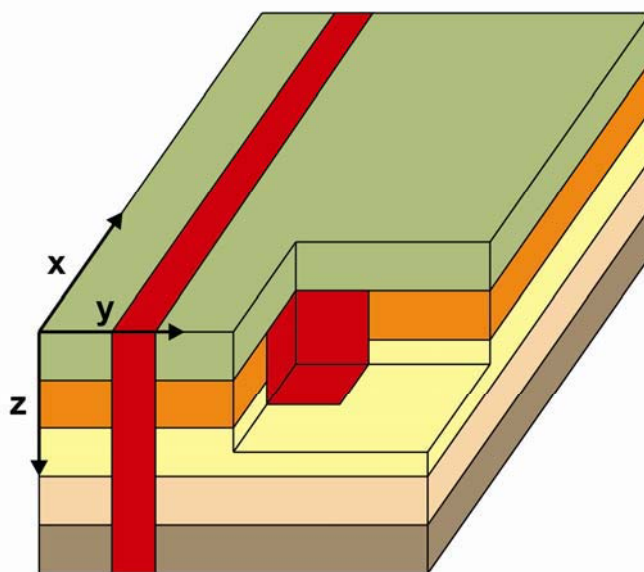


Figura 1.6: Exemple de model geoelectric 3D.

En aquest cas el vector *tipper* presenta en general les dues components no nul·les.

1.2.5 Efectes de distorsió

Tot i que les inhomogeneïtats molt properes a la superfície no acostumen a ser d'interès en un estudi magnetotel·lúric tenen una rellevància molt important, ja que afecten als camps elèctric i magnètic, distorsionen el tensor d'impedàncies i, per tant, alteren les respostes magnetotel·lúriques mesurades (Jiracek, 1990). Això afecta al procés de modelització, ja que si la malla utilitzada no permet modelitzar aquestes inhomogeneïtats superficials el model obtingut pot mostrar una estructura geoelectrica errònia o, directament, serà incapaç d'ajustar les dades i, consegüentment, la

interpretació que es pugui fer d'aquests models serà errònia. Els efectes d'aquesta distorsió es classifiquen en inductius o galvànics en funció del seu origen.

a) Distorsió inductiva

La distorsió inductiva es deu a que la presència d'homogeneïtats desvia les línies de corrent regionals i es genera un camp magnètic secundari que està en fase amb el camp elèctric regional (Groom i Bailey, 1991). Influxa en les corbes de resistivitat aparent i fase, independentment del tipus d'estructura regional que es consideri. Cal tenir en compte que sota la condició $\sigma \gg \omega\epsilon$ l'efecte de la distorsió inductiva sobre el tensor d'impedàncies es pot ignorar (Berdichevsky i Dmitriev, 1976). Així, en el rang de freqüències utilitzades en aquest treball, no es tindrà en compte l'efecte d'aquest tipus de distorsió.

b) Distorsió galvànica

La distorsió galvànica es produeix degut a la presència d'una acumulació de càrregues que crea un camp elèctric local i que, consegüentment, pot pertorbar el camp elèctric mesurat i afectar tot el rang de freqüències de les corbes de resistivitat aparent i fase (Chave i Smith, 1994). El seu efecte sobre les respostes depèn de la dimensionalitat de l'estructura regional i es pot expressar mitjançant una matriu de distorsió C de dimensions 2×2 i components reals que multiplica el tensor d'impedàncies.

$$\begin{pmatrix} Z'_{xx} & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & Z'_{yy} \end{pmatrix} = C \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}. \quad (1.19)$$

En funció de la dimensionalitat de l'estructura regional ens podem trobar amb els següents casos:

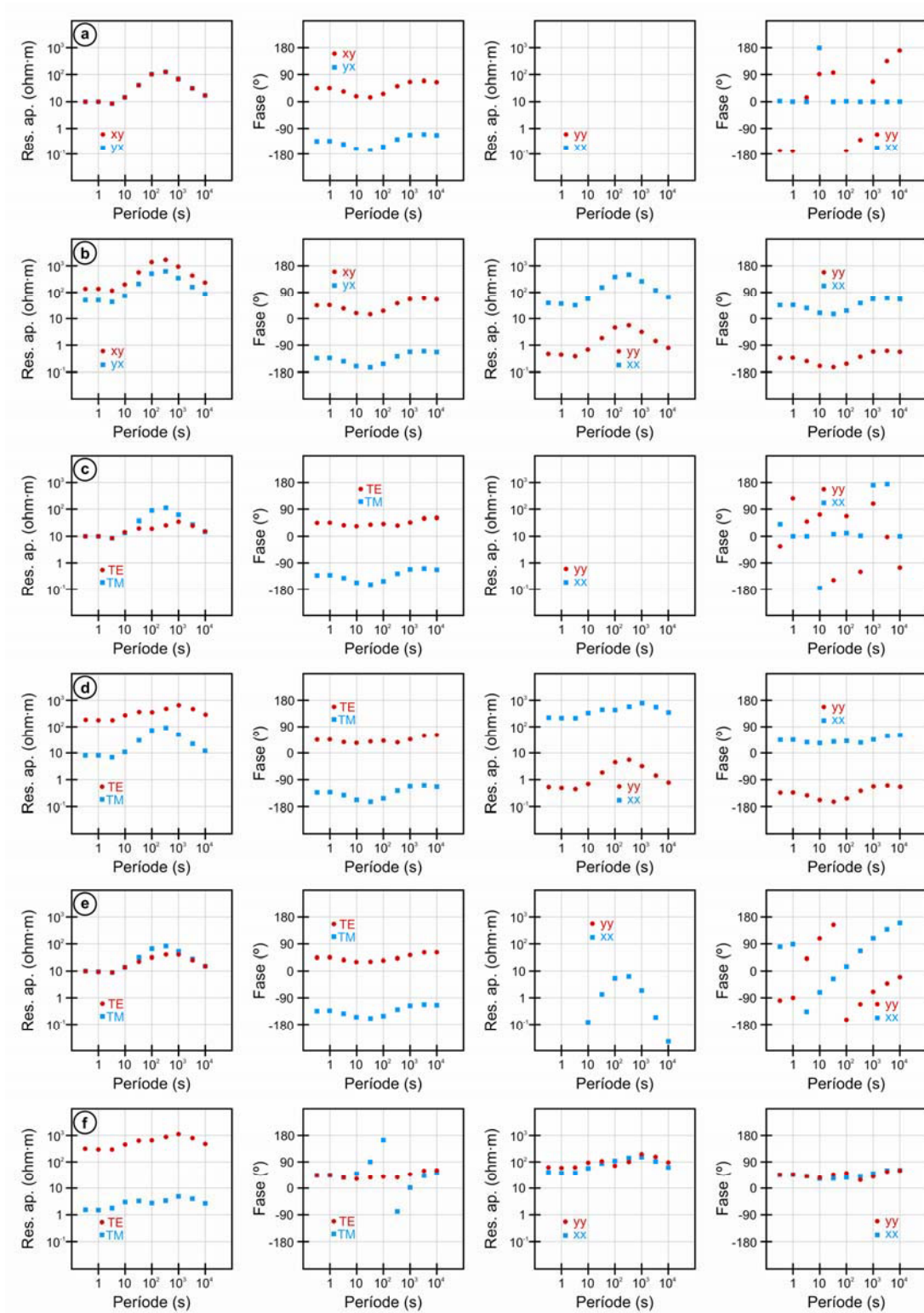
a) Quan l'estructura regional és 1D l'efecte de la distorsió galvànica es tradueix en un desplaçament constant de la resistivitat aparent per a tot el rang de freqüències anomenat *static shift*. Les fases, en canvi, no es veuen afectades (Figura 1.7a-b). Les components Z_{xx} i Z_{yy} del tensor d'impedàncies poden deixar de ser nul·les.

b) Quan l'estructura regional és 2D i una de les direccions de mesura coincideix amb l'*strike* l'efecte és el mateix que quan és 1D (Figura 1.7c-d).

c) Quan l'estructura regional és 2D i les direccions de mesura no coincideixen amb l'*strike*, tant la resistivitat aparent com les fases queden afectades de manera diferent per cada freqüència (Figura 1.7e-f).

d) Quan l'estructura regional és 3D la resistivitat aparent i les fases també queden afectades de manera diferent per cada freqüència.

Figura 1.7: Efectes de la distorsió galvànica en medis 1D i 2D. a) respostes magnetotel·lúriques en un medi 1D. b) respostes magnetotel·lúriques en un medi 1D afectades per distorsió galvànica. c) respostes magnetotel·lúriques en un medi 2D quan la direcció x coincideix amb la direcció de les estructures geoelèctriques. d) respostes magnetotel·lúriques en un medi 2D quan la direcció x coincideix amb la direcció de les estructures geoelèctriques afectades per distorsió galvànica. e) respostes magnetotel·lúriques en un medi 2D quan la direcció de les estructures geoelèctriques no coincideix amb cap dels eixos de mesura. f) respostes magnetotel·lúriques en un medi 2D quan la direcció de les estructures geoelèctriques no coincideix amb cap dels eixos de mesura afectades per distorsió galvànica. En tots els casos que presenten distorsió els paràmetres g , s , t i e tenen valors de 3, 0.75, 0.3 i 0.6 respectivament.



Hi ha diferents mètodes per corregir la distorsió galvànica quan aquesta afecta estructures 1D i 2D. El més utilitzat és el presentat per Groom i Bailey (1989), que assumeix una estructura regional 2D amb estructures superficials 3D (anomenada 3D/2D). Aquest algorisme calcula els paràmetres s (*anisotropia*), t (*twist*) i e (*shear*) a través dels quals es pot calcular la matriu de distorsió (C), tret d'una constant anomenada guany (g).

$$C = g \begin{pmatrix} (1+s)(1-et) & (1-s)(e-t) \\ (1+s)(e+t) & (1-s)(1+te) \end{pmatrix}. \quad (1.20)$$

Així doncs, el tensor d'impedàncies mesurat es pot expressar en aquest cas en funció de l'angle entre la direcció de mesura i l'*strike* (θ) mitjançant la matriu de rotació (R_θ) i la matriu de distorsió (C):

$$Z_{mesurat} = R_\theta C \begin{pmatrix} 0 & Z_E \\ Z_H & 0 \end{pmatrix} R_\theta^T. \quad (1.21)$$

En un cas 2D sense distorsió, la matriu C seria la matriu identitat, $g = 1$ i els paràmetres *twist*, *shear* i *anisotropia* serien nuls.

En els casos 3D és complicat recuperar les components de la matriu de distorsió, però tot i així existeixen alguns estudis que aborden aquest tema (p.e. Ledo *et al.*, 1998).

La correcció de l'*static shift* pot ser difícil, ja que a vegades requereix d'informació procedent d'altres mètodes geofísics o bé de les característiques geològiques de la zona d'estudi. Tot i així, existeixen mètodes que poden ajudar a corregir l'*static shift*, com el de Ledo *et al.* (2002), que permet fer-ho utilitzant les funcions de transferència geomagnètica.

Cal tenir en compte que la fase del determinant del tensor d'impedàncies no es veu afectada per la rotació ni per la distorsió galvànica i esdevé, per tant, un bon indicador de l'estructura geoelectrica regional de la zona d'estudi independentment de la direcció de mesura.

1.3 Adquisició de dades

1.3.1 Introducció

L'objectiu del procés d'adquisició de dades és mesurar simultàniament les fluctuacions temporals dels camps electromagnètics naturals. Les components del camp magnètic (H_x , H_y i H_z) es mesuren mitjançant tres magnetòmetres mentre que per les components del camp elèctric (E_x i E_y) s'utilitzen dos parelles d'elèctrodes, tenint en compte que x i y són dues direccions horitzontals perpendiculars (normalment nord i est) i z és la direcció vertical. No es mesura la component vertical del camp elèctric E_z ja que, segons les condicions de contorn assumides, és una component nul·la en superfície. A la Figura 1.8 es mostra un esquema d'aquesta disposició al camp.

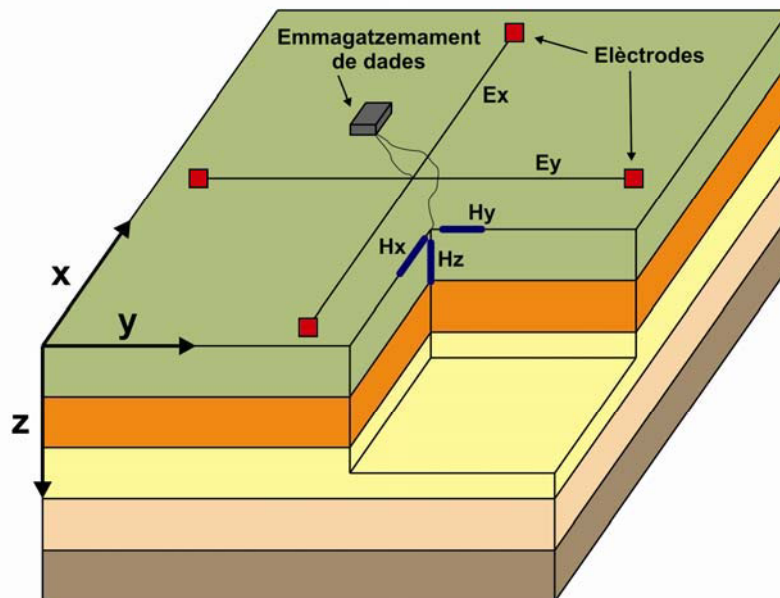


Figura 1.8: Esquema de la disposició dels elements emprats per la mesura dels camps electromagnètics naturals a la superfície terrestre.

L'amplitud característica de les fluctuacions naturals dels camps electromagnètics mesurats a la superfície de la Terra varia en el rang de períodes d'interès per a la MT. Els camps electromagnètics amb períodes inferiors a 1 s tenen el seu origen principalment en l'activitat meteorològica (tempestes elèctriques, per exemple), mentre que aquells amb períodes superiors a 1 s tenen l'origen en la interacció del vent solar

amb la magnetosfera i ionosfera terrestres. L'espectre de potència de les fluctuacions del camp magnètic natural presenta un mínim local al voltant de 1 s, donant lloc al que es coneix com "banda morta" (Figura 1.9). Al voltant d'aquest període les fluctuacions mesurades són de poca amplitud, reduint d'aquesta manera la relació senyal/soroll. Això es manifesta amb una reducció de la qualitat de les dades al voltant d'aquest període. Aquesta "banda morta" al voltant de 1 s no és l'única existent en el rang de períodes de la MT, ja que n'hi ha una altra al voltant de 10^{-3} s (Jones, 1992).

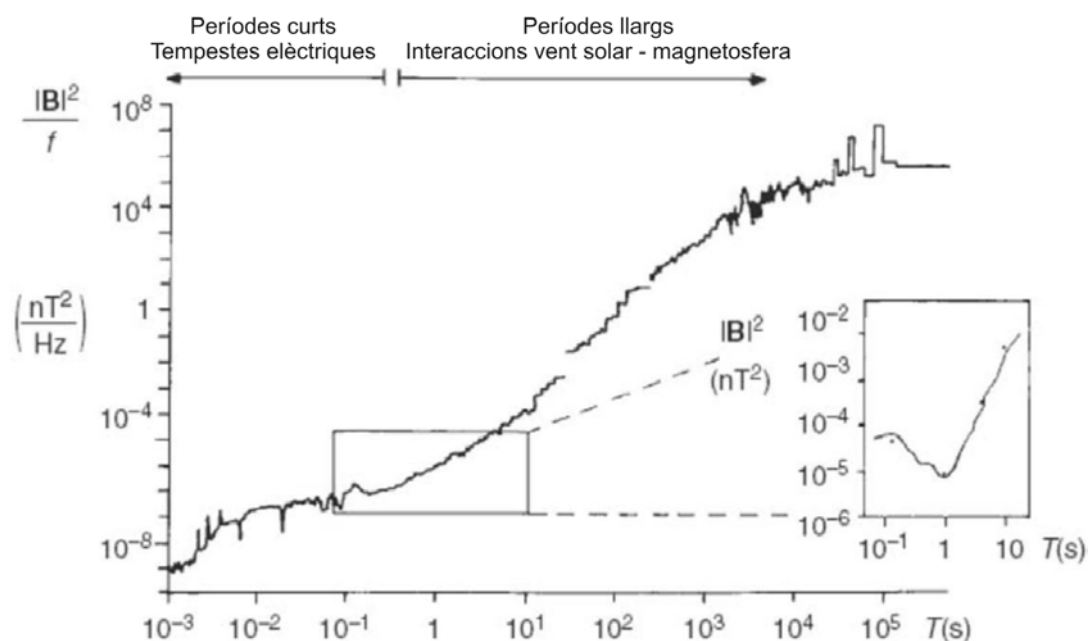


Figura 1.9: Espectre de potència de les variacions naturals del camp magnètic dins del rang d'interès de la MT. Modificat de Junge (1996).

1.3.2 Instrumentació

Degut al creixement en l'interès en el mètode magnetotel·lúric les darreres dècades, actualment s'utilitzen una gran quantitat d'equips d'enregistrament de dades magnetotel·lúriques així com d'elèctrodes i magnetòmetres. Hi ha hagut una evolució tant en els equips de mesura terrestres (que són els que s'han utilitzat en aquest treball) com en els equips de mesura marins, que es col·loquen al fons de l'oceà. A continuació es descriu la instrumentació terrestre que s'ha utilitzat per adquirir les dades d'aquest treball, que és una bona representació de la instrumentació de mesura existent més actualitzada.

Estacions de mesura

Les estacions de mesura digitalitzen els senyals electromagnètics mesurats amb els elèctrodes i amb els magnetòmetres mitjançant un període de mostreig triat per l'usuari. Les estacions es classifiquen en funció de la profunditat d'estudi desitjada i, per tant, dels períodes amb els quals treballen: les estacions d'audiomagnetotel·lúrica (períodes més curts de 10^{-2} s, estudis superficials), les estacions de banda ampla (períodes entre 10^{-3} s i 10^3 s, estudis corticals) i les estacions de llarg període (períodes més llargs de 10 s, estudis corticals profunds i litosfèrics).

En aquest treball s'han fet servir estacions de mesura de banda ampla i de llarg període. Les estacions de banda ampla utilitzades han estat del model ADU-06 fabricat per Metronix (Figura 1.10a), mentre que les de llarg període han estat del model LEMI fabricat per el Lviv Centre of Institute for Space Research (Figura 1.10b).

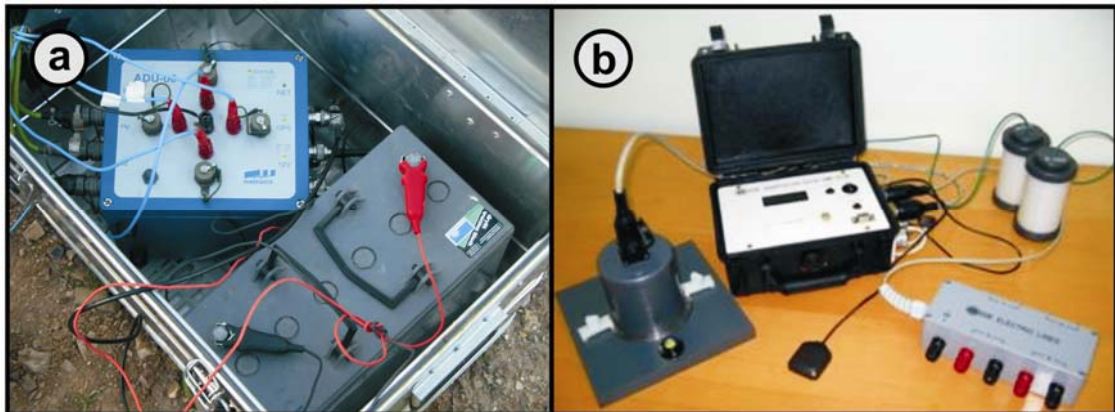


Figura 1.10: Estacions de mesura utilitzades en aquest treball. a) Estació de banda ampla ADU-06. b) Estació de llarg període LEMI.

Elèctrodes

Els elèctrodes es disposen al camp com es mostra a la Figura 1.8 amb l'objectiu de mesurar, per parelles, la diferència de potencial elèctric en les direccions x i y . Com més gran sigui la distància entre els dos elèctrodes d'una parella, major serà la relació senyal/soroll i, per tant, millor serà la qualitat de les dades. Com que les estacions de banda ampla i de llarg període resten mesurant durant dies o fins i tot setmanes, els elèctrodes utilitzats han de ser impolaritzables. Aquests tipus d'elèctrodes consisteixen

en una làmina metàl·lica introduïda dins d'un recipient porós amb una dissolució del mateix metall. En aquest treball s'han utilitzat elèctrodes de Pb-PbCl (Figura 1.11) i de Cu-CuSO₄.

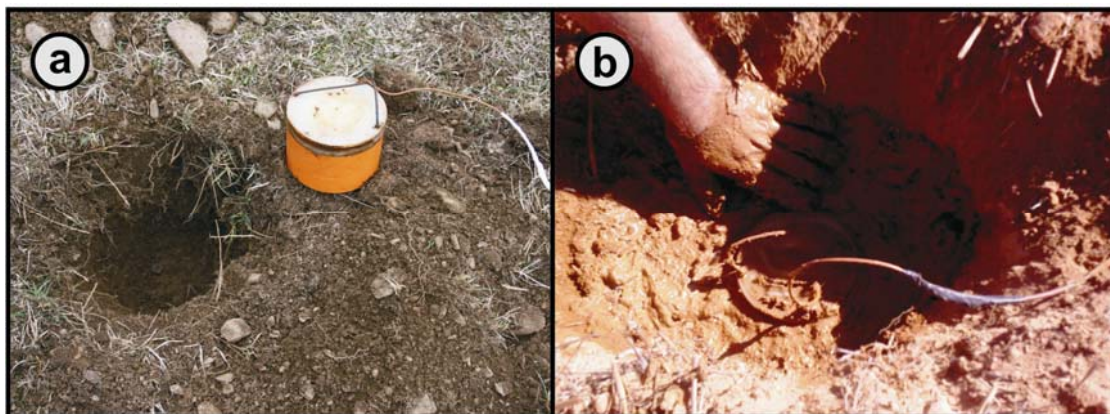


Figura 1.11: Detall d'un elèctrode impolaritzable de Pb-PbCl abans de ser instal·lat (a) i durant la seva instal·lació envoltat d'un fang elaborat amb aigua salada (b).

Magnetòmetres

Els magnetòmetres es disposen al camp paral·lelament a les direccions x , y i z amb l'objectiu de mesurar les fluctuacions del camp magnètic durant el temps de registre de l'estació de mesura. Depenent de si mesuren el camp magnètic total o únicament la seva fluctuació al llarg del temps, s'utilitzen normalment dos tipus de magnetòmetres. Les bobines d'inducció, utilitzades per les estacions de mesura de banda ampla (Figura 1.12a), no registren el camp magnètic total sinó el camp elèctric induït per les seves fluctuacions al llarg del temps. En canvi, els *fluxgate* utilitzats per les estacions de llarg període (Figura 1.12b) registren el camp magnètic total en les tres direccions de mesura. Les bobines d'inducció permeten utilitzar una freqüència de mostreig més elevada durant l'adquisició de dades (per sobre de 1 kHz) que no pas els *fluxgate* (per sota de 10 Hz).

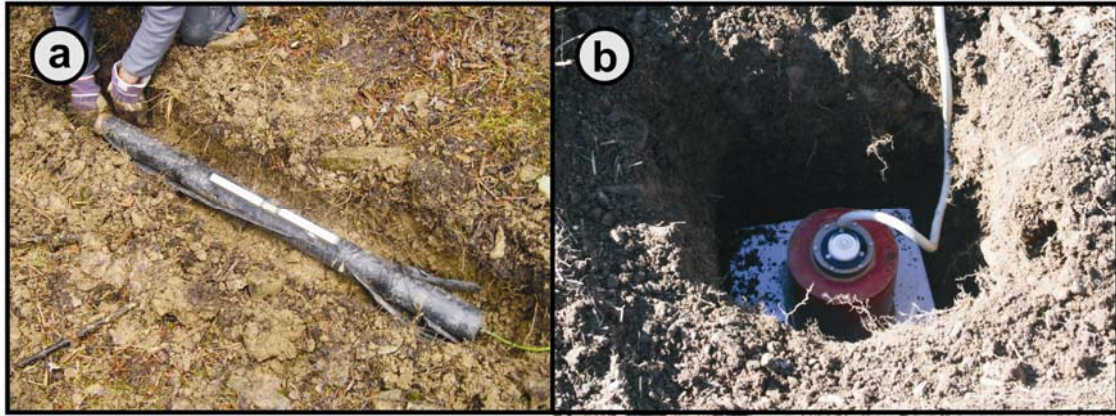


Figura 1.12: a) Instal·lació d'una bobina d'inducció utilitzada per enregistrar les fluctuacions del camp magnètic amb una estació de banda ampla. b) Instal·lació d'un fluxgate utilitzat per enregistrar el camp magnètic total amb una estació de llarg període.

1.3.3 Procés d'instal·lació

Un factor determinant per aconseguir dades de bona qualitat és l'elecció de l'emplaçament correcte per a la instal·lació de l'equip de mesura. Idealment, aquest emplaçament es troba allunyat de zones poblades, de carreteres i de fonts de soroll elèctric (línies elèctriques, trens...) i en un terreny pla. Un cop escollit el lloc adient es procedeix a instal·lar l'equip segons l'esquema de la Figura 1.8, alineant en aquest treball la direcció x amb el nord.

Els quatre elèctrodes s'orienten segons les direccions nord, sud, est i oest i s'instal·len idealment a uns 50 metres del centre del dispositiu. Per a instal·lar-los s'enterren el més profund possible amb l'objectiu d'aïllar-los dels canvis de temperatura i de mantenir els materials que envolten els elèctrodes humits per minimitzar la resistència de contacte.

Els magnetòmetres (tant les bobines d'inducció com els *fluxgate*) també s'orienten amb la seva direcció corresponent i s'enterren el més profund possible amb l'objectiu d'aïllar-los dels canvis de temperatura i d'immobilitzar-los durant el registre.

El cablejat que sobra després de les realitzar les connexions corresponents s'estira de manera que no quedin bucles que puguin provocar soroll per inducció magnètica. Si es creu convenient, s'enterra tot el cablejat per evitar l'acció dels animals (mossegades o estrebades).

Un cop instal·lada l'estació de mesura es deixa enregistrant dades durant dos o tres dies en el cas de les estacions de banda ampla o durant diverses setmanes en el cas de les estacions de llarg període.

1.4 Processat de dades

L'objectiu del processat de les dades magnetotel·lúriques obtingudes al camp és la determinació de les respostes magnetotel·lúriques a partir de les sèries temporals registrades en cada estació de mesura. Aquest procés es realitza mitjançant codis de processat robustos com, per exemple, els presentats per Egbert i Booker (1986) o Chave i Thomson (2004).

El processat de dades magnetotel·lúriques es divideix principalment en tres passos: el preconditionament de les dades, la conversió del domini del temps al domini de les freqüències i l'estimació de les respostes magnetotel·lúriques.

1.4.1 Precondicionament de les dades

En aquesta fase inicial del processat s'editen manualment les sèries temporals eliminant aquells segments que mostren una clara afectació pel soroll (pics, serres, segments saturats, etc.). Els programes existents poden fer automàticament part d'aquesta tasca, però en general és una fase on l'experiència de l'usuari esdevé essencial per aplicar aquestes edicions amb criteri. En aquest pas també s'elimina la tendència de les sèries temporals.

1.4.2 Conversió del domini del temps al domini de les freqüències

En aquesta fase s'escull la llargada dels segments que s'utilitzarà posteriorment en funció de la banda de períodes que es pretén calcular. Com que es realitzarà un procés estadístic, a major quantitat de segments disponibles, millors resultats s'obtidran. En el cas d'aquest treball aquesta segmentació s'ha fet utilitzant la funció de la finestra de Hanning.

Un cop segmentades les sèries temporals es converteixen al domini de les freqüències mitjançant la transformada de Fourier (Brigham, 1974; Wight i Bostick, 1980) o bé la transformada *wavelet* (Zhang i Paulson, 1997; Trad i Travassos, 2000; Arango, 2005). S'acostumen a calcular entre sis i deu freqüències per dècada: un

número major és innecessari ja que es prediuen resultats similars per freqüències properes (Weidelt, 1972), mentre que un número inferior pot generar problemes d'*aliasing* en el domini de les freqüències (Simpson i Bahr, 2005).

Cada banda de mesura es processa per separat i, per tant, els paràmetres utilitzats no sempre són els mateixos. Les sèries temporals que continguin un nombre més elevat de mesures podran ser processades utilitzant una major longitud dels segments.

El resultat d'aquesta conversió del domini del temps al domini de les freqüències és un espectre de potència que es suavitza mitjançant funcions com, per exemple, la finestra de Parzen.

1.4.3 Estimació de les respostes magnetotel·lúriques

Un cop en el domini de freqüències i reformulant les Equacions 1.8 i 1.11, es dedueixen les següents relacions:

$$E_x(f) = Z_{xx}(f) \cdot H_x(f) + Z_{xy}(f) \cdot H_y(f), \quad (1.22)$$

$$E_y(f) = Z_{yx}(f) \cdot H_x(f) + Z_{yy}(f) \cdot H_y(f), \quad (1.23)$$

$$H_z(f) = T_x(f) \cdot H_x(f) + T_y(f) \cdot H_y(f). \quad (1.24)$$

Les funcions de transferència es calculen multiplicant les Equacions 1.22, 1.23 i 1.24 pels conjugats dels espectres de potència del camp magnètic horitzontal, $H_x^*(f)$ i $H_y^*(f)$ per tal de disposar de suficients equacions per resoldre el sistema. S'utilitzen els conjugats del camp magnètic degut a que aquest acostuma a ser menys sorollós que el camp elèctric. Així doncs, per estimar les respostes magnetotel·lúriques amb el menor biaix possible per a cadascuna de les freqüències desitjades, utilitzarem les següents expressions (Vozoff, 1972):

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{DET}, \quad (1.25)$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle}{DET}, \quad (1.26)$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{DET}, \quad (1.27)$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle}{DET}, \quad (1.28)$$

$$T_x = \frac{\langle H_z H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_z H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{DET}, \quad (1.29)$$

$$T_y = \frac{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_z H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_z H_x^* \rangle}{DET}, \quad (1.30)$$

on $DET = \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle$ i $\langle AB^* \rangle$ és l'espectre creuat dels camps A i B per a una freqüència determinada.

Les components del tensor d'impedàncies s'utilitzen per obtenir els valors de resistivitat aparent i fase en funció de la freqüència (Equacions 1.9 i 1.10), construint així les prèviament esmentades corbes de resistivitat aparent i fase (Figura 1.3).

Per al càlcul de les barres d'error del tensor d'impedàncies, es considera la descripció donada per Bendat i Piersol (1966), que es basa en una interpretació estadística. L'error té molta importància en el programa utilitzat per processar les dades, ja que els codis de processat robustos donen més importància a aquells valors amb errors més petits.

A part de les barres d'error, un altre valor amb el que s'avalua la qualitat de les dades és la coherència (Ψ), que es defineix utilitzant els espectres creuats de la següent manera:

$$\Psi^2(A, B) = \frac{\langle AB^* \rangle \langle BA^* \rangle}{\langle AA^* \rangle \langle BB^* \rangle}, \quad (1.31)$$

on A és el senyal original i B és el senyal calculat a partir de les Equacions 1.22, 1.23 i 1.24. La coherència indica el grau de relació entre els senyals elèctrics i magnètics degut al fenomen de la inducció. La coherència tindrà un valor de 1 si la relació entre els camps està perfectament estimada, i serà nul·la en el cas contrari. A la pràctica els valors de coherència haurien de ser propers a la unitat, però s'ha de tenir en compte que

hi poden haver situacions en les que el soroll presenti una coherència molt alta (soroll coherent).

1.4.4 Referència remota

La referència remota és un procés molt efectiu per reduir el soroll produït al camp magnètic per fonts properes a l'estació de mesura i, per tant, millorar d'aquesta manera la qualitat de les corbes de resistivitat aparent i fase (Gamble *et al.*, 1979). Aquest mètode consisteix en utilitzar per al processat de les dades el camp elèctric mesurat en una estació i el camp magnètic mesurat en una altra situada a una certa distància. El fonament del mètode consisteix en que, al contrari del que passa amb el camp elèctric, el camp magnètic no varia de manera substancial entre dos punts de la superfície terrestre situats entre ells a una distància de l'ordre de la profunditat d'estudi. Si en realitzar el processat mitjançant la referència remota els resultats presenten un error molt gran, es considera que el camp elèctric de l'estació local està afectat pel soroll i no es correlaciona amb el magnètic de l'estació remota (no afectat pel soroll). Així doncs, utilitzant la referència remota és possible identificar les dades obtingudes per sèries temporals afectades pel soroll local i eliminar-les. Aquesta tècnica de processat només es pot utilitzar si les dues estacions han estat enregistrant simultàniament la mateixa banda de freqüències, cosa que s'aconsegueix sincronitzant les estacions mitjançant un sistema de GPS. Tot i així cal tenir en compte que aquesta millora de la qualitat de les dades no es dona sempre, ja que pot passar que la sèrie temporal que utilitzem per fer la referència remota també estigui afectada per soroll, i això donaria lloc a unes corbes de pitjor qualitat.

Per calcular les respostes magnetotel·lúriques mitjançant el processat amb referència remota s'utilitzen les mateixes expressions que quan s'utilitzen dades locals (Equacions 1.25 a 1.30), amb l'única diferència que enlloc d'utilitzar els conjugats dels espectres de potència del camp magnètic horitzontal local $H_x^*(f)$ i $H_y^*(f)$ s'utilitzaran els del camp magnètic horitzontal de l'estació que s'utilitzi com a remota, $H_{xR}^*(f)$ i $H_{yR}^*(f)$.

1.4.5 Noves metodologies de processat

L'àmbit del processat de les dades magnetotel·lúriques està en constant evolució i van apareixent regularment nous avenços. Darrerament s'han presentat nous mètodes de

processat com el de la descomposició mitjançant el mètode empíric (Chen *et al.*, 2012), que assumeix que ni el senyal ni les dades són estacionaris durant l'enregistrament de les dades i té en compte les variacions espacials i temporals dels camps incidents naturals.

La identificació i eliminació dels efectes del soroll cultural a les dades també és un dels aspectes del processat de dades magnetotel·lúriques en el que es treballa actualment (p.e. Weckmann *et al.*, 2005; Escalas *et al.*, 2013).

Altres mètodes nous com el presentat per Campanyà (2013) permeten obtenir bons resultats minimitzant el treball de camp i, a més, solucionen possibles problemes durant la fase d'adquisició com pot ser, per exemple, el truncament de les sèries temporals del camp magnètic.

1.5 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades

1.5.1 Introducció

Un cop finalitzat el processat de les dades i abans d'iniciar la modelització, un pas molt important del tractament de les dades magnetotel·lúriques és l'anàlisi de la dimensionalitat. L'objectiu d'aquest pas és determinar la dimensionalitat de les estructures geoelectriques (1D, 2D o 3D) així com la seva direcció en cas de que siguin bidimensionals. Això és possible gràcies a que el tensor d'impedàncies presenta una forma diferent segons l'estructura que s'està mesurant, tal i com s'ha explicat a l'apartat 1.2.4. La possibilitat de realitzar aquesta anàlisi de la dimensionalitat és un gran avantatge respecte altres mètodes geofísics ja que, a més, permet fer-ho a partir d'una única estació i una freqüència concreta.

Actualment existeixen diversos codis que realitzen aquest anàlisi basats en diferents mètodes. A continuació es presenten tres d'aquests codis que s'han triat pel seu extens ús en el món de la MT.

1.5.2 El codi WALDIM

El codi WALDIM (Martí *et al.*, 2009a) està basat en els criteris de WAL establerts per Weaver *et al.* (2000) i que permeten determinar la dimensionalitat de l'estructura geoelectrica a partir dels invariants rotacionals del tensor d'impedàncies (invariants de WAL) per cada site i període. Aquests es defineixen a partir de

combinacions lineals de les components del tensor d'impedàncies i , depenent de la seva anul·lació o no, estableixen set possibles casos de dimensionalitat, incloent la identificació de distorsió galvànica i permetent en alguns dels casos l'obtenció de la direcció de les estructures geoelectriques (Figura 1.13).

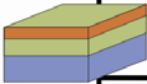
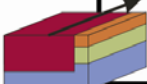
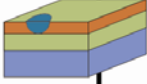
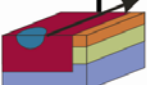
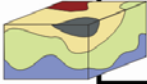
Cas	Invariants de WAL	Dimensionalitat
	$I_k=0$ ($k=3-7$)	1D
	$I_3 \neq 0$ o $I_4 \neq 0$	2D (strike recuperable)
	$I_3 \neq 0$ o $I_4 \neq 0$ i $I_5 \neq 0$	3D/1D o 3D/2D - 3D/2D (twist) - 3D/2D o 3D/1D - 3D/1D2D tensor diagonal
	$I_6 \neq 0$	3D/2D (strike recuperable)
	$I_7 \neq 0$	3D

Figura 1.13: Identificació dels diferents casos de dimensionalitat de les estructures geoelectriques en funció dels valors dels invariants de WAL. Modificat de Martí (2006).

Degut a que en situacions reals els invariants de WAL mai són nuls (Weaver *et al.*, 2000), el programa introdueix uns valors llindars per sota dels quals els invariants es consideren nuls i fa un tractament dels errors de les dades.

Un dels grans avantatges d'utilitzar el codi WALDIM és que no pressuposa cap tipus d'estructura *a priori* i que, per tant, és aplicable en qualsevol projecte magnetotel·lúric. A més, la possibilitat de crear mapes de dimensionalitat per a cada període o grup de períodes permet visualitzar de manera molt senzilla i entenedora els resultats obtinguts.

1.5.3 El codi STRIKE

El codi STRIKE (McNeice i Jones, 2001) utilitza l'algorisme de descomposició del tensor d'impedàncies de Groom i Bailey (1989) per calcular la direccionalitat de l'estructura regional 2D de la zona d'estudi. Actualment és el codi més utilitzat per obtenir la direcció de les estructures geoelectriques i donar validesa estadística a les modelitzacions bidimensionals.

Per realitzar aquest procés el codi STRIKE assumeix una estructura geoelectrica 3D/2D (bidimensional amb possible afectació de distorsió galvànica). Per aquest motiu el codi calcula, a banda de la direcció estructural, els paràmetres de la matriu de distorsió (*twist* i *shear* a l'Equació 1.20) i valors de RMS (Root Mean Square) i de χ^2 per valorar estadísticament la validesa de l'assumpció bidimensional de les estructures geoelectriques.

Un dels seus principals avantatges és que, igual que amb el codi WALDIM, existeix la possibilitat d'agrupar els períodes en bandes si es desitja (per exemple, una banda per cada dècada de períodes). A més, el codi STRIKE té la possibilitat d'executar-se en mode multiestació quan l'objectiu és determinar la direcció regional de les estructures al llarg de tot un perfil. El seu principal inconvenient és que sempre assumeix una estructura regional 2D i que, per tant, no és aplicable en casos on l'estructura sigui tridimensional.

La darrera versió existent del codi STRIKE permet, a més, realitzar l'anàlisi de les dades en funció de la profunditat mitjançant una prèvia inversió 1D de les respostes magnetotel·lúriques.

1.5.4 El mètode del tensor de fases

L'anàlisi de dades magnetotel·lúriques mitjançant el mètode del tensor de fases va ser introduït per Caldwell *et al.* (2004) i el seu ús es troba actualment en alça.

La fase d'un nombre complex es defineix com el quocient entre les seves parts imaginària i real. Si apliquem aquesta relació a tot un tensor d'impedàncies magnetotel·lúriques obtenim l'anomenat tensor de fases ($\Phi = \text{Re}^{-1}(Z)\text{Im}(Z)$), de components reals. El tensor de fases calculat té unes característiques particulars en funció de la dimensionalitat de l'estructura existent.

- Cas 1D: El tensor de fases és simètric, amb $\Phi_{11} = \Phi_{22}$.
- Cas 2D: El tensor de fases és simètric, però les seves components màxima i mínima poden tenir valors diferents equivalents a la tangent de les fases dels modes TE i TM. En aquest cas es pot calcular la direcció estructural.
- Cas 3D: El tensor de fases no és simètric i mostra la relació entre les fases de les components horitzontals dels camps elèctric i magnètic.

El principal avantatge d'aquest mètode és que no fa cap tipus d'assumpció de la dimensionalitat de l'estructura regional per avançat i que, igual que el codi WALDIM, és aplicable a qualsevol situació. A més, el tensor de fases no es veu afectat pels efectes de la distorsió galvànica encara que s'hagi calculat a través d'un tensor d'impedàncies que sí que ho està. En contra seva té que no estima ni recupera els paràmetres de la distorsió i que no caracteritza completament les dades mesurades. Actualment hi ha un cert abús en la seva utilització, ja que en molts dels estudis magnetotel·lúrics es busca ajustar únicament el tensor de fases, obviant d'aquesta manera la meitat de les dades existents.

1.5.5 Consideracions finals

Aquests mètodes de determinació de la dimensionalitat i la direccionalitat de les estructures geoelèctriques presents a la zona d'estudi són claus per decidir si la modelització a realitzar posteriorment ha de ser 1D, 2D o 3D. Fins fa pocs anys no hi havia la possibilitat de modelitzar en 3D i, per tant, el procés es reduïa a una modelització 2D assumint que es podia cometre un error. Cal tenir en compte que una modelització 2D de dades tridimensionals indueix a un model erroni i, per tant, a interpretacions incorrectes (Ledo, 2006).

Una altra consideració molt important és que la direcció estructural obtinguda per aquests mètodes en els casos 2D presenta una ambigüitat de 90°. Això vol dir que la direcció geoelèctrica estructural real pot ser l'obtinguda o bé la perpendicular. Aquesta ambigüitat es pot resoldre observant la direcció dels vectors d'inducció o tenint en compte altres tipus d'informació disponible de la zona d'estudi com, per exemple, la direcció de les estructures geològiques.

1.6 Modelització

L'objectiu final d'un estudi magnetotel·lúric és obtenir un model de distribució de la resistivitat elèctrica del subsòl i relacionar les estructures geoelèctriques amb altres observables d'origen geològic, geodinàmic o geofísic.

El procés de modelització té com a objectiu trobar un model del subsòl 1D, 2D o 3D amb una distribució de la resistivitat elèctrica que generi unes respostes electromagnètiques en superfície equivalents a les mesures al camp. La magnitud utilitzada per avaluar l'ajust entre les dades i la resposta d'aquest model és el RMS. Hi ha dues maneres de generar el model buscat: mitjançant un procés d'assaig i error utilitzant el problema directe o a través d'una inversió numèrica de les dades.

La modelització per assaig i error consisteix en generar un model (1D, 2D o 3D), calcular les seves respostes mitjançant la resolució del problema directe i comparar-les amb les dades, repetint aquest procés tantes vegades com sigui necessari fins assolir un ajust correcte entre elles. Actualment existeixen multitud de codis que resolen el problema directe tant 1D, 2D o 3D. El codi de Wannamaker *et al.* (1987), per exemple, resol el problema directe 2D i utilitza el mètode dels elements finits. El codi de Mackie *et al.* (1993), en canvi, resol el problema 3D utilitzant el mètode de les diferències finites. El principal problema que presenta la modelització per assaig i error és la gran quantitat de temps que requereix, ja que pot ser que s'hagin de calcular les respostes de molts models abans d'obtenir un ajust raonable. Actualment aquest procés només s'acostuma a utilitzar en casos de models 3D.

La inversió és un procés matemàtic molt utilitzat en l'àmbit de la geofísica que consisteix en trobar un model compatible amb les dades d'entrada. La inversió és, doncs, el camí oposat al problema directe. Actualment existeixen multitud de codis d'inversió 1D i 2D de dades magnetotel·lúriques (p.e. Siripunvaraporn i Egbert, 2000; Rodi i Mackie, 2001). També existeixen codis d'inversió 3D que, tot i trobar-se en un estadi de desenvolupament inicial, han fet passes endavant molt grans els darrers anys gràcies a la millora de la tecnologia informàtica i dels mètodes numèrics. En aquest treball utilitzarem un d'aquests codis d'inversió 3D al Capítol 4, el WSIND3DMT (Siripunvaraporn *et al.*, 2005), tot i que també n'existeixen d'altres (p.e. Mackie i Madden, 1993; Egbert i Kelbert, 2012).

Els processos d'inversió poden tenir una solució única si es tenen prou dades (Bailey, 1970), però generalment existeixen múltiples solucions. Això vol dir que hi ha diferents models (que poden ser molt diferents entre ells) capaços de generar les respostes electromagnètiques equivalents a les mesures al camp. A la Figura 1.14 es demostra com tres models 2D completament diferents poden presentar respostes electromagnètiques equivalents en superfície. Així doncs, el procés de modelització no és automàtic, sinó que el criteri de l'expert i les altres dades geològiques i geofísiques existents a la zona d'estudi esdevenen claus per validar o descartar un model que ajusti les dades de camp.

Els codis de modelització de dades magnetotel·lúriques existents van evolucionant constantment. Actualment ja no només existeixen codis de modelització 1D, 2D i 3D estàndar, sinó que alguns ja tenen en compte algunes variables com, per exemple, el possible caràcter anisòtrop dels materials (p.e. Pek i Verner, 1997; Mackie 2002). També es troben en desenvolupament codis d'inversió conjunta de diferents dades geofísiques (*joint inversion*) que inclouen les magnetotel·lúriques (p.e. Moorkamp *et al.*, 2011).

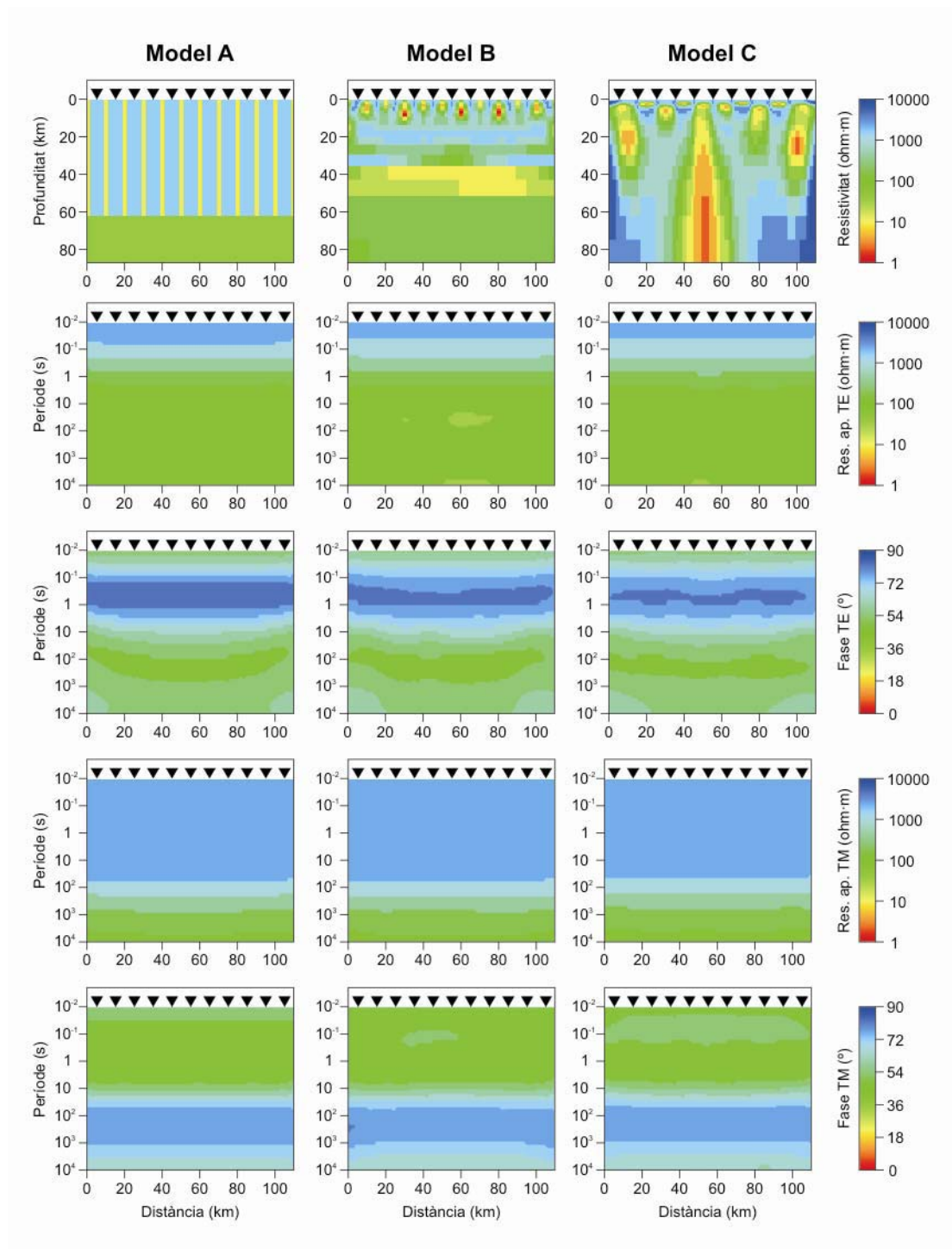


Figura 1.14: Tres models 2D diferents de resistivitat elèctrica que generen respostes magnetotel·lúriques molt semblants. La primera fila mostra els tres models A, B i C. Les quatre fileres següents mostren, de superior a inferior, les pseudoseccions de resistivitat aparent del mode TE, de fases del mode TE, de resistivitat aparent del mode TM i de fases del mode TM. Els triangles mostren la localització de les estacions de mesura.

1.7 Consideracions finals del capítol

El mètode magnetotel·lúric és un mètode d'exploració electromagnètic de font natural i no invasiu que permet determinar l'estructura geoelectrica del subsòl a diferents profunditats. És un mètode molt útil per determinar contrastos de resistivitat (incloent-hi estructures verticals) que està en constant desenvolupament en tots els seus aspectes.

El processat de les dades és bastant complex, tot i que actualment existeixen nombrosos codis que faciliten el procés. A canvi, el caràcter tensorial del tensor d'impedància obtingut permet obtenir molta informació a partir de l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades pel que fa el tipus d'estructura geoelectrica existent en profunditat. Això permet identificar el tipus de modelització adient en cada cas i optimitzar el temps de computació evitant interpretacions inadequades del model resultant. Si bé és cert que tot estudi magnetotel·lúric segueix les etapes descrites en aquest capítol, en el cas de contextos geològicament complexos cal tenir en compte molts més aspectes, especialment durant l'anàlisi de les dades prèvia a la modelització. Al Capítol 2 s'explicaran quins són els factors a tenir en compte quan hi ha presència de materials anisòtrops o estructures tridimensionals a la zona d'estudi, mentre que als capítols 3 i 4 es portaran a la pràctica.

CAPÍTOL 2

El mètode magnetotel·lúric en contextos geològics complexes.

2.1 Introducció

Existeixen diferents mètodes geofísics capaços de caracteritzar l'estructura geològica del subsòl: sísmics, magnètics, gravimètrics, elèctrics, electromagnètics, etc. En els casos en que les característiques geològiques o geofísiques del terreny són complicades cada mètode presenta la seva problemàtica.

En el cas del mètode magnetotel·lúric la interpretació geoelèctrica es pot complicar amb la presència de materials amb anisotropia elèctrica i l'existència d'estructures tridimensionals. En aquest capítol es presentaran les dificultats que presenten aquests dos tipus de contextos geològics complexos per l'aplicació del mètode magnetotel·lúric i es proposaran solucions per abordar-les.

2.2 Contextos geològics amb anisotropia elèctrica

2.2.1 Introducció a l'anisotropia elèctrica

L'anisotropia elèctrica és una qualitat de la resistència elèctrica per la qual el seu valor és funció de l'orientació. Així, en un medi anisòtrop la resistivitat elèctrica no es representa amb un escalar, sinó amb una matriu simètrica i definida positiva (Weidelt, 1999).

$$\rho = \begin{pmatrix} \rho_{xx} & \rho_{xy} & \rho_{xz} \\ \rho_{yx} & \rho_{yy} & \rho_{yz} \\ \rho_{zx} & \rho_{zy} & \rho_{zz} \end{pmatrix}. \quad (2.1)$$

El fet que aquesta matriu sigui simètrica i positiva permet la seva descomposició en valors i vectors propis, de forma que pot ser descrita com una matriu diagonal amb els tres valors propis de resistivitat (ρ'_{xx} , ρ'_{yy} i ρ'_{zz} , tots ells positius) i tres angles que relacionen l'orientació dels eixos principals del tensor segons els vectors propis ortogonals amb el sistema de referència utilitzat. Aquests angles són generats per les rotacions d'Euler (Figura 2.1) i s'anomenen *strike* (α_S), *dip* (α_D) i *slant* (α_L).

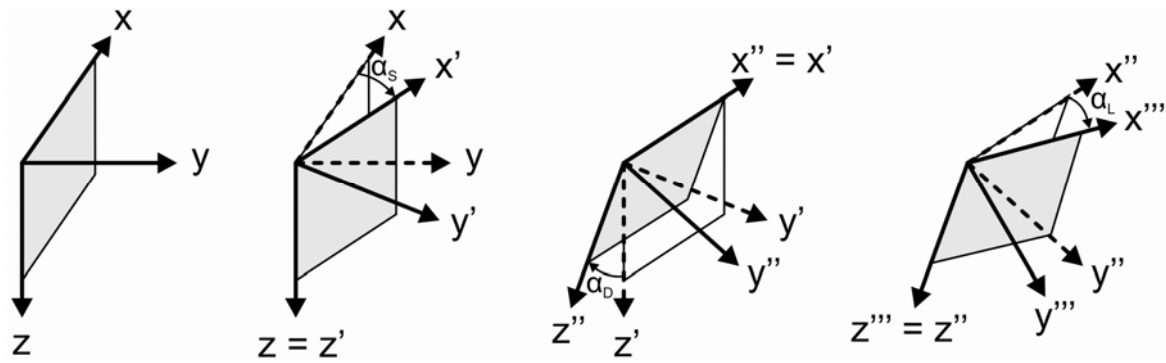


Figura 2.1: Diagrama de les rotacions aplicades per generar qualsevol orientació de les direccions principals de l'anisotropia. A la primera rotació es genera l'*strike* (α_S) rotant sobre l'eix z , a la segona es genera el *dip* (α_D) rotant sobre l'eix x' i a la darrera es genera l'*slant* (α_L) rotant sobre l'eix z'' . Modificat de Martí et al. (2010).

Cal diferenciar entre aquest *strike* (α_S) i la direcció estructural 2D. En aquest treball es parlarà d'*strike* estructural quan ens volem referir a la direcció de les estructures geològiques i d'*strike* anisòtrop quan ens volem referir a l'angle α_S .

El grau d'anisotropia d'un material es defineix com la proporció entre els seus valors màxim i mínim de resistivitat (ρ_{max}/ρ_{min}). En general, quan aquesta proporció és més gran de 5 els efectes de l'anisotropia es fan més evidents i, per tant, són més fàcils d'identificar (Heise i Pous, 2001).

Com a exemple d'un medi amb comportament anisòtrop es presenta el cas d'un cub format per dos materials diferents (Figura 2.2). El comportament anisòtrop del bloc en qüestió es pot quantificar amb el càlcul de la resistivitat elèctrica considerant el flux de corrent en les direccions x , y i z .

Per calcular la resistivitat elèctrica d'aquest cub en les direccions x , y i z s'apliquen les lleis de Kirchhoff pel càlcul de les resistències de dues o més fases connectades en sèrie (direcció y) o en paral·lel (direccions x i z). Com que el cub fa 1 m d'aresta, les resistències obtingudes per a cadascuna de les tres direccions en aquest cub seran en realitat les resistivitats equivalents del cub. Segons les lleis de Kirchhoff, quan tenim dues fases connectades podem calcular la resistivitat total de la següent manera:

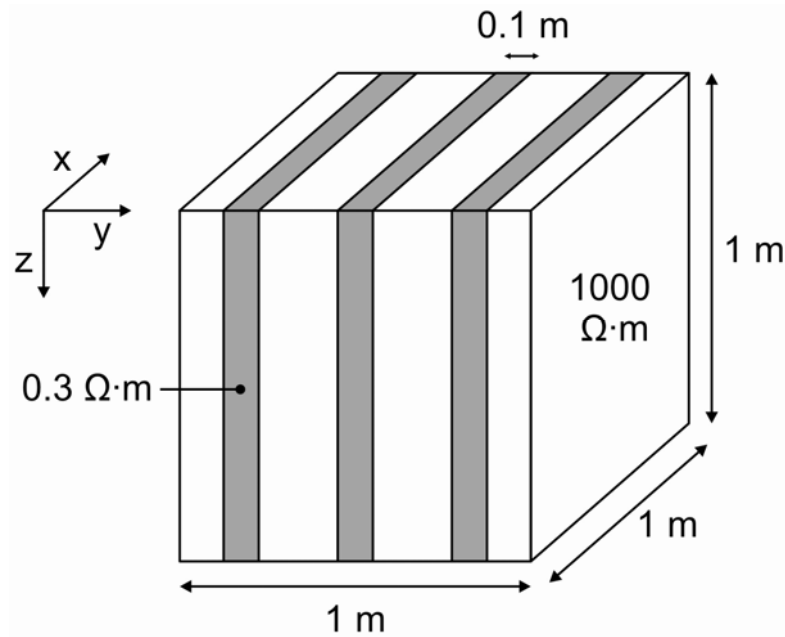


Figura 2.2: Cub anisòtrop amb 1 m d'aresta format per dues fases isòtrops amb valors diferents de resistivitat.

$$\rho_{\text{paral·lel}} = \left(\frac{\chi}{\rho_1} + \frac{(1-\chi)}{\rho_2} \right)^{-1}, \quad (2.2)$$

$$\rho_{\text{sèrie}} = \chi\rho_1 + (1-\chi)\rho_2, \quad (2.3)$$

on χ és la fracció de la fase 1, ρ_1 és la resistivitat elèctrica de la fase 1 i ρ_2 és la resistivitat elèctrica de la fase 2. En el cas de la Figura 2.2, $\chi = 0.7$, $\rho_1 = 1000 \Omega \cdot m$, $\rho_2 = 0.3 \Omega \cdot m$ i obtenim:

$$\rho_{xx} = \rho_{\text{paral·lel}} = \left(\frac{0.7}{1000} + \frac{(1-0.7)}{0.3} \right)^{-1} \Rightarrow \rho_{xx} \approx 0.99 \Omega \cdot m$$

$$\rho_{yy} = \rho_{\text{sèrie}} = 0.7 \cdot 1000 + (1-0.7) \cdot 0.3 \Rightarrow \rho_{yy} \approx 700 \Omega \cdot m$$

$$\rho_{zz} = \rho_{\text{paral·lel}} = \left(\frac{0.7}{1000} + \frac{(1-0.7)}{0.3} \right)^{-1} \Rightarrow \rho_{zz} \approx 0.99 \Omega \cdot m$$

Així doncs, en aquest cas ρ'_{xx} , ρ'_{yy} i ρ'_{zz} serien respectivament $0.99 \Omega \cdot m$, $700 \Omega \cdot m$ i $0.99 \Omega \cdot m$, mentre que els angles *strike*, *dip* i *slant* serien iguals a zero.

Microanisotropia i macroanisotropia

En funció de l'escala de l'estructura causant de l'anisotropia es parla de microanisotropia o de macroanisotropia. Generalment es parla de microanisotropia quan l'efecte anisòtrop en un material ve donat per la seva fàbrica mineral, per exemple degut a l'orientació preferent de minerals al seu interior. El terme macroanisotropia, en canvi, s'utilitza quan aquest efecte ve donat per estructures d'una escala major a la de la fàbrica de la roca però que no es poden modelitzar degut a la limitació de la discretització espacial utilitzada. Un exemple seria l'existència d'una família de fractures amb una direcció preferencial dins d'una unitat geològica (Negi i Saraf, 1989).

A efectes pràctics el mètode magnetotel·lúric no permet diferenciar entre microanisotropia i macroanisotropia, ja que no hi ha diferència en la resposta electromagnètica que generen, especialment a grans profunditats (Wannamaker, 2005).

El grau d'anisotropia microscòpica d'un material es pot mesurar en un laboratori reproduint les condicions de pressió i temperatura de la profunditat d'emplaçament. Sovint s'ha observat que el grau d'anisotropia inferit per les dades de camp és molt més gran que el mesurat al laboratori (Eisel i Haak, 1999) degut a que els efectes de la macroanisotropia no es poden reproduir fàcilment en un laboratori.

2.2.2 Causes de l'anisotropia elèctrica

Existeixen diferents causes geològiques i geoquímiques per les quals una unitat determinada pot presentar anisotropia elèctrica. Aquestes causes acostumen a estar relacionades amb la profunditat d'emplaçament de la unitat en qüestió.

L'anisotropia elèctrica a l'escorça acostuma a ser conseqüència de l'orientació d'alguna fase mineral en una direcció preferent. El grafit, per exemple, es pot formar al voltant dels grans que constitueixen la matriu d'una roca i estar interconnectat en una direcció preferent al llarg de grans distàncies (Jones, 1992). Una altra possible estructura que pot generar anisotropia elèctrica a l'escorça és la presència de discontinuïtats (dics, falles, fractures, etc.) seguint una direcció preferent (Miensopust i Jones, 2011).

Al mantell litosfèric la difusió anisòtropa de l'hidrogen en l'olivina s'ha proposat com a possible mecanisme per reduir la resistivitat elèctrica dels materials mantèl·lics

(Karato, 1990; Hirth *et al.*, 2000), i és una teoria que actualment està ben suportada degut a la gran quantitat d'experiments de laboratori que reproduïxen les condicions de pressió i temperatura del mantell. Kohlstedt i Mackwell (1998) suggereixen que concentracions de pocs centenars de ppm d'aigua són suficients per produir valors de resistivitat elèctrica amb una diferència de diversos ordres de magnitud en comparació amb l'olivina seca. L'olivina és el mineral més abundant al mantell superior i és elèctricament anisòtropa al llarg de l'eix [100], ja que aquest té el coeficient de difusió de l'hidrogen més alt que la resta d'eixos, fent que sigui la direcció més conductora. Els cristalls d'olivina s'alineen preferencialment quan estan sotmesos a esforç, possibilitant així un efecte anisòtrop del conjunt del material en qüestió. Gatzemeier i Tommasi (2006) van demostrar que factors d'anisotropia de dos a tres ordres de magnitud són possibles degut a la difusió de l'hidrogen en l'olivina del mantell litosfèric. De tota manera, altres estudis (Wang *et al.*, 2006) apunten que l'explicació de la difusió de l'hidrogen en l'olivina per justificar una forta anisotropia no és correcta en el cas de litosferes continentals. Cal destacar que el grau d'anisotropia de l'olivina no és només funció de la quantitat d'aigua present, sinó també de les condicions de pressió i temperatura en les quals s'emplaça.

Existeixen altres mecanismes proposats per explicar l'anisotropia al mantell litosfèric, com per exemple la presència de grafit en fractures (Mareschal *et al.*, 1995) o l'existència de fusió parcial orientada en una direcció preferent (Yoshino *et al.*, 2006; Caricchi *et al.*, 2011).

El mètode magnetotel·lúric és capaç de detectar i modelitzar l'efecte anisòtrop, però l'origen d'aquesta anisotropia no es pot determinar amb certesa únicament amb dades magnetotel·lúriques, sinó que és preferible tenir en compte també altres dades de tipus estructural, petrològiques, geoquímiques o geofísiques existents. El caràcter isòtrop o anisòtrop de la velocitat de propagació de les ones sísmiques, per exemple, pot esdevenir una eina molt útil per discernir entre les possibles causes de l'anisotropia elèctrica (p.e. Eaton *et al.*, 2004; Hamilton *et al.*, 2006; Padilha *et al.*, 2006).

2.2.3 Modelització anisòtropa de dades magnetotel·lúriques

L'existència d'efectes anisòtrops en dades magnetotel·lúriques és conegut des de fa molt de temps, però degut a la manca de codis adients no ha estat fins aquests darrers anys que s'han començat a aplicar en el procés de modelització. Actualment existeixen

diversos codis que permeten modelitzar estructures que continguin materials amb anisotropia. En casos 1D i 2D existeixen codis que resolen el problema directe magnetotel·lúric així com codis que utilitzen el problema invers. Martí (2013) en fa una extensa recopilació, però pel que fa la inversió destaquen el codi de Pek i Santos (2006) pel que fa el cas 1D i el de Pek *et al.* (2011) pel que fa els casos 2D. La solució del problema directe 3D tenint en compte efectes anisòtrops es troba encara en una fase inicial de desenvolupament, tot i que ja existeix algun estudi referent a aquest tipus de codis (Osella i Martinelli, 1997; Weidelt, 1999). S'ha demostrat, però, que mitjançant models isòtrops 3D (i també 1D i 2D) es poden simular efectes anisòtrops a grans profunditats utilitzant alternances verticals de làmines conductores i resistives orientades paral·lelament (p.e. Leibercker *et al.*, 2002; Gatzemeier i Moorkamp, 2005; Padilha *et al.*, 2006).

En aquesta tesi (apartats 2.2.5 i 2.2.6 i Capítol 3) s'ha utilitzat el codi de Pek i Verner (1997) per modelitzar aquest efecte. Aquest codi 2D, que resol el problema directe tenint en compte la presència de materials anisòtrops, permet crear una malla que s'ajusti a les necessitats de l'estudi i calcula per a cada node de la malla la resposta magnetotel·lúrica obtinguda en forma de tensor d'impedàncies i vectors d'inducció. El codi té en compte la topografia i es pot fer servir tant per a estudis terrestres com marins, ja que permet simular les respostes magnetotel·lúriques al fons del mar.

2.2.4 Identificació de l'anisotropia

Un dels principals problemes que presenta un context geològic amb presència d'anisotropia és precisament identificar-lo com a tal. Els efectes anisòtrops a les dades magnetotel·lúriques no són sempre de detecció directa i es poden confondre fàcilment amb heterogeneïtats en una estructura 2D o amb efectes 3D. Existeixen, però, diferents indicis per determinar si un conjunt de dades magnetotel·lúriques estan afectades o no per anisotropia. El detall d'esmentar un conjunt de dades i no pas una corba no és casual, ja que algun d'aquests processos d'identificació dels efectes anisòtrops requereixen l'anàlisi simultani de tot el conjunt de dades.

En aquest apartat s'exposaran patrons d'identificació a partir de les respostes magnetotel·lúriques, de l'inversió de les dades mitjançant codis isòtrops i de l'anàlisi de la dimensionalitat.

Patrons d'identificació a partir de les respostes magnetotel·lúriques

Les respostes magnetotel·lúriques (compilades de manera analítica a Martí, 2013) permeten determinar l'existència d'efectes anisòtrops a un conjunt de dades mitjançant la visualització i anàlisi simultània de les corbes de resistivitat aparent i fase així com de les fletxes d'inducció. Algunes estructures anisòtrops generen patrons de respostes electromagnètiques conegudes i fàcilment identificables com la repetició de corbes de resistivitat aparent i fase al llarg del perfil. Quan els modes xy i yx d'una mateixa estació presenten corbes de resistivitat aparent i fase amb morfologies diferents acostuma a ser una conseqüència de l'existència d'estructures 2D o 3D, ja que les heterogeneïtats afecten a cadascun dels dos modes de manera diferent. Això requereix, però, que l'efecte d'aquesta estructura a la corba decreixi amb l'augment de la distància respecte el punt de mesura. Si la diferència entre la morfologia de les corbes és conseqüència de l'existència d'un cos anisòtrop pot passar que aquesta relació entre l'efecte i la distància no es doni, sinó que tinguem diverses estacions molt similars al llarg de grans distàncies en un perfil. Aquest acostuma a ser el cas d'estructures 1D amb una de les capes afectades per anisotropia. Es pot dir que, en general, una separació de corbes (*curve splitting*) que sigui continua al llarg d'un perfil pot ser un indicatiu d'anisotropia, tot i que també pot ser causada per l'efecte d'una estructura lateral amb una direcció paral·lela al perfil.

Hi ha altres característiques de les corbes de resistivitat aparent i fase que poden ser conseqüència d'efectes anisòtrops i que són detectables com, per exemple, l'existència de fases superiors a 90° . Aquestes poden aparèixer degut a un canvi bruscat en l'*strike* anisòtrop (Heise *et al.*, 2003), però cal tenir en compte que també existeixen altres causes no relacionades amb l'anisotropia que poden donar lloc a aquest tipus de corbes de fase com, per exemple, l'existència de *current channeling* (forta canalització de corrents elèctrics en medis 3D; Lezaeta i Haak, 2003), efectes de distorsió o efectes de costa en dades marines (Worzewski *et al.*, 2012).

L'anàlisi del comportament de les fletxes d'inducció pot servir també per determinar la presència d'anisotropia a les dades, especialment per diferenciar-la dels efectes produïts per heterogeneïtats en estructures 2D. Les corbes de resistivitat aparent i fase d'una mateixa estació que es separen a partir d'una certa freqüència degut a la presència d'una estructura 2D presentaran també uns vectors d'inducció que indicaran la ubicació de les estructures conductores i aquests seran diferents per a cada corba del

perfil. Si aquesta separació de corbes és deguda a la presència d'un cos anisòtrop el comportament dels vectors d'inducció serà diferent i seguirà uns patrons coneguts en funció de l'estructura del subsòl. En un cas 1D amb una capa anisòtropa els vectors d'inducció seran nuls per a totes les freqüències independentment de quin sigui l'*strike* anisòtrop. En un cas 2D en el que la direcció del *strike* anisòtrop i la direcció principal de les estructures no coincideixin els vectors d'inducció no seran nuls i, contràriament al que seria d'esperar en presència de materials isòtrops, estaran desviats respecte la perpendicular de la direcció de les estructures (Pek i Verner, 1997). Alguns d'aquests patrons dels vectors d'inducció en presència d'anisotropia han estat descrits prèviament (p.e. Heise i Pous, 2001) i poden ser utilitzats per a la detecció de presència d'anisotropia a les dades.

Anàlisi de la dimensionalitat de les dades

Tal com s'ha introduït a l'apartat 1.5.2, l'anàlisi de la dimensionalitat mitjançant els criteris de WAL permet determinar si les respostes obtingudes corresponen a estructures 1D, 2D o 3D i, si és el cas, obtenir la direcció de l'*strike* i si hi ha efectes de distorsió.

Martí *et al.* (2010) van estendre els criteris de WAL per incloure la possible identificació d'estructures anisòtrops. Els nous criteris es basen en l'anàlisi conjunt de la dimensionalitat obtinguda en diferents estacions i períodes, així com en la comparació i identificació de possibles incongruències entre les direccions d'*strike* calculades suposant estructures 2D o 3D/2D. Alguns dels nous criteris es recullen a la Taula 2.1. Aquest treball constata també que no és possible identificar la presència d'anisotropia quan aquesta té la mateixa orientació que les estructures i, per raons inherents al mètode, quan l'anisotropia és present en estructures 3D. Comparat amb altres mètodes com el tensor de les fases (Caldwell *et al.*, 2004) o l'anàlisi mitjançant cercles de Mohr (Lilley, 1993), els criteris de WAL aporten la mateixa informació pel que fa la distorsió, però en determinats casos únicament els criteris de WAL permeten identificar la presència d'efectes d'anisotropia a les dades.

DIMENSIONALITAT GEOELÈCTRICA (casos 2D)			
$\theta_{2D} = \theta_1 = \theta_2 = \theta_{3D/2D}$	Tensors idèntics a totes les estacions (depenents del període)	$\theta_{2D} = 0$	MEDI 1D AMB UNA CAPA ANISÒTROPA o MEDI 2D ISÒTROP AMB MESURES AL LLARG DE L'STRIKE
		$\theta_{2D} \neq 0$	MEDI 1D AMB UNA CAPA ANISÒTROPA
	Tensors diferents a cada estació (depenents del període)		MEDI ISÒTROP 2D
$\theta_{2D} \neq \theta_{3D/2D}$	Tensors idèntics a totes les estacions (independents del període)		MEDI ANISÒTROP HOMOGENI
$\theta_{2D} \neq \theta_{3D/2D}$ o $\theta_1 \neq \theta_2$	Tensors diferents a cada estació (depenents del període)		ESTRUCTURA ANISÒTROPA EN UN MEDI 2D

Taula 2.1: Criteris establerts per Martí et al. (2010) per determinar la presència d'anisotropia en medis 1D i 2D a partir de casos de dimensionalitat aparentment 2D.

Inversió de dades anisòtrops amb codis isòtrops 2D

La inversió de dades afectades per anisotropia mitjançant codis d'inversió isòtrops 2D pot esdevenir una bona eina per detectar la presència d'anisotropia ja que, si bé les interpretacions dels models obtinguts no seran correctes, sí que en alguns casos podrem detectar evidències de la presència de cossos anisòtrops i podrem delimitar-los tant lateralment com en profunditat.

Els efectes anisòtrops en un procés d'inversió isòtropa de les dades es fan més evidents a mesura que el grau d'anisotropia creix. Quan la relació ρ_{max}/ρ_{min} és superior a 5 i realitzem un procés d'inversió 2D de les dades apareix en el model una alternança de cossos conductors i resistents en forma de discs verticals (Heise i Pous, 2001). Això és degut a que el codi intenta simular un cos que presenti resistivitats equivalents diferents en les direccions x i y , semblant al cos que s'ha presentat a la Figura 2.2 i simulant un efecte macroanisòtrop. Caldrà tenir en compte, però, que aquesta repetició de l'alternança entre cossos resistius i conductors no es correspon amb estructures reals i que la posició dels mateixos en el model dependrà, entre altres factors, de l'espaiat existent entre les estacions de mesura. Els codis d'inversió isòtrops 2D són capaços de delimitar amb prou exactitud el sostre del cos anisòtrop, però en

canvi la seva base no queda ben definida, ja que acostuma a situar-se a una profunditat diferent de la real.

Així doncs, un procés d'inversió de dades anisòtropes mitjançant un codi isòtrop 2D generarà un model geològicament inadequat però que, a canvi, pot ajudar a determinar la presència d'anisotropia a les dades en generar cossos subverticals conductors i resistius molt característics, tal i com es pot observar també a Miensopust i Jones (2011).

2.2.5 Efectes de l'anisotropia en un medi 1D

Amb l'objectiu de mostrar el funcionament d'alguns dels mètodes d'identificació de l'anisotropia s'ha considerat una situació senzilla. A mode d'exemple es presenta un model litosfèric de tres capes éssent la del mig anisòtropa. Les respostes magnetotel·lúriques d'aquest model s'han calculat amb el codi de Pek i Verner (1997). El model (Figura 2.3) consta d'una primera capa isòtropa de 3 km de profunditat i una resistivitat de $10 \Omega \cdot m$ que simula un conca sedimentària relativament recent. La segona capa és anisòtropa, arriba fins als 80 km de profunditat i presenta uns valors de ρ'_{xx} , ρ'_{yy} i α_s de $5 \Omega \cdot m$, $200 \Omega \cdot m$ i 0° respectivament, $\rho'_{zz} = \rho'_{xx}$ i $\alpha_D = \alpha_L = 0^\circ$. A 80 km de profunditat es considera un material isòtrop de $5 \Omega \cdot m$.

El primer que s'observa és que les corbes de resistivitat aparent i fase tenen un comportament diferent en funció de la polarització i que els vectors d'inducció són nuls. Els comportaments desiguals de les corbes de les polaritzacions xy i yx acostumen a ser conseqüència de la presència d'heterogeneïtats 2D, però el fet que no variïn al llarg del perfil descarta aquesta opció. A més, en cas d'existir cossos 2D els vectors d'inducció no serien nuls, sinó que indicarien la localització dels cossos més conductors.

Si s'utilitzen diferents valors per α_s (Figura 2.5) s'observa que els dos modes xy i yx van canviant la seva morfologia, arribant a ser iguals quan $\alpha_s = 45^\circ$. Si es continua augmentant el valor les dues corbes es tornen a separar fins assolir als 90° la morfologia que presentava el mode contrari amb 0° . Els modes xx i yy , en canvi, presenten valors nuls si $\alpha_s = 0^\circ, 90^\circ$ i valors no nuls en la resta de casos, assolint el seu màxim si $\alpha_s=45^\circ$.

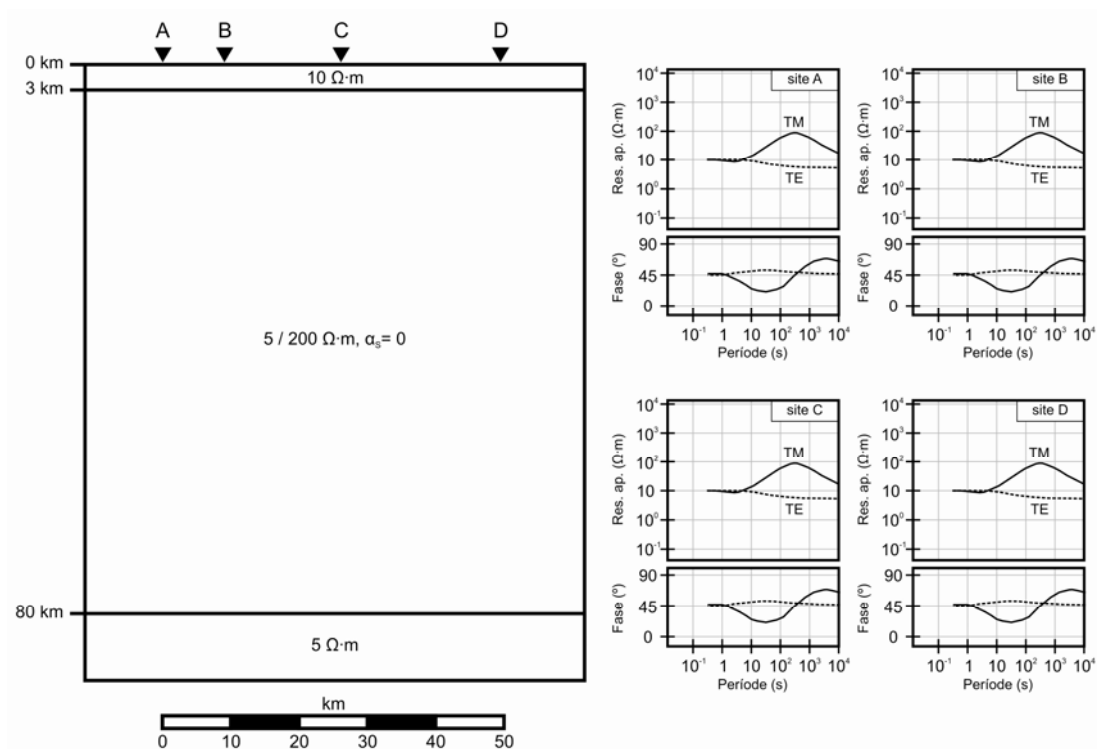


Figura 2.3: Model i respostes d'un perfil amb una estructura 1D de tres capes, una de les quals presenta anisotropia. En aquest cas l'strike anisòtrop (α_s) és 0° i, per tant, els eixos del model es corresponen amb els de l'anisotropia. Les corbes de resistivitat aparent i fase obtingudes no varien al llarg del perfil. Els vectors d'inducció no es representen ja que són nuls.

L'anàlisi de la dimensionalitat de les respostes obtingudes quan s'utilitzen diferents valors de α_s realitzat amb el codi WALDIM es mostra a la Figura 2.4. Es pot observar que s'obtenen casos 1D per als períodes més petits degut a la capa isòtropa superficial, però que la capa anisòtropa genera respostes 2D amb un strike del mateix valor que l' α_s utilitzat. Els períodes més grans, ja afectats per la capa profunda isòtropa, generen respostes 3D/2D amb el mateix strike. En tots els casos s'obtenen valors idèntics dels angles θ_{2D} i $\theta_{3D/2D}$ independentment del cas de dimensionalitat assignat. Cal remarcar que el codi WALDIM té en compte totes les components del tensor d'impedàncies a l'hora de realitzar l'anàlisi.

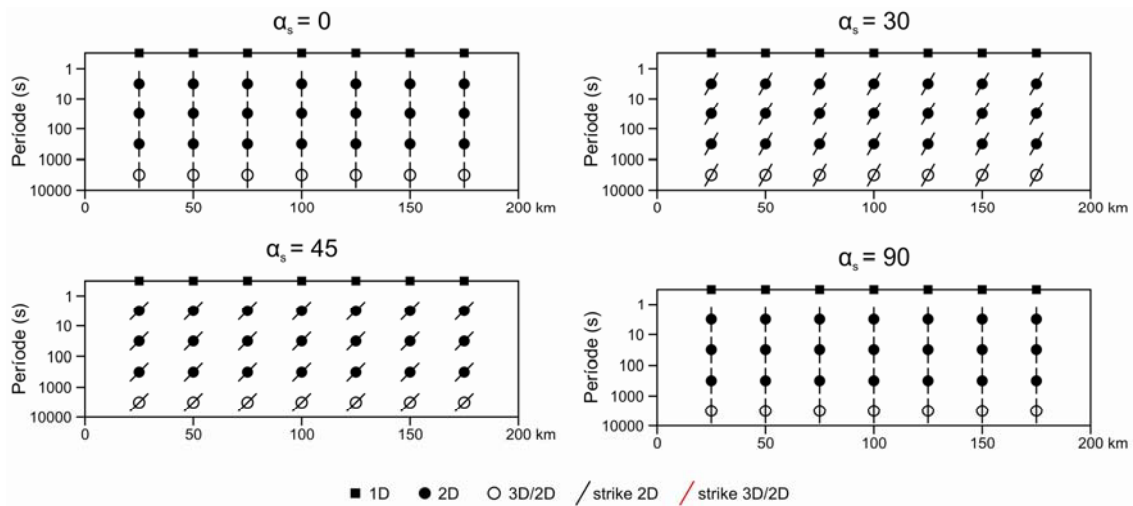
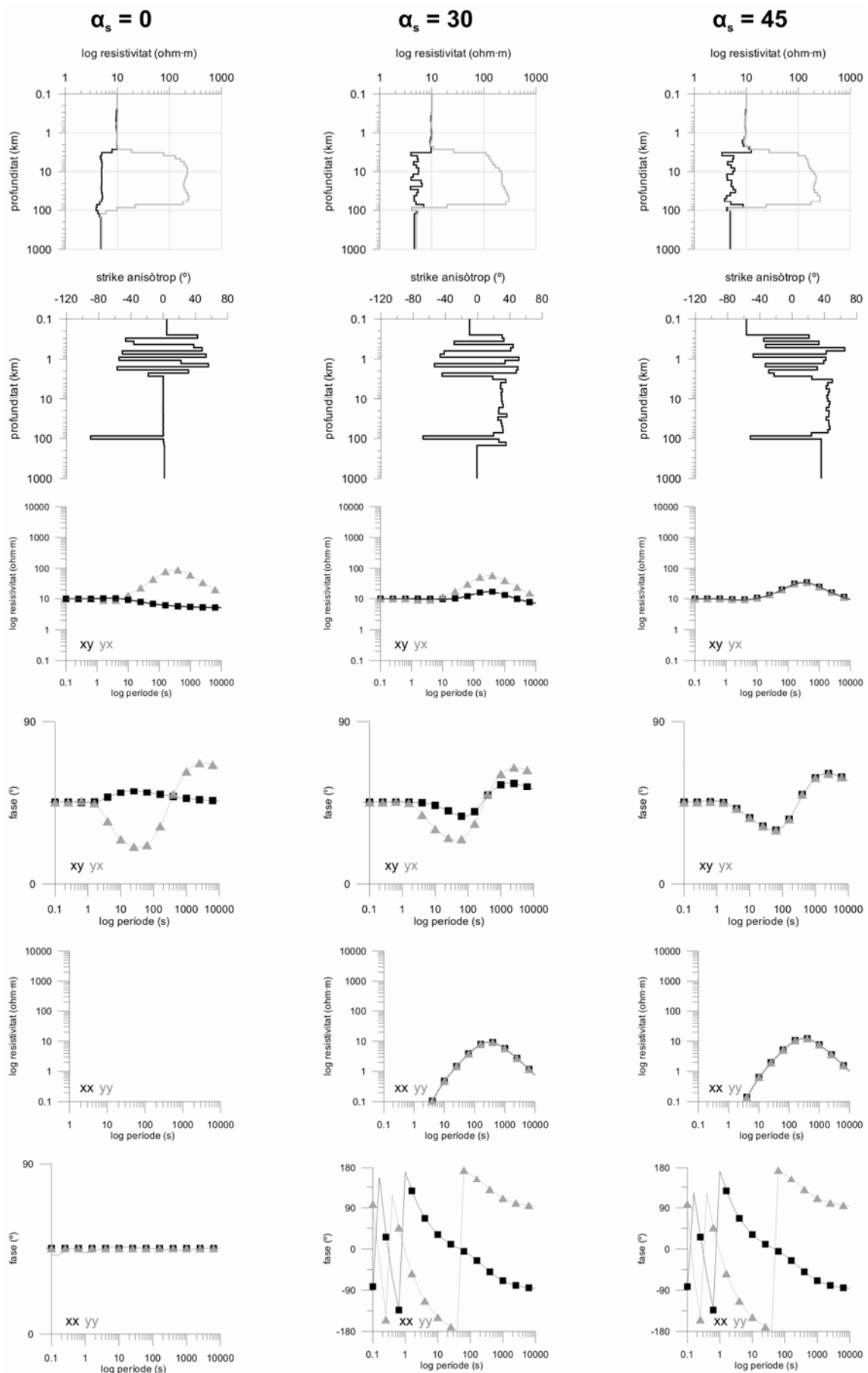


Figura 2.4: Resultats de l'anàlisi de la dimensionalitat de les respostes obtingudes en el model de la Figura 2.3.

S'ha realitzat una inversió 1D d'aquestes respostes utilitzant el codi de Pek i Santos (2006), que té en compte la possible presència d'anisotropia a les dades i que utilitza totes les components del tensor d'impedàncies. S'han utilitzat per la inversió un total de 26 períodes compresos entre 0.1 s i 10000 s, amb un error del 5% per a les resistivitats aparents i d'1° per a les fases. El model de partida agafa el valor promig de la resistivitat aparent de les dades experimentals i aplica una petita variació per diferenciar ja els valors de màxima i mínima resistivitat. Els resultats obtinguts es mostren a la Figura 2.5 i demostren que es poden recuperar amb molta precisió tant l'estructura inicial com les característiques geoelectriques de la capa anisòtropa. Els límits de 3 km i 80 km entre les diferents capes queden ben definits en tots els casos, així com els valors de resistivitat elèctrica de les capes isòtropes (10 $\Omega\cdot\text{m}$ per la capa superficial i 5 $\Omega\cdot\text{m}$ per la capa més profunda). A la capa anisòtropa queden ben definits tant els valors màxim i mínim de resistivitat elèctrica (200 $\Omega\cdot\text{m}$ i 5 $\Omega\cdot\text{m}$ respectivament) així com el valor de α_s en cadascun dels casos. Si s'utilitzen dues o més capes anisòtropes el model inicial no es recupera amb tanta exactitud, ja que el problema invers no presenta una solució única.



Si, en canvi, es realitza una inversió isòtropa 2D de les respostes obtingudes del model de la Figura 2.3 utilitzant el codi de Rodi i Mackie (2001) orientant la direcció de ρ_{xx} perpendicular a la direcció del perfil observem que la capa anisòtropa queda caracteritzada per la repetició d'una alternança de cossos verticals (dics) conductors i resistius que pretenen simular un efecte macroanisòtrop (Figura 2.6). S'han realitzat tres inversions utilitzant espaiats entre estacions de 10 km, 5 km i 2.5 km per veure si aquest factor influeix en el model obtingut. Es pot observar com la disposició i la morfologia de l'alternança de dics al llarg del perfil varien en funció de l'espaiat existent entre les estacions de mesura, ja que quan aquest decreix els dics es fan més estrets i es verticalitzen. L'ajust entre les dades i les respostes del model és molt bo a les tres inversions, obtenint en totes elles valors de RMS inferiors a 0.5 utilitzant un error del 5% per a les components del tensor d'impedància.

Una altra característica observable és que el límit entre la capa isòtropa superficial i la capa anisòtropa (situat a 3 km de profunditat) es va definint millor a mesura que l'espaiat a les estacions decreix. El límit entre la capa anisòtropa i la capa isòtropa inferior, situat a 80 km, no queda ben definit en cap dels casos, sinó que en tots ells es mostra més superficial que en el model original. Així doncs, en casos 1D amb una capa anisòtropa, la inversió isòtropa 2D de les dades quan la direcció de ρ_{xx} és perpendicular a la direcció del perfil permet determinar la presència de l'anisotropia mitjançant l'existència de l'alternança de dics verticals conductors i resistents. A més, si l'espaiat entre les estacions és prou petit es pot delimitar correctament el seu límit superior.

Figura 2.5: Resultats de la inversió anisòtropa 1D de les respostes del model de la Figura 2.3 utilitzant valors de α_s de 0° , 30° i 45° . Es mostren tant les dades d'entrada (punts) com les respostes obtingudes de la inversió (línies).

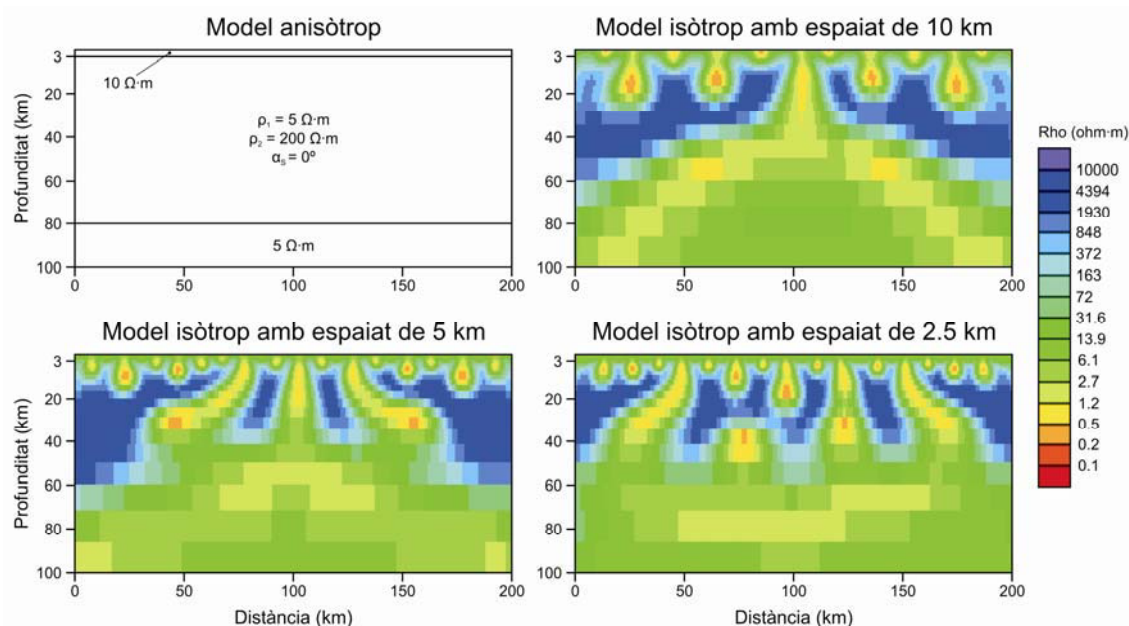


Figura 2.6: Inversió isòtropa 2D de les dades obtingudes d'un model 1D de tres capes éssent una d'elles anisòtropa, utilitzant tres espaiats diferents entre estacions. La direcció de ρ_{xx} és perpendicular a la direcció del perfil. S'ha utilitzat la mateixa malla en tots els casos.

Per comprovar com influeix el canvi de direcció de l'*strike* anisòtrop en la inversió isòtropa 2D de dades anisòtrops 1D, s'han realitzat les inversions de les dades obtingudes pel model mostrat a les anteriors utilitzant valors d'*strike* anisòtrop de 0°, 30°, 45° i 90°. L'espaiat de les estacions s'ha fixat en 5 km per a tots els models i s'han limitat els valors màxim i mínim de resistivitat durant l'inversió a 10000 $\Omega\cdot m$ i 0.1 $\Omega\cdot m$ respectivament amb l'objectiu d'evitar que el procés d'inversió utilitzi valors de resistivitat elèctrica poc realistes. A les Figures 2.7a, 2.7b, 2.7c i 2.7d es mostra la comparació entre les dades generades amb el codi anisòtrop i les respostes obtingudes amb una inversió isòtropa 2D quan α_s és 0°, 30°, 45° i 90° respectivament. Tal i com es pot observar, l'ajust entre les dades i els models són molt bons, havent obtingut per tots ells valors de RMS inferiors a 0.5 utilitzant un error del 5%.

Les dades que s'utilitzen per la inversió són les mateixes que s'ha utilitzat en inversió 1D amb anisotropia (Figura 2.5). En aquest cas el codi isòtrop 2D assumeix que les estructures són perpendiculars al perfil i que, per tant, els tensors d'impedància i resistivitat són diagonals. Donat que a mesura que es van rotant les respostes segons

l'angle α_S utilitzat els tensors d'impedància i resistivitat deixen de ser diagonals, hi ha per tant part de la informació de l'anisotropia que no s'utilitza per la inversió.

L'anàlisi de la dimensionalitat de les respostes realitzat mitjançant el codi WALDIM detecta en tots els casos una capa superficial 1D corresponent a la capa isòtropa més superficial i, per a la resta de períodes, obté com a resultat una estructura 2D amb una direcció estructural paral·lela a la direcció de l'*strike* anisòtrop α_S corresponent. Per als períodes més llargs de 1000 s s'obté com a resultat una estructura 3D/2D amb la mateixa direcció estructural. Tenint en compte els resultats presentats per Martí *et al.* (2010), aquest cas de dimensionalitat correspondria a un medi 1D amb una capa anisòtropa o bé a un medi 2D amb la direcció estructural paral·lela al perfil. Les fletxes d'inducció en tots quatre casos presenten magnituds gairebé nul·les al llarg de tot el perfil.

L'espaiat de 5 km utilitzat entre estacions és massa gran per caracteritzar amb detall el límit entre la base de la capa isòtropa superficial i el sostre de la capa anisòtropa, situat a 3 km de profunditat, però tot i així queda bastant ben delimitat en tots quatre casos, tant pel que fa el seu emplaçament en profunditat com pels valors de resistivitats que mostra la capa isòtropa superficial.

La capa anisòtropa, en canvi, es mostra de manera molt diferent en funció de l'*strike* anisòtrop utilitzat. En el cas de la Figura 2.7a ($\alpha_S = 0^\circ$) presenta una clara alternança de discs conductors i resistents molt verticalitzats al llarg del perfil amb valors màxims i mínims de resistivitat propers al límit dels permesos. A mesura que anem variant l'*strike* anisòtrop aquests discs es van difuminant i la distribució de la resistivitat es va homogeneitzant (Figura 2.7b, $\alpha_S = 30^\circ$) fins al punt d'arribar a mostrar-se exactament igual al llarg del perfil amb valors de resistivitat d'aproximadament $100 \Omega \cdot m$ (Figura 2.7c, $\alpha_S = 45^\circ$). Aquest comportament de la capa anisòtropa era d'esperar tenint en compte els valors màxim i mínim de resistivitat utilitzats ($100 \Omega \cdot m$ és un valor proper a la mitjana aritmètica entre $5 \Omega \cdot m$ i $200 \Omega \cdot m$ quan $\alpha_S = 45^\circ$). Si augmentem el valor de α_S fins a 90° (Figura 2.7d) observem que la caracterització de la capa anisòtropa és absolutament diferent, mostrant una capa molt resistiva fins a una profunditat d'uns 35 km i una successió de cossos conductors i resistius per sota d'aquest límit. El límit entre la base de la capa anisòtropa i el sostre de la segona capa isòtropa no queda ben definit en cap dels casos.

Així doncs, tenint en compte el resultat de l'anàlisi de la dimensionalitat amb el codi WALDIM, el fet que les corbes no presentin variacions al llarg de perfil, la presència de l'alternança de dics subverticals quan la direcció de l'estructura obtinguda és paral·lela o perpendicular al perfil i el caràcter nul de la magnitud de les fletxes d'inducció, seriem capaços de determinar que les dades corresponen a un medi 1D amb una de les capes anisòtropses.

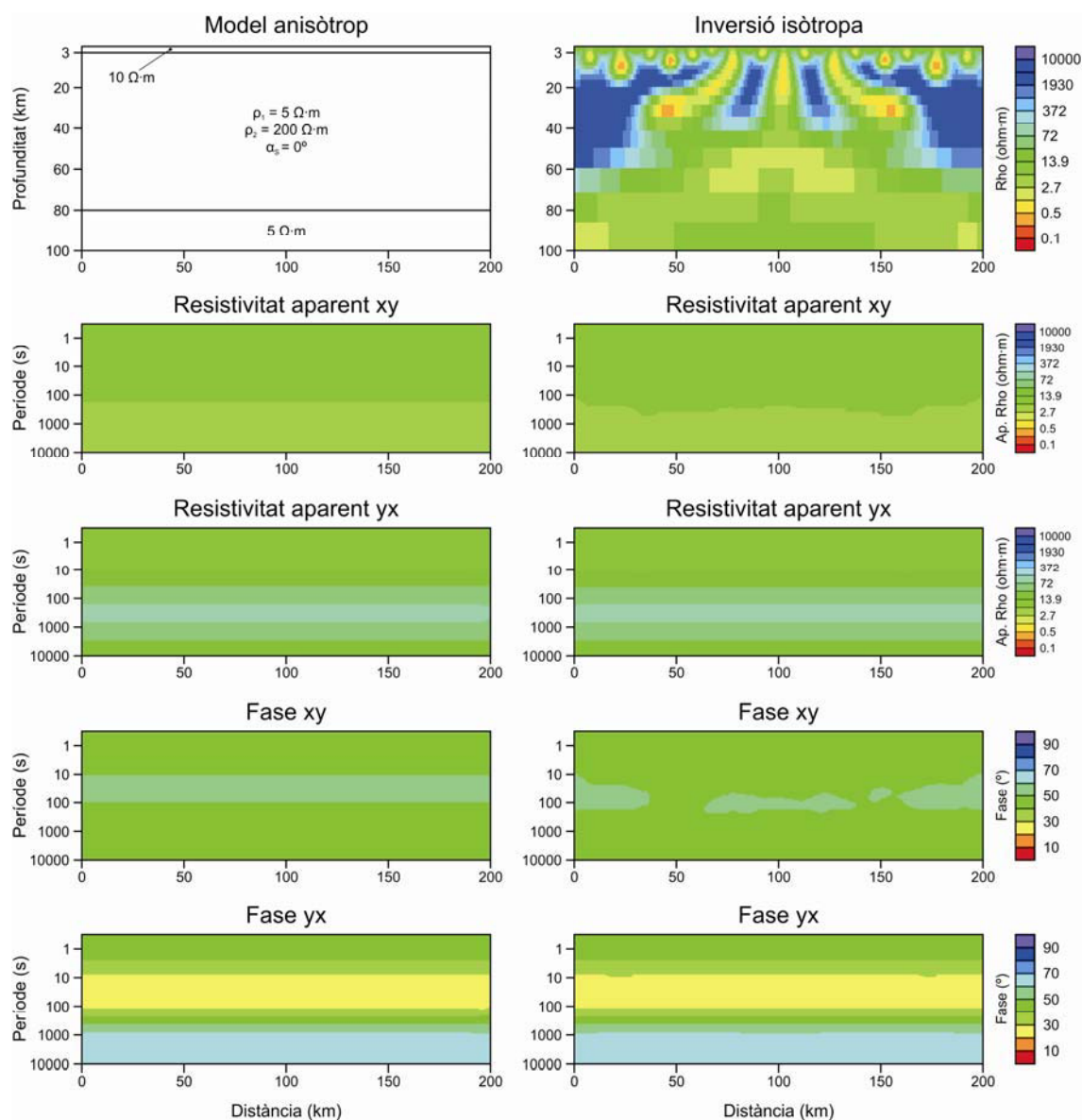


Figura 2.7a: Respostes obtingudes sobre una estructura 1D amb una capa anisòtropa de $\alpha_s = 0^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.

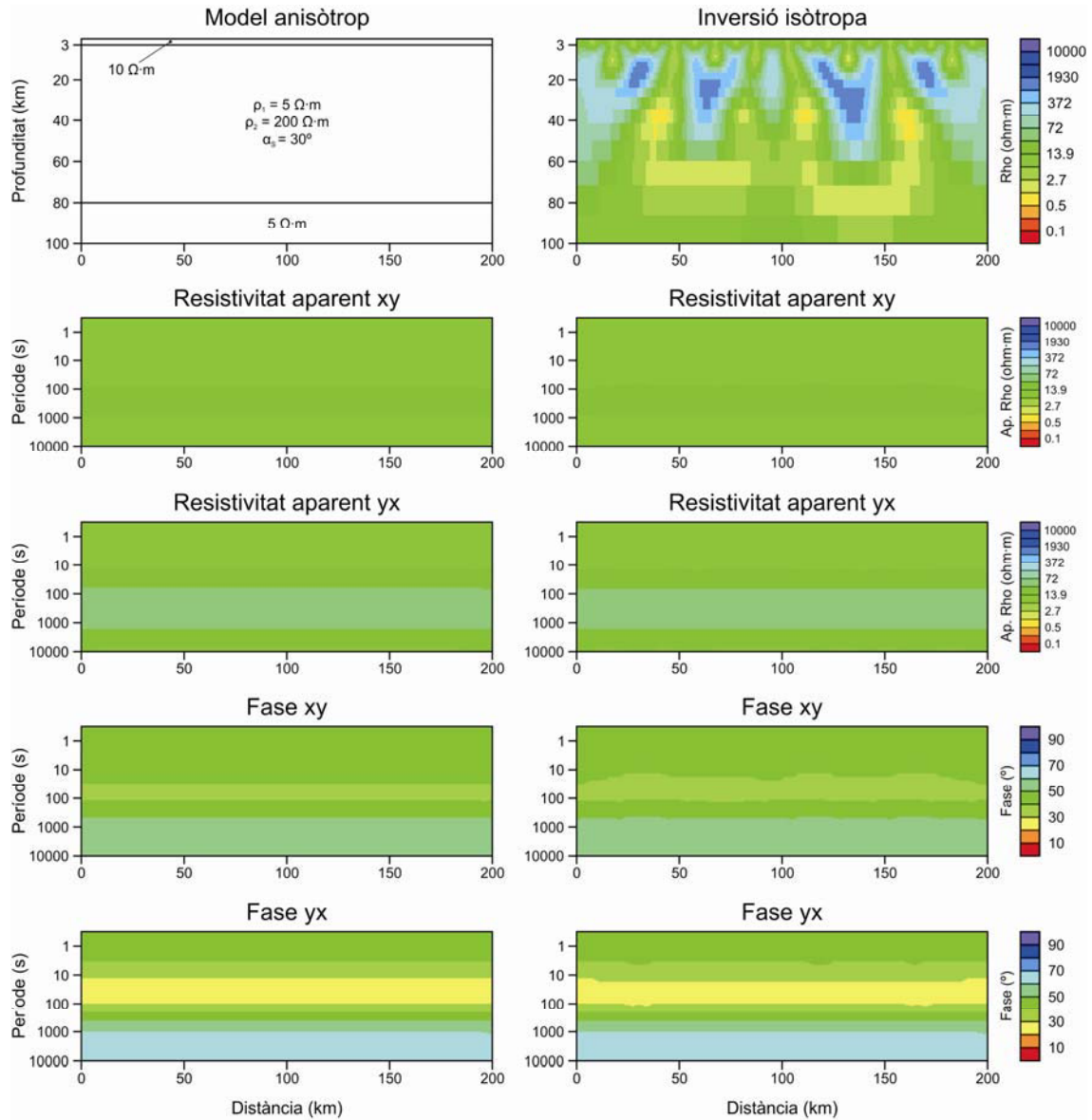


Figura 2.7b: Respostes obtingudes sobre una estructura 1D amb una capa anisòtropa de $\alpha_s = 30^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.

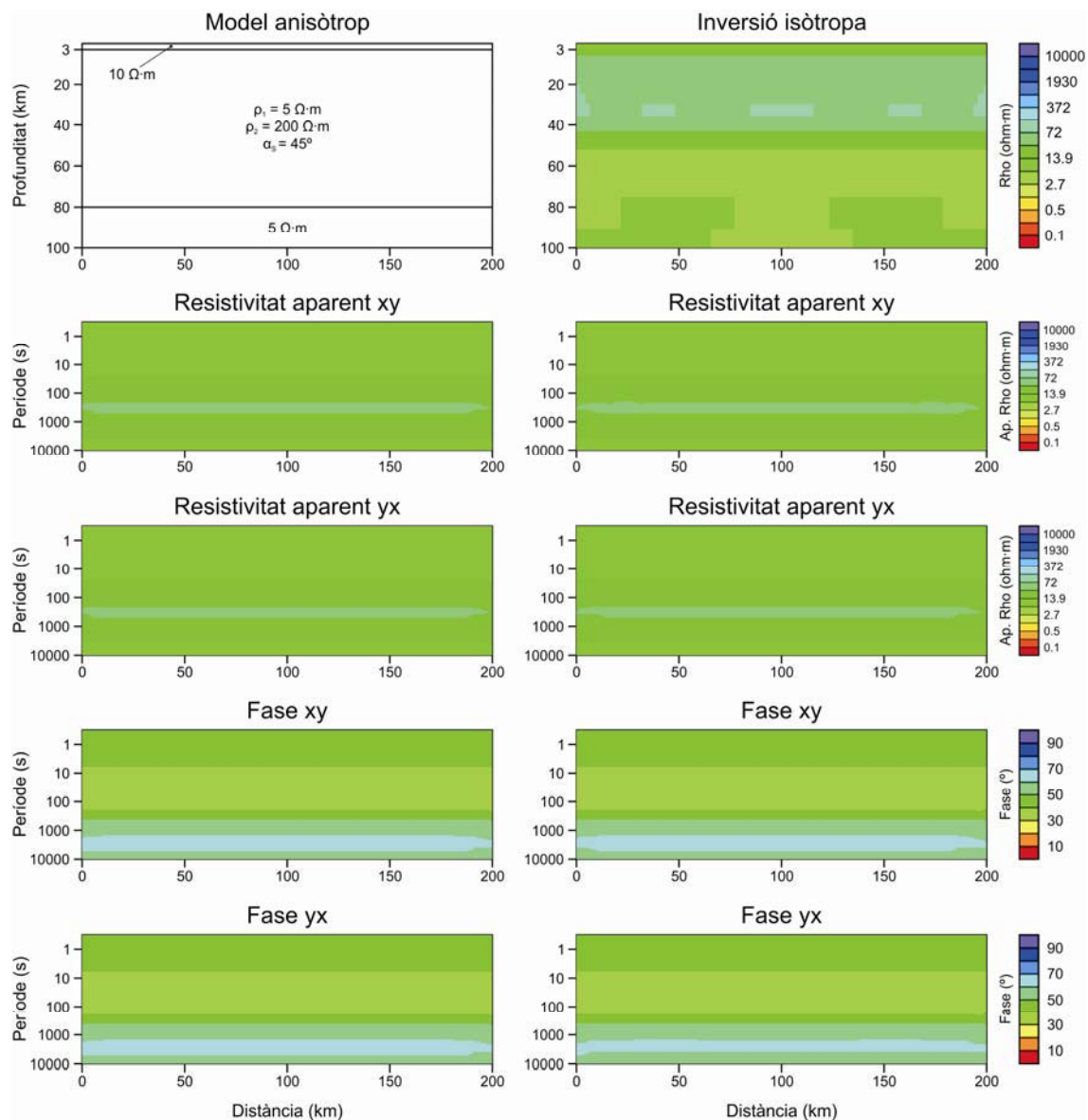


Figura 2.7c: Respostes obtingudes sobre una estructura 1D amb una capa anisòtropa de $\alpha_s = 45^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.

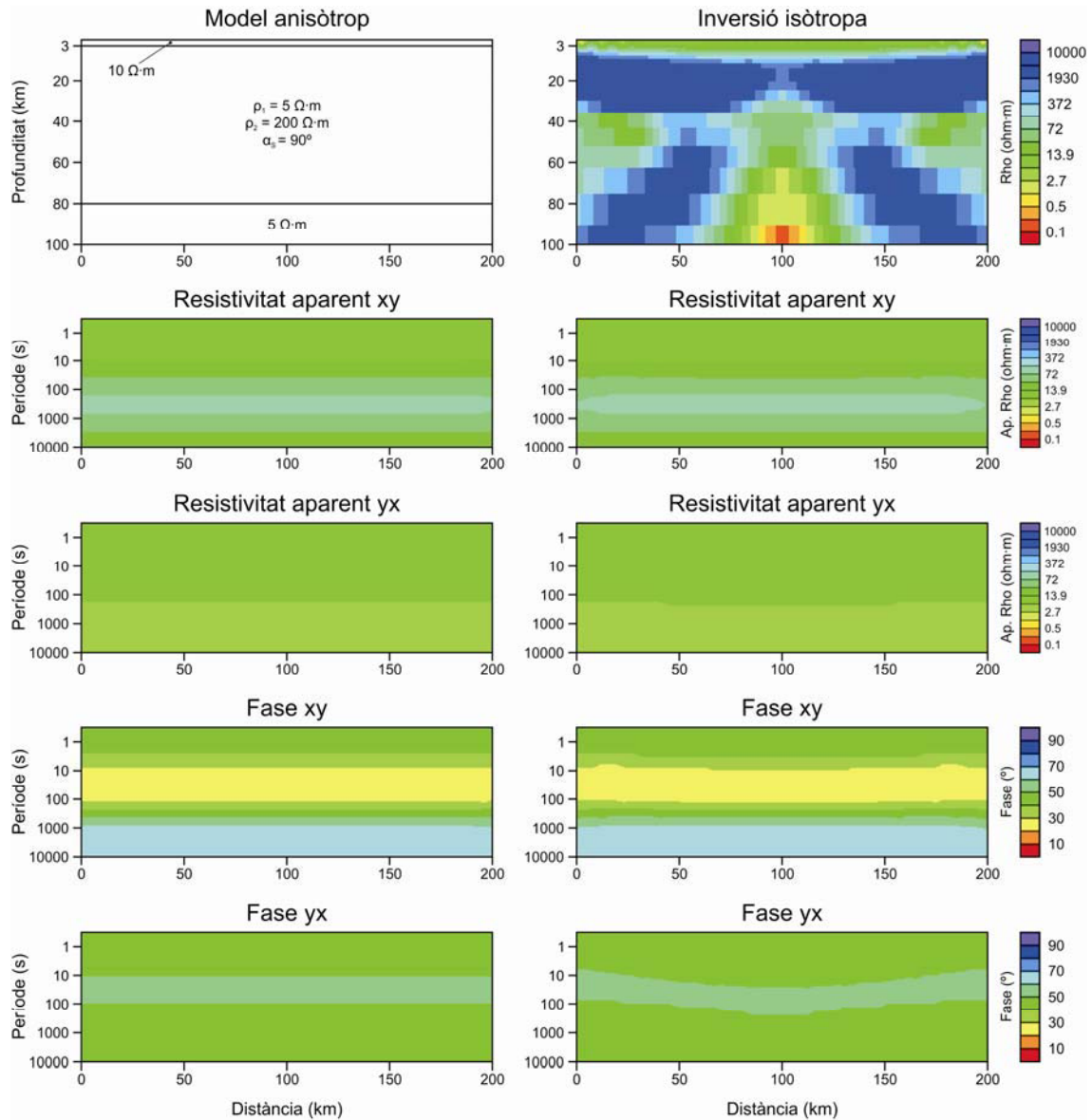


Figura 2.7d: Respostes obtingudes sobre una estructura 1D amb una capa anisòtropa de $\alpha_s = 90^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.

2.2.6 Efectes de l'anisotropia en un medi 2D

Amb l'objectiu de mostrar com alguns dels mètodes d'identificació de l'anisotropia que s'han explicat prèviament es poden aplicar en medis 2D s'utilitzarà, a mode d'exemple, un model litosfèric 2D amb un bloc anisòtrop. Les respostes

magnetotel·lúriques d'aquest model també han estat calculades amb el codi de Pek i Verner (1997).

El model en qüestió (Figura 2.8) consta d'una capa superficial de 3 km de profunditat i $10 \Omega\cdot\text{m}$ de resistivitat. Per sota d'aquesta unitat que simula una conca sedimentària es troben dos blocs de basament de $100 \Omega\cdot\text{m}$ i $1000 \Omega\cdot\text{m}$ respectivament. Inclòs dins d'aquests dos blocs s'hi troba un bloc anisòtrop delimitat lateralment, amb el sostre situat a 10 km de profunditat i la base a 60 km. Aquest bloc anisòtrop presenta valors de $\rho_{xx} = 1 \Omega\cdot\text{m}$, $\rho_{yy} = 100 \Omega\cdot\text{m}$, $\alpha_D = 0$ i $\alpha_L = 0$. En aquest cas el valor de ρ_{zz} no canvia significativament les respostes obtingudes, i en aquest exemple s'ha utilitzat un valor de $100 \Omega\cdot\text{m}$. El valor de α_S , de la mateixa manera que s'ha fet amb l'exemple 1D, es variarà per tal de veure com canvien les respostes magnetotel·lúriques.

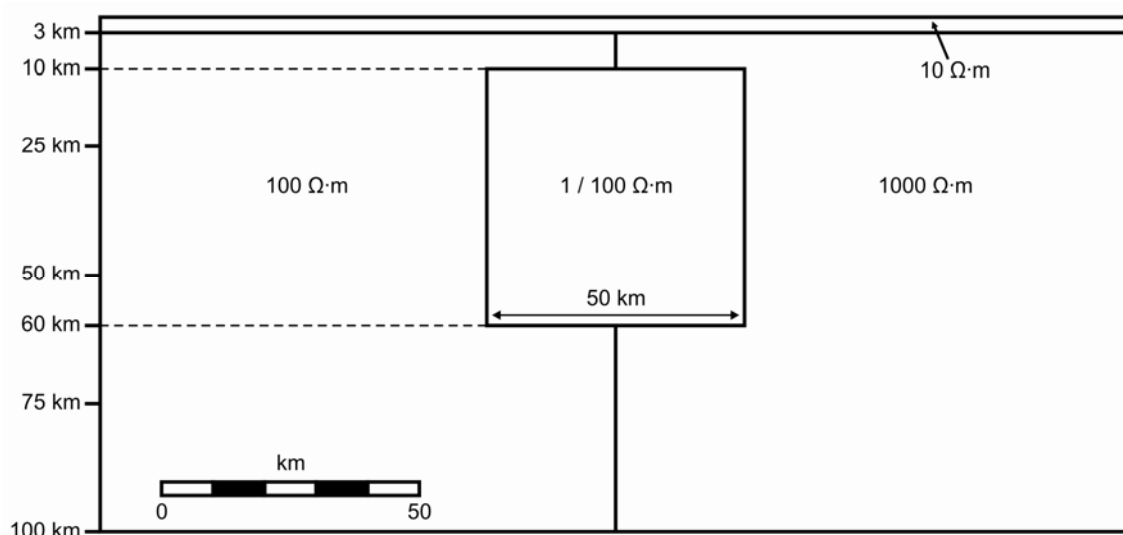


Figura 2.8: Esquema del model anisòtrop 2D que s'utilitzarà en aquest apartat.

Per comprovar com influeix el canvi de direcció de l'*strike* anisòtrop en la inversió isòtropa 2D de dades anisòtrops 2D, s'han realitzat la inversió de les dades obtingudes del model mostrat a la Figura 2.8 amb valors d'*strike* anisòtrop de 0° , 30° , 45° i 90° . En aquest cas, doncs, els tensors d'impedància i resistivitat també deixen de ser diagonals i, per tant, hi ha part de la informació que quan es realitza una inversió isòtropa 2D no s'utilitza. S'ha fixat un espaiat entre estacions de 5 km per a tots als models i també s'han limitat els valors màxim i mínim de resistivitat durant el procés

d'inversió a $10000 \Omega\cdot\text{m}$ i $0.1 \Omega\cdot\text{m}$ respectivament amb l'objectiu d'evitar que aquest utilitzi valors de resistivitat irreal. A les Figures 2.9a, 2.9b, 2.9c i 2.9d es mostra la comparació entre les dades obtingudes amb el codi anisòtrop de Pek i Verner (1997) i les respostes obtingudes amb una inversió isòtropa 2D (Rodi i Mackie, 2001) quan l'angle entre ρ_{xx} i la direcció perpendicular al model isòtrop 2D és 0° , 30° , 45° i 90° respectivament. Experiments semblants van ser realitzats per Heise i Pous (2001) i Miensopust i Jones (2011) amb resultats similars.

En aquest cas sí que existeix un canvi en la morfologia de les corbes al llarg del perfil tal i com es pot observar en les pseudoseccions de les dades a la Figura 2.9 i contràriament al que passava en els casos 1D amb una capa anisòtropa. Les fletxes d'inducció, a més, no són nul·les i indiquen clarament la presència d'un conductor al centre del model quan $\alpha_S = 0$.

L'anàlisi de la dimensionalitat realitzat mitjançant el codi WALDIM detecta una capa superficial 1D, corresponent a la capa isòtropa més somera. Aquesta caracterització 1D, però, es manté fins a períodes més llargs en el bloc que presenta una resistivitat de $100 \Omega\cdot\text{m}$ que no pas en el que presenta una resistivitat de $1000 \Omega\cdot\text{m}$. Aquest fet, que aquí es veu molt clar, és degut a que la distància de penetració de les ones electromagnètiques és major en medis resistius que no pas en medis conductors i a que, per tant, una estació que estigui situada a l'extrem esquerre del model quedarà menys afectada per les estructures bidimensionals del centre del mateix que una que estigui situada a l'extrem dret. Per a la resta de períodes obtenim majoritàriament casos 2D i 3D/2D, amb l'excepció d'alguna estació al centre del model que, per a les bandes més llargues, ha estat determinada com a 3D. Ens trobem, a més, que en alguns dels casos obtenim angles diferents si suposem estructures 2D o 3D/2D. Tenint en compte els resultats presentats per Martí *et al.* (2010), aquest cas correspondria a un medi 2D amb presència d'un bloc anisòtrop.

El límit entre la base de la capa isòtropa superficial i el sostre de la capa anisòtropa, situat a 3 km de profunditat, queda ben delimitat en tots quatre casos, tant pel que fa el seu emplaçament en profunditat com pels valors de resistivitats que mostra. El bloc anisòtrop, en canvi, presenta una distribució de resistivitats molt diferent en cada cas. En el cas de la Figura 2.9a ($\alpha_S = 0$) el model presenta en la major part de la seva àrea, una resistivitat d'aproximadament $1 \Omega\cdot\text{m}$, però si s'observa el quadrant superior dret del requadre s'identifica clarament una alternança de discs subverticals conductors i resistius que ens recorden, a menor escala, els que hem vist en el cas de

trobar-nos en un medi 1D amb una capa anisòtropa. En el cas de la Figura 2.9b ($\alpha_s = 30^\circ$) la presència d'aquests dics també és evident, però els valors de resistivitat màxima i mínima que presenten són menys extrems. En el cas de la Figura 2.9c el bloc anisòtrop està caracteritzat per material relativament poc resistiu (aproximadament $60 \Omega\cdot m$) amb l'única excepció de la zona superior dreta, on hi penetra una part de material més resistiu procedent del bloc resistiu de la part dreta del model (que té una resistivitat de $1000 \Omega\cdot m$). El límit vertical que separa els dos dominis de basament exactament pel centre del model va quedant més ben definit a mesura que l'*strike* anisòtrop s'acosta a 90° , éssent absolutament invisible en el cas de la Figura 2.9a i, en canvi, ben reproduït en el cas de la Figura 2.9d.

Així, tenint en compte el resultat de l'anàlisi de la dimensionalitat amb el codi WALDIM, el fet que les corbes presentin canvis al llarg de perfil, la presència d'alternança de dics subverticals en una zona molt concreta del model quan la direcció de l'*strike* anisòtrop és subperpendicular al perfil i el comportament de les fletxes d'inducció, seriem capaços de determinar que les dades corresponen a un medi 2D amb un bloc anisòtrop situat al centre del model.

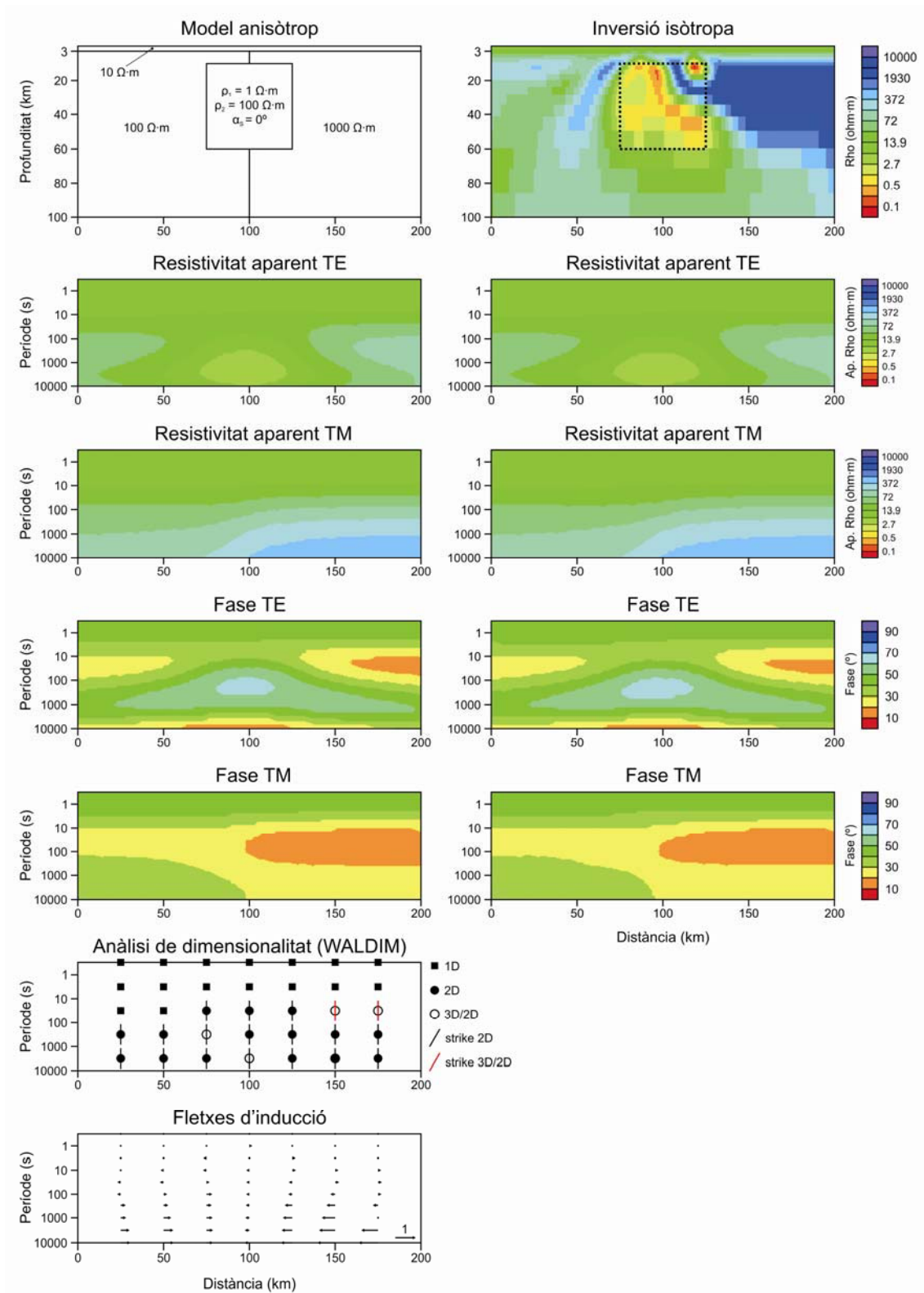


Figura 2.9a: Respostes obtingudes sobre una estructura 2D incloent un bloc anisòtrop de $\alpha_s = 0^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.

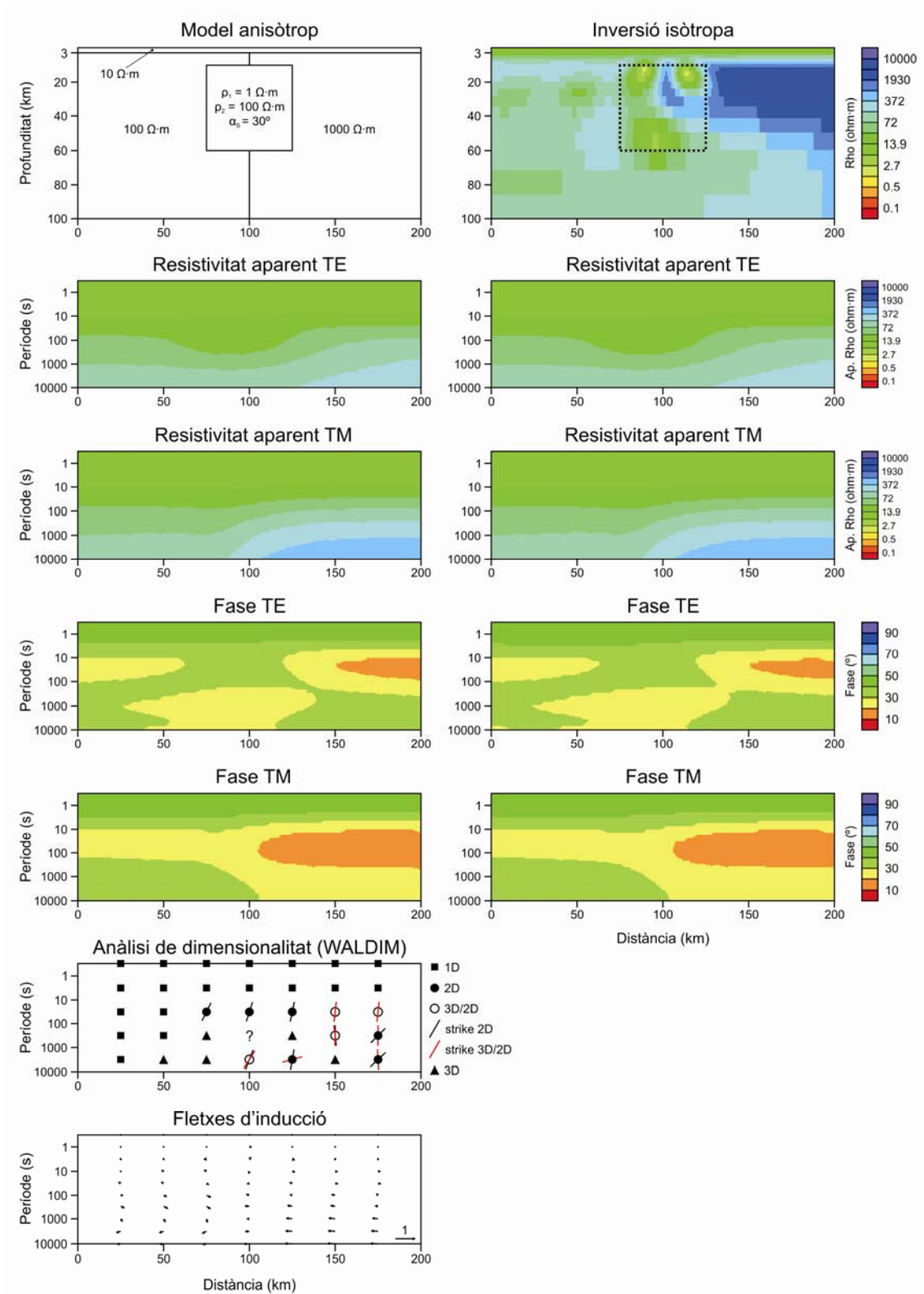


Figura 2.9b: Respostes obtingudes sobre una estructura 2D incloent un bloc anisòtrop de $\alpha_s = 30^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.

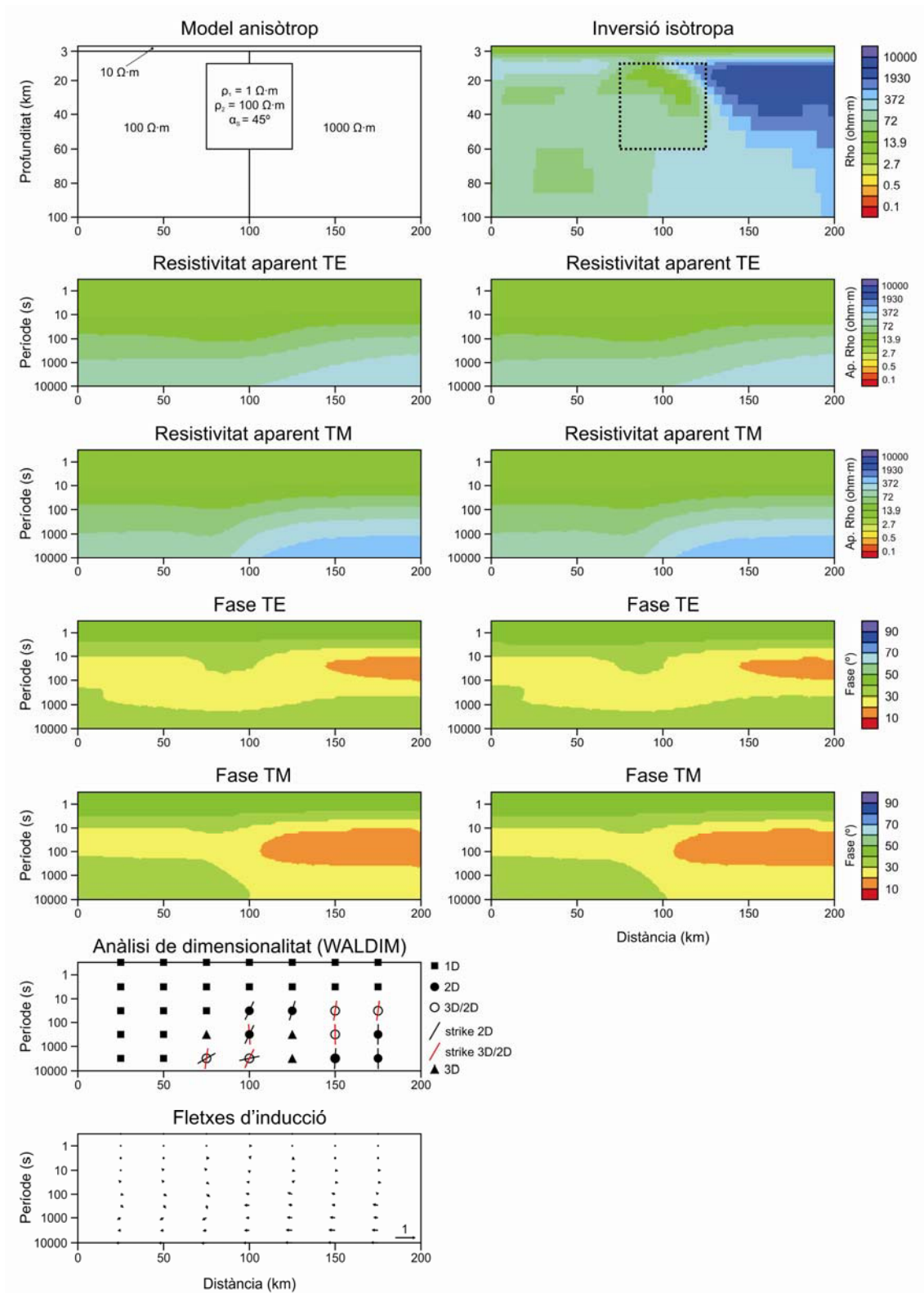


Figura 2.9c: Respostes obtingudes sobre una estructura 2D incloent un bloc anisòtrop de $\alpha_s = 45^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.

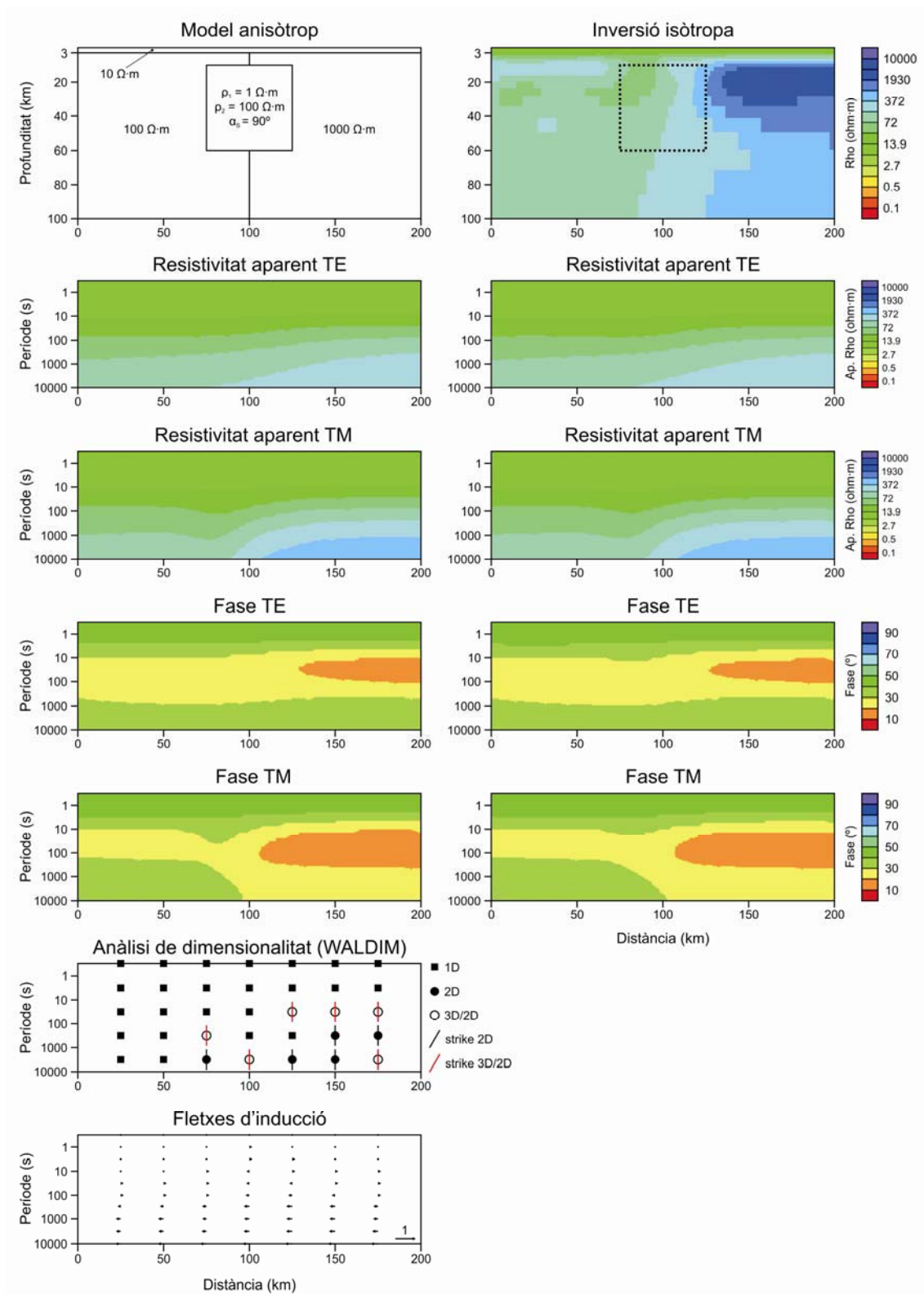


Figura 2.9d: Respostes obtingudes sobre una estructura 2D incloent un bloc anisòtrop de $\alpha_s = 90^\circ$ i la seva inversió isòtropa 2D. Per a la inversió s'han utilitzat els modes TE i TM. L'espaiat entre estacions és de 5 km.

2.2.7 Consideracions finals sobre l'anisotropia

En aquest apartat 2.2 s'han presentat les característiques fonamentals de l'anisotropia elèctrica així com els seus efectes sobre el mètode magnetotel·lúric. També s'han presentat diverses eines que poden ser utilitzades per detectar la presència d'efectes anisòtrops a les dades i, per tant, evitar tractar-les mitjançant el procediment habitual de modelització i interpretació isòtropa de dades magnetotel·lúriques.

A la Figura 2.10 es presenta un esquema amb els diferents indicis que serveixen per detectar la possible presència d'efectes anisòtrops a les dades magnetotel·lúriques i el tipus d'estructura anisòtropa al que van (o poden anar) associats. S'han dividit aquests indicis en tres grups en funció de l'estadi de l'estudi magnetotel·lúric en que es poden trobar: la visualització de les dades, l'anàlisi de la dimensionalitat i la inversió isòtropa 2D.

Òbviament, els casos que s'han presentat en aquest apartat per determinar la presència d'efectes anisòtrops a les dades en medis 1D i 2D són exemples senzills molt simplificats. En alguns casos hom es pot trobar moltes més dificultats a l'hora de treballar amb dades afectades per anisotropia com, per exemple, estructures anisòtrops molt més complexes que un simple cub o paràmetres que dificultin molt la caracterització de la matriu de resistivitats.

Existeixen, però, molts casos reals en els quals es poden aplicar els conceptes i els procediments que s'han explicat en aquest capítol. En el Capítol 3 d'aquesta tesi es tractarà un d'aquests casos.

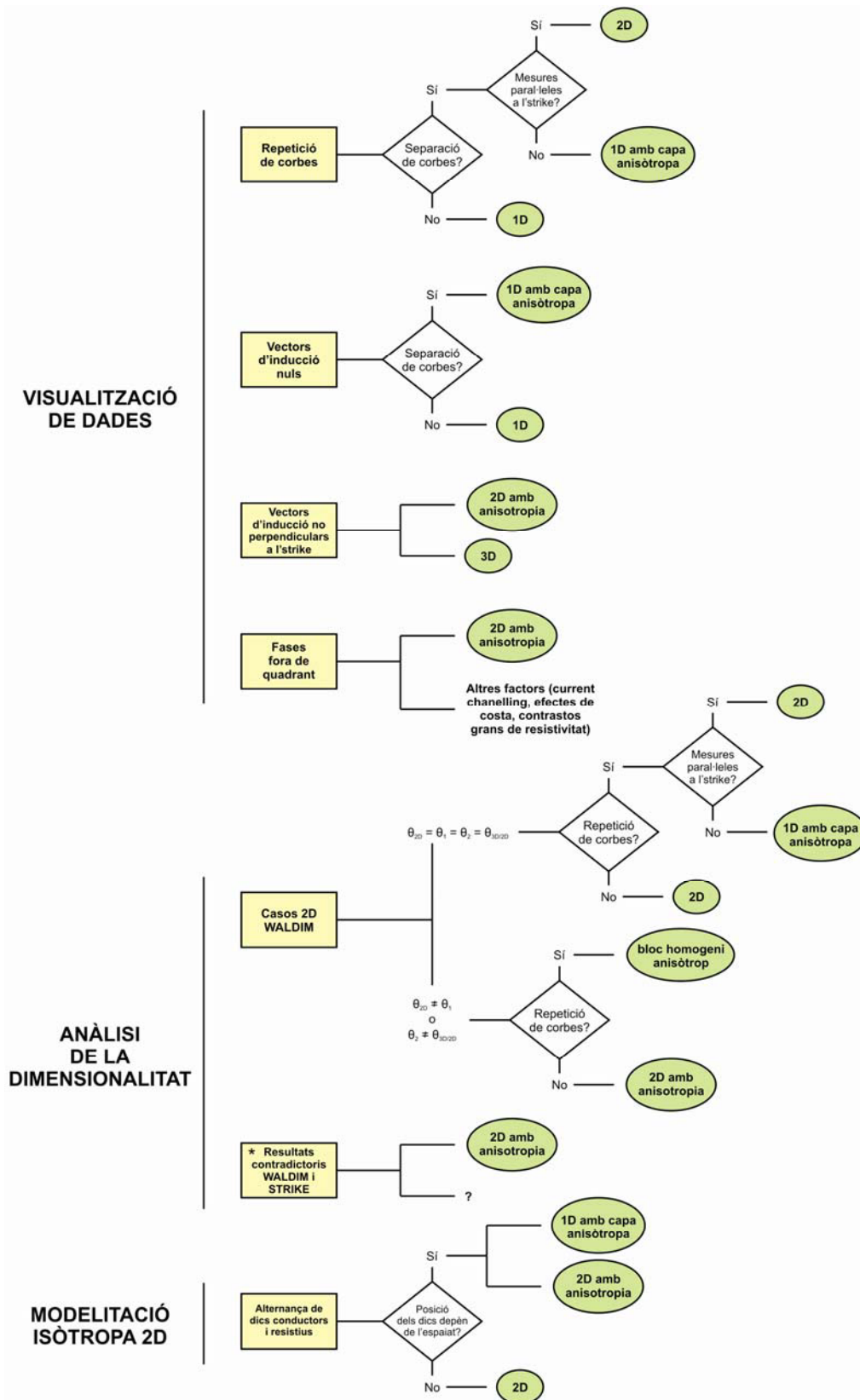


Figura 2.10: Relació entre els diferents indicis que serveixen per detectar la possible presència d'efectes anisòtrops a les dades magnetotel·lúriques i el tipus d'estructura anisòtropa al que van (o poden anar) associats. L'asterisc (*) indica una evidència que no serà introduïda fins al Capítol 3.

2.3 Contextos geològics amb estructures geolèctriques 3D

2.3.1 Introducció als contextos 3D

La caracterització d'estructures tridimensionals al subsòl ha estat històricament un repte per a tots els mètodes geofísics d'exploració (sísmics, gravimètrics, electromagnètics, etc.). En el cas del mètode magnetotel·lúric, no ha estat fins els darrers anys que decididament s'ha començat a tenir en compte la modelització 3D gràcies a l'aportació de codis adients i a la major capacitat de càlcul dels ordinadors actuals. Aquest darrer factor és clau, ja que un procés de modelització 3D comporta generalment un volum de càlcul diversos ordres de magnitud superior al d'un procés de modelització 1D o 2D.

Actualment existeixen ja diversos codis de modelització 3D que poden ser executats en ordinadors personals. Els codis de modelització 3D existents actualment que resolen el problema directe es basen en la resolució d'equacions integrals (Zhdanov *et al.*, 2000; Avdeev i Avdeeva, 2009), en el mètode de les diferències finites (Mackie i Madden, 1993; Newman i Alumbaugh, 2000; Siripunvaraporn *et al.*, 2005) o en el mètode dels elements finits (Farquharson *et al.*, 2002). Els codis 3D existents estan basats en la optimització d'una funció objectiu que conté la regularització de Tikhonov seguint un procediment estàndard (Sasaki, 2001; Farquharson *et al.*, 2002), refinaments basats en l'ús dels gradients conjugats (Mackie i Madden, 1993; Newman i Alumbaugh, 2000) o aproximacions addicionals com la quasi-linear (Zhdanov *et al.*, 2000), un esquema d'Occam en l'espai de les dades (Siripunvaraporn *et al.*, 2005) o un esquema d'aproximació quasi-Newton (Avdeev i Avdeeva, 2009).

A l'apartat 1.2.4 ja s'ha explicat quins són els efectes que generen les estructures 3D en les dades magnetotel·lúriques. El tensor d'impedàncies presenta, generalment, valors no nuls a totes les seves components per a qualsevol direcció de mesura. A diferència dels casos 1D i 2D, s'obindrà informació de totes les components del tensor d'impedàncies. Així doncs, quan es treballa amb dades afectades per estructures 3D no només s'hauran de tenir en compte la resistivitat aparent i la fase dels modes xy i yx , sinó també dels modes xx i yy . Quan es treballa amb dades reals i hi ha problemes amb la qualitat de les dades, però, s'acostuma a treballar només amb els modes xy i yx , ja que tendeixen a presentar una qualitat superior a la dels modes xx i yy .

Per entendre l'efecte d'un cos 3D en les dades magnetotel·lúriques es pot considerar que aquest depèn principalment de tres longituds: la seva mida (L), la seva profunditat d'emplaçament (z) i la profunditat de penetració de la senyal (δ), que a la vegada està directament relacionada amb el període (T) i la resistivitat (ρ). La relació entre aquestes tres magnituds determinarà aquest grau d'influència i es sintetitzen a la Figura 2.11, en la qual es poden identificar les següents situacions:

- Si $\delta \gg L, z$ el cos 3D es manifestarà com a una distorsió galvànica a les dades magnetotel·lúriques, tal com s'ha explicat a l'apartat 1.2.5.
- Si $L \gg \delta, z$ la profunditat d'estudi no serà prou gran com per detectar el caràcter 3D del cos i, per tant, l'efecte a les dades magnetotel·lúriques equivaldrà al d'una estructura 1D o 2D.
- Si $z \gg \delta, L$ la profunditat d'estudi no serà prou gran com perquè el cos 3D tingui influència a les dades magnetotel·lúriques i, per tant, no afectarà al tensor d'impedàncies. Passarà exactament el mateix si $\delta \ll L, z$.

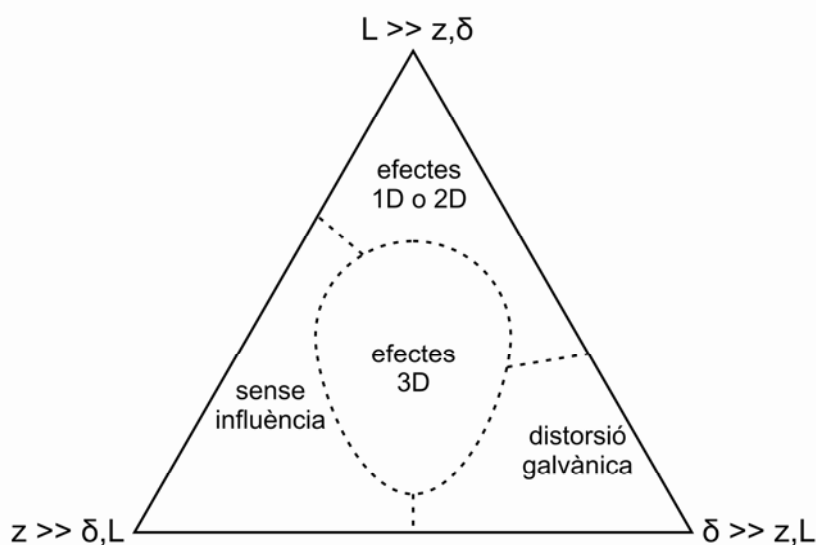


Figura 2.11: Esquema on es mostren els efectes dels cossos 3D a les dades magnetotel·lúriques en funció de la relació de proporció dels factors que els generen. L és la mida del cos, z és la seva profunditat d'emplaçament i δ el període de mesura.

Tots aquests casos resten condicionats a que la resistivitat elèctrica del cos 3D sigui molt diferent de la del material que l'envolta. Tots els efectes prèviament

esmentats quedaran minimitzats en cas que aquest contrast de resistivitat elèctrica sigui petit. A més, si el cos 3D és més resistiu que el material que l'envolta, els efectes seran més reduïts que en el cas invers.

Hi ha altres factors que, en casos més concrets, també poden tenir incidència en els efectes d'un cos 3D a les dades magnetotel·lúriques. Un bon exemple n'és la forma i la disposició del cos en l'espai. Un cos 3D de forma allargada disposat perpendicularment al perfil generarà una alteració al tensor d'impedàncies similar a la que generaria un cos 2D, mentre que si el mateix cos està disposat paral·lelament al perfil els efectes 3D seran molt més evidents.

2.3.2 Detecció d'efectes 3D a les dades

Tal i com s'ha explicat en l'apartat 1.5, la identificació de possibles efectes 3D a les dades magnetotel·lúriques es realitza mitjançant un anàlisi de la dimensionalitat de l'estructura geoelectrica. Els tres codis prèviament esmentats (WALDIM, STRIKE i tensor de fases) permeten la detecció d'aquests efectes 3D.

El codi WALDIM (Martí *et al.*, 2009a) determina la dimensionalitat de l'estructura geoelectrica com a 3D quan l'invariant de rotació I_7 és diferent de zero.

El codi STRIKE (McNeice i Jones, 2001) suggereix que l'estructura geoelectrica és 3D quan l'error obtingut per l'assumpció d'una dimensionalitat 3D/2D és molt gran.

El codi del tensor de fases (Caldwell *et al.*, 2004) permet determinar la dimensionalitat 3D de l'estructura geoelectrica quan el paràmetre *skew* (β) és més gran que 5° .

Quan parlem de dades 2D, cal recordar que ens referim a la adequació de les mateixes per ser tractades mitjançant una modelització 2D com a conjunt i per tot el rang de períodes desitjat, que no és el mateix que fer-ho individualment i/o per períodes. Si l'anàlisi de la dimensionalitat d'un conjunt de dades ens determina, per exemple, que per a períodes inferiors a 1 s l'estructura regional és 2D amb un *strike* de 30° però que per a períodes superiors a 1 s l'estructura regional és 2D amb un *strike* de 70° ens trobem amb que, tot i no haver obtingut estructures 3D en els mapes de dimensionalitat, l'assumpció 2D quan es vol caracteritzar l'estructura litosfèrica no és correcta degut al canvi en la direcció de l'*strike* en profunditat. En aquest cas és important determinar si aquest canvi de l'*strike* en profunditat és degut a un canvi real de les estructures geoelectriques o si és conseqüència de la presència d'estructures anisòtropes a la zona d'estudi. En el primer cas el procés de modelització per aquest conjunt de dades haurà

de ser obligatòriament mitjançant un procés de modelització 3D, mentre que en el segon caldrà utilitzar codis que permetin modelitzar aquests efectes anisòtrops.

La utilització dels tres codis d'anàlisi de la dimensionalitat anteriorment esmentats són adients per tot estudi magnetotel·lúric. A més són complementaris, o sigui que l'ús de més d'un d'ells no només és compatible sinó que és recomanable. Quan no existien aquests codis ni la possibilitat de realitzar modelitzacions 3D s'utilitzaven altres mètodes per determinar la direcció de les estructures geoelectriques de caràcter més qualitatiu com, per exemple, l'observació de les fletxes d'inducció (en el cas 2D les fletxes de les parts real i imaginària són paral·leles entre elles i perpendiculars a la direcció de les estructures geoelectriques) o el mètode de sensitivitat de les fases proposat per Bahr (1988).

2.3.3 Modelització 2D de dades 3D

La modelització 2D de dades afectades per a cossos 3D ha estat un procediment habitual en estudis magnetotel·lúrics. Tal i com ja s'ha esmentat, la impossibilitat en el passat de realitzar modelitzacions 3D feia que les modelitzacions es realitzessin mitjançant perfils 2D amb una direcció que minimitzés aquests efectes 3D i que, per tant, assumís o considerés les condicions més favorables per a la interpretació 2D d'estructures 3D. Aquest procés però, pot donar lloc a models 2D erronis que generin interpretacions equivocades.

Ledo (2006) realitza una profunda anàlisi d'aquesta situació mitjançant simulacions i recopilant informació d'estudis previs. Arriba a la conclusió que es pot realitzar una modelització 2D en cas de tenir les estacions situades al llarg d'un perfil, però cal estudiar aleshores els efectes de les estructures paral·leles al perfil mitjançant modelització directa 3D com a test de sensibilitat a les estructures del model 2D. En aquest treball també es demostra que, en cas d'existir un cos allargat 3D, es comet un error més petit quan aquest és paral·lel a l'strike regional 2D i, per tant, perpendicular al perfil.

Un clar exemple de les limitacions de la interpretació 2D de dades 3D va ser presentat per García *et al.* (1999). En aquest treball es demostra que encara que la modelització 2D generi models que ajustin correctament els modes TE i TM en una zona d'estudi, quan es crea un model 3D a partir d'aquests models 2D (procés que tradicionalment s'ha anomenat 2½D i que s'utilitza també en altres tècniques geofísiques d'exploració del subsòl) i se'n calculen les respostes amb un codi de

modelització directa 3D, el desajust d'aquestes amb les dades pot arribar a ser molt important. Aquest fet es deu a que la construcció d'un model 2½D que reflecteixi les estructures reals només és correcte quan l'estructura regional s'assimila molt a una estructura 2D, ja que en cas contrari els models 2D que ajusten les dades assumeixen una continuïtat lateral que, al no donar-se, provoca el desajust de les dades quan es realitza el càlcul de les respostes del model 3D.

2.3.4 Modelització 3D de dades 2D

Es podria raonar que si la modelització 3D és capaç de caracteritzar estructures 1D, 2D i 3D, es pot prescindir de la modelització 2D i utilitzar sempre una modelització 3D independentment del resultat de l'anàlisi de la dimensionalitat. Fins i tot pot semblar que aquest anàlisi és un pas que es pot estalviar si ja d'entrada es planteja la realització d'una modelització 3D, però no és així.

En cas de tenir un conjunt de dades que l'anàlisi de la dimensionalitat ens ha determinat com a aptes per una modelització 2D, cal tenir en compte la cobertura espacial de les estacions de mesura. Si aquestes estan distribuïdes homogèniament de manera que permetin tenir resolució suficient a tot el model, no hi haurà cap problema i a través del procés de modelització 3D s'obtindrà el model esperat. Si, en canvi, el model presenta una zona sense cobertura d'estacions, es poden obtenir artefactes que indueixin a una interpretació errònia o una variació mínima del model inicial en aquesta zona que no correspongui a la realitat. Això pot succeir, per exemple, quan les estacions de mesura es troben al llarg d'un perfil. Si es realitza una inversió 3D d'un perfil amb dades 2D es poden obtenir estructures fora del perfil que en realitat es trobin en el mateix i/o viceversa, ja que el procés numèric d'inversió tindrà molta llibertat per col·locar aquests artefactes. En canvi, si es realitza la inversió 3D però a part d'aquest perfil es disposa de dades provinents d'uns quants perfils més que siguin paral·lels a l'inicial, s'obtindrà un model molt més ajustat a l'estructura real, ja que el model tindrà una millor cobertura espacial i aquests artefactes serien incompatibles amb les dades (Miensoopust *et al.*, 2007).

2.3.5 Limitacions de la modelització 3D

La modelització 3D de dades magnetotel·lúriques presenta determinades limitacions generalment relacionades amb el fet que els recursos de computació necessaris (i, per tant, el temps d'execució) són molt més grans que els que requereix un

procés de modelització 2D. Això implica que per estudiar una mateixa regió la malla utilitzada en un procés de modelització 3D ha de ser necessàriament més grollera que la utilitzada en un procés de modelització 2D. A conseqüència d'això la resolució dels models 3D acostuma a ser inferior a la dels models 2D.

Una altra limitació que presenten la majoria de codis de modelització 3D és la dificultat d'incorporar la topografia i/o la batimetria. El mètode dels elements finits és l'ideal per incorporar la topografia i/o la batimetria al procés de modelització 3D, però malauradament en general aquest mètode dona lloc a un sistema d'equacions molt més gran que quan s'utilitza el mètode de les diferències finites i, per tant, requereix un temps de computació més gran per ser executat (Siripunvaraporn, 2011).

Aquestes limitacions s'espera que es vagin solventant poc a poc no només amb la millora de les prestacions dels equips (tant en velocitat dels processadors com en capacitat de memòria RAM), sinó amb l'aparició de nous i millors codis de modelització 3D. Avui en dia ja n'existeixen que permeten el càlcul paral·lelitzat, cosa que redueix notablement el temps de computació (p.e. Siripunvaraporn i Egbert, 2009).

2.3.6 Consideracions finals sobre els contextos 3D

En termes generals, la modelització 3D és molt més lenta i costosa que la modelització 2D i, per tant, no és el tipus de modelització idoni per a tots els casos. És una eina, però, que ens permet caracteritzar zones amb estructures geoelectriques complexes o caracteritzar amb un sol model zones on les estacions no estan disposades al llarg d'un perfil.

Hi ha casos on la modelització 3D és un pas obligatori en un projecte magnetotel·lúric. Sempre que l'anàlisi de dimensionalitat de les estructures geoelectriques determini que les estructures regionals que afecten a les dades són 3D ens trobarem en aquest cas, però passarà el mateix quan l'anàlisi determini estructures 2D amb un canvi de l'*strike* en profunditat. En tots aquests casos, tot i que les seves respostes s'ajustin a les dades, una modelització 2D pot esdevenir en una interpretació incorrecta de l'estructura geoelectrica del subsòl.

En cas de realitzar una modelització 3D, ja sigui directa o mitjançant un procés d'inversió, cal tenir en compte la distribució de les estacions en el model per a la seva correcta interpretació. Com més homogènia sigui aquesta distribució, s'obindrà una millor resolució del model i un major control sobre les estructures que hi apareguin.

2.4 Estudis magnetotel·lúrics previs en contextos geològics complexes

Existeixen una gran quantitat d'estudis magnetotel·lúrics previs realitzats en contextos geològics que presenten característiques similars a les exposades en aquest capítol.

D'estudis magnetotel·lúrics realitzats en contextos geològics afectats per anisotropia se'n poden trobar tant de corticals (Kellett *et al.*, 1992; Eisel i Bahr, 1993; Eisel i Haak, 1999; Heise *et al.*, 2003; Brasse *et al.*, 2009; Miensopust i Jones, 2011) com de litosfèrics (Mareschal *et al.*, 1995; Bahr i Simpson, 2002; Gatzemeier i Moorkamp, 2005; Baba *et al.*, 2006; Frederiksen *et al.*, 2006; Hamilton *et al.*, 2006; Padilha *et al.*, 2006; Jones *et al.*, 2009; Häuserer i Junge, 2011; Naif *et al.*, 2013).

Pel que fa els estudis magnetotel·lúrics que inclouen modelitzacions 3D, se'n poden trobar de relacionats amb l'exploració de dipòsits minerals (Farquharson i Craven, 2009; Türkoglu *et al.*, 2009; Xiao *et al.*, 2010), l'estudi de zones volcàniques (Spichak *et al.*, 2007; Heise *et al.*, 2008; Jones *et al.*, 2008; Hill *et al.*, 2009; Ingham *et al.*, 2009), estudis tectònics (Uyeshima, 2007; Patro i Egbert, 2008; Muñoz *et al.*, 2008; Martí *et al.*, 2009b), l'exploració d'hidrocarburs (Zhanxiang *et al.*, 2010) o amb estudis geotèrmics (Newman *et al.*, 2008; Árnason *et al.*, 2010).

En els dos capítols següents d'aquest treball es presentaran dos nous estudis magnetotel·lúrics relacionats amb contextos geològics complexes. Al Capítol 3 es presentarà un estudi magnetotel·lúric de la litosfera de la província d'Alberta (Canadà), una zona amb presència de materials anisòtrops, mentre que al Capítol 4 es caracteritzarà la litosfera de la Serralada Bètica (Espanya), afectada per estructures regionals 3D.

CAPÍTOL 3

Caracterització geolèctrica de la litosfera al sud de la província d'Alberta (Canadà).

3.1 Introducció

La província d'Alberta (Canadà) és des de la meitat del segle XX una zona amb un gran interès geològic i geofísic degut a l'explotació dels hidrocarburs de la seva conca sedimentària. La informació existent sobre aquesta conca sedimentària és molt àmplia, però l'estructura litosfèrica, en canvi, és bastant desconeguda. A finals de la dècada dels 70 el NSERC (Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada) va engegar un ambiciós projecte de recerca multidisciplinari (LITHOPROBE) amb l'objectiu d'entendre i caracteritzar l'estructura de la litosfera a Canadà. Entre les moltes disciplines geofísiques que s'hi han utilitzat s'hi inclou també el mètode magnetotel·lúric, amb el que s'han obtingut prop d'un miler d'estacions de mesura situades arreu del país. A la zona d'estudi d'aquest treball, el sud de la província d'Alberta (Figura 3.1), es van adquirir diversos perfils 2D, però els models obtinguts no es van considerar vàlids degut a l'efecte d'una anisotropia elèctrica generalitzada i d'escala litosfèrica present en aquesta regió.



Figura 3.1: Situació geogràfica de la zona d'estudi, al sud de la província d'Alberta (Canadà).

En aquest capítol es presentarà un nou procés d'anàlisi i modelització de les dades magnetotel·lúriques disponibles en aquesta regió utilitzant per primer cop a la zona d'estudi un codi de modelització que permet calcular les respostes d'estructures amb anisotropia elèctrica. S'utilitzaran dades adquirides en el projecte LITHOPROBE i altres de noves adquirides per la University of Alberta l'any 2008. La totalitat de les dades provenen d'estacions magnetotel·lúriques de llarg període.

3.2 Context geològic i geofísic

Aquest estudi es situa en una regió on les unitats principals no afloren i, per tant, gairebé tot el que coneixem de les mateixes és gràcies als estudis geofísics existents. És per aquesta raó que es presenta conjuntament el context geològic i geofísic per a cadascuna de les diferents unitats que conformen la litosfera a la zona d'estudi. El fet que l'estructura litosfèrica s'assimili a un model estratificat subhoritzontal justifica aquest tipus de contextualització, que es realitzarà de menor a major profunditat. Les principals unitats tectòniques presents a la zona d'estudi són la Conca Sedimentària d'Alberta, l'Escut Canadenc (amb diferents estructures corticals), i el mantell litosfèric

3.2.1 La Conca Sedimentària d'Alberta

La Conca d'Alberta (Alberta Basin o AB) forma part de la Conca Sedimentària de l'Oest de Canadà (Western Canada Sedimentary Basin o WCSB) i cobreix gairebé la totalitat de la zona d'estudi (Figura 3.2). És un tascó sedimentari (Figura 3.3) que presenta un canvi de gruix gradual, des de prop de 5 km al sudoest de la zona d'estudi, passant pels pocs centenars de metres a l'extrem norddest de la mateixa fins desaparèixer permetent aflorar l'Escut Canadenc (Canadian Shield o CS). Els materials que la conformen comprenen tot el rang d'edats fanerozoiques, i es divideix estratigràficament i tectònica en dues unitats principals. La part superior conté materials clàstics de conca d'avantpaís amb edats que oscil·len des del Juràssic mitjà fins al Paleocè i que es van dipositar durant l'evolució orogènica del marge actiu de la Cordillera Canadenca. La part inferior, en canvi, està formada per una successió de materials de plataforma, bàsicament roques carbonatades dipositades des del Paleozoic fins al Juràssic sobre un crató estable.

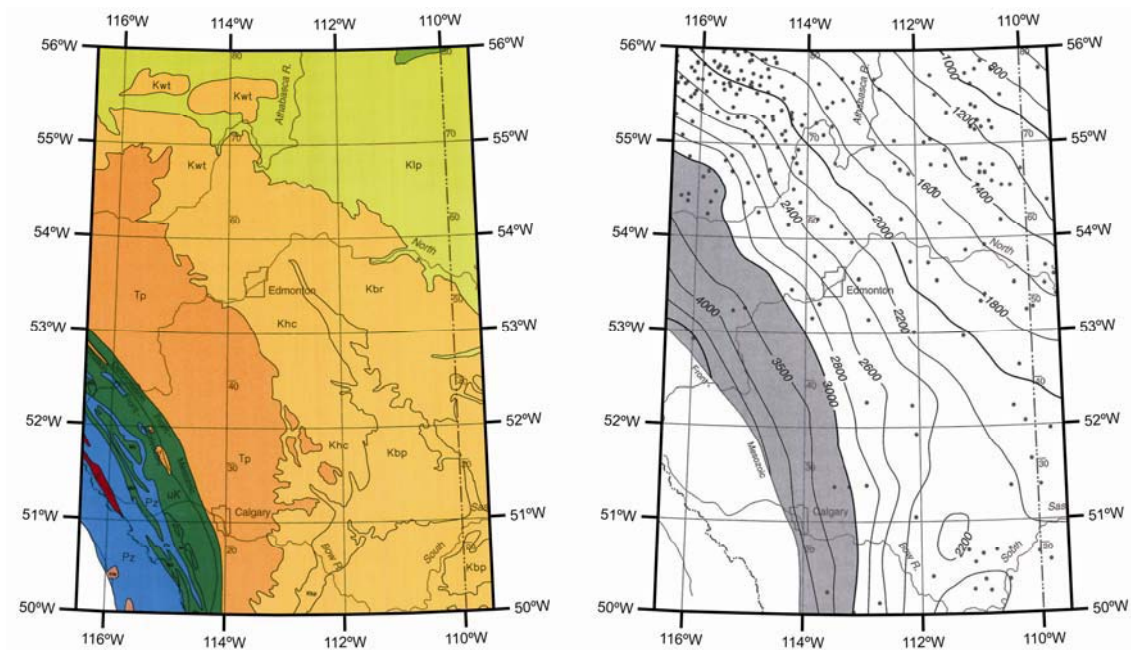


Figura 3.2: Esquerra: mapa geològic de la zona d'estudi on es pot observar que els materials de la Conca d'Alberta (colors clars) ocupen gairebé la totalitat de la zona d'estudi. Els materials blaus i verds fosc corresponen als del límit est de la Cordillera Canadenca. Dreta: mapa d'isòpaques del gruix de la Conca d'Alberta a la zona d'estudi. El color gris indica gruixos de conca superiors a 3 km. Modificat de "Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin".

La Conca d'Alberta és una reserva molt important d'hidrocarburs i fa que la seva exploració i explotació sigui avui en dia la principal activitat industrial i econòmica de la província. Gràcies a aquest fort interès en els hidrocarburs es coneixen amb molta precisió la seva estructura interna i la seva estratigrafia.

3.2.2 L'Escut Canadenc

L'Escut Canadenc (Canadian Shield o CS) es troba enterrat sota les roques sedimentàries fanerozoiques de la WCSB i un dels objectius del projecte LITHOPROBE és entendre la seva evolució tectònica. L'assemblatge de Laurentia fa uns 2.0 – 1.8 Ga es va produir per la col·lisió entre cinturons orogènics i els materials corticals preexistents arqueans i proterozoics (Ross, 2002). A l'escorça de la zona d'estudi s'hi troben representats tres tipus de blocs o províncies tectòniques: les províncies arqueanes, l'escorça proterozoica precol·lisional i els orògens proterozoics (Figura 3.4).

Províncies arqueanes (3.5 - 2.5 Ga)

Hi ha dos tipus d'elements arqueans a l'Escut Canadenc. Els primers són regions corticals que no van quedar afectades de manera important per l'assemblatge ocorregut en el Proterozoic, i els segons són aquells que en van quedar afectats. A la zona d'estudi hi trobem la província arqueana de Hearne, que pertany al segon tipus amb l'excepció del bloc de Medicine Hat al sud, que pertany al primer grup (Figura 3.4).

Escorça proterozoica precol·lisional (2.5 – 2.0 Ga)

Els blocs principals de l'escorça proterozoica precol·lisional presents a la zona d'estudi són els terranes de Chinchaga i Buffalo Head, així com els seus equivalents en les roques de basament de la Zona Magmàtica de Taltson (Taltson Magmatic Zone o TMZ).

Orògens proterozoics (2.0 – 1.7 Ga)

Els cinturons orogènics proterozoics es van construir com a conseqüència de la col·lisió entre els blocs corticals preexistents i, per tant, representen zones de col·lisió relacionades amb l'amalgamament de l'Escut Canadenc. Aquests cinturons orogènics poden contenir prismes sedimentaris de marge passiu, conques d'avantpaís imbricades, arcs d'acreció, escorça intraoceànica i magmatisme extensiu generat durant la col·lisió i la subducció (Hoffman, 1988). Els cinturons orogènics més importants de la zona d'estudi són la Zona Tectònica de Snowbird (Snowbird Tectonic Zone o STZ) i l'Estructura de Vulcan (Vulcan Structure o VS).

L'existència de perfils sísmics de reflexió com, per exemple, el Peace River Arch Industry Experiment (PRAISE, Figura 3.5a) o el Central Alberta Transect (CAT, Figura 3.5b) no només permeten determinar la relació tectònica entre els diferents blocs de l'escorça, sinó que mostren la profunditat de la base de la mateixa (discontinuitat de Mohorovicic o Moho). Tal i com es pot observar en els dos perfils de la figura 3.5, la profunditat d'emplaçament de la Moho té molt poca variació lateral i és bastant homogènia al llarg dels perfils, trobant-se sempre entre 35 i 40 km de profunditat.

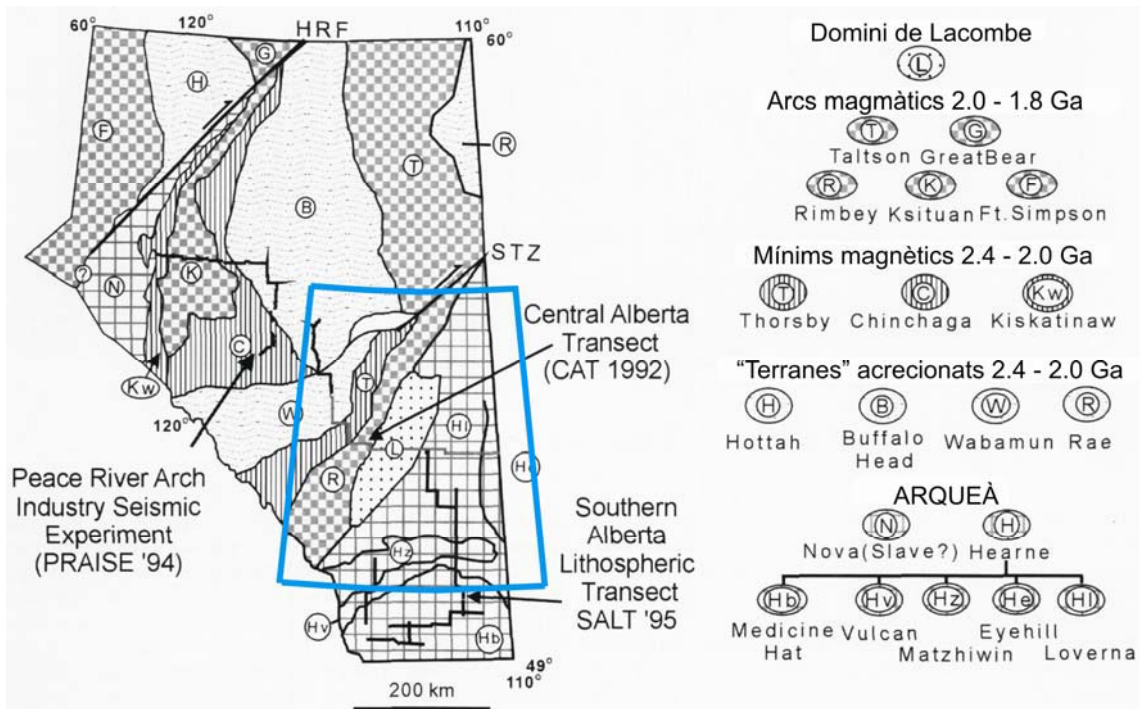


Figura 3.4: Principals dominis tectònics precambrians presents a la zona d'estudi (Ross, 2002) i situació geogràfica dels perfils sísmics de la Figura 3.5.

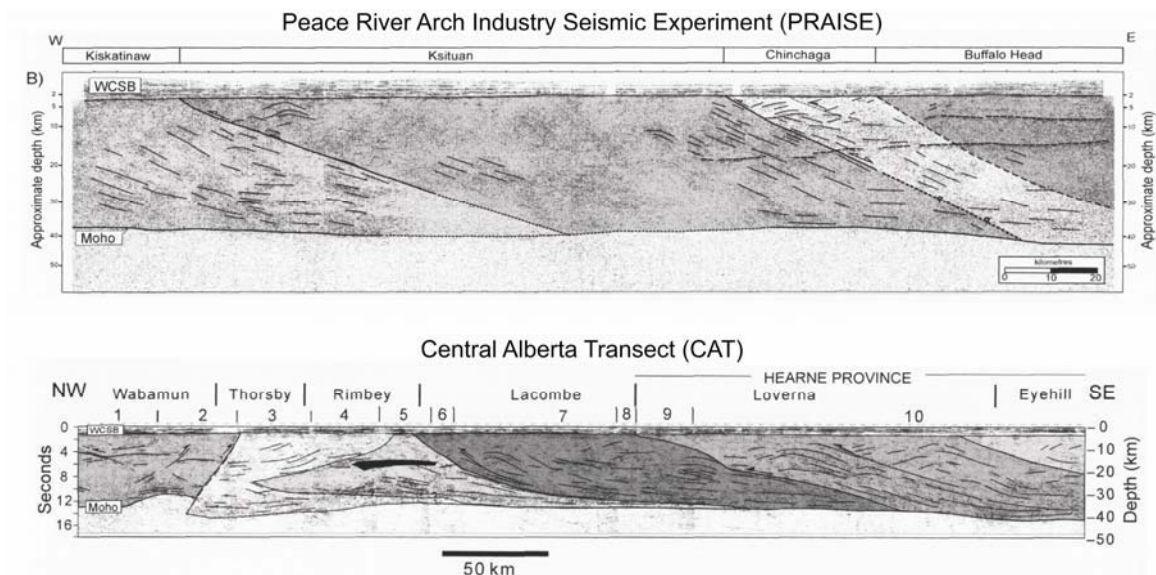
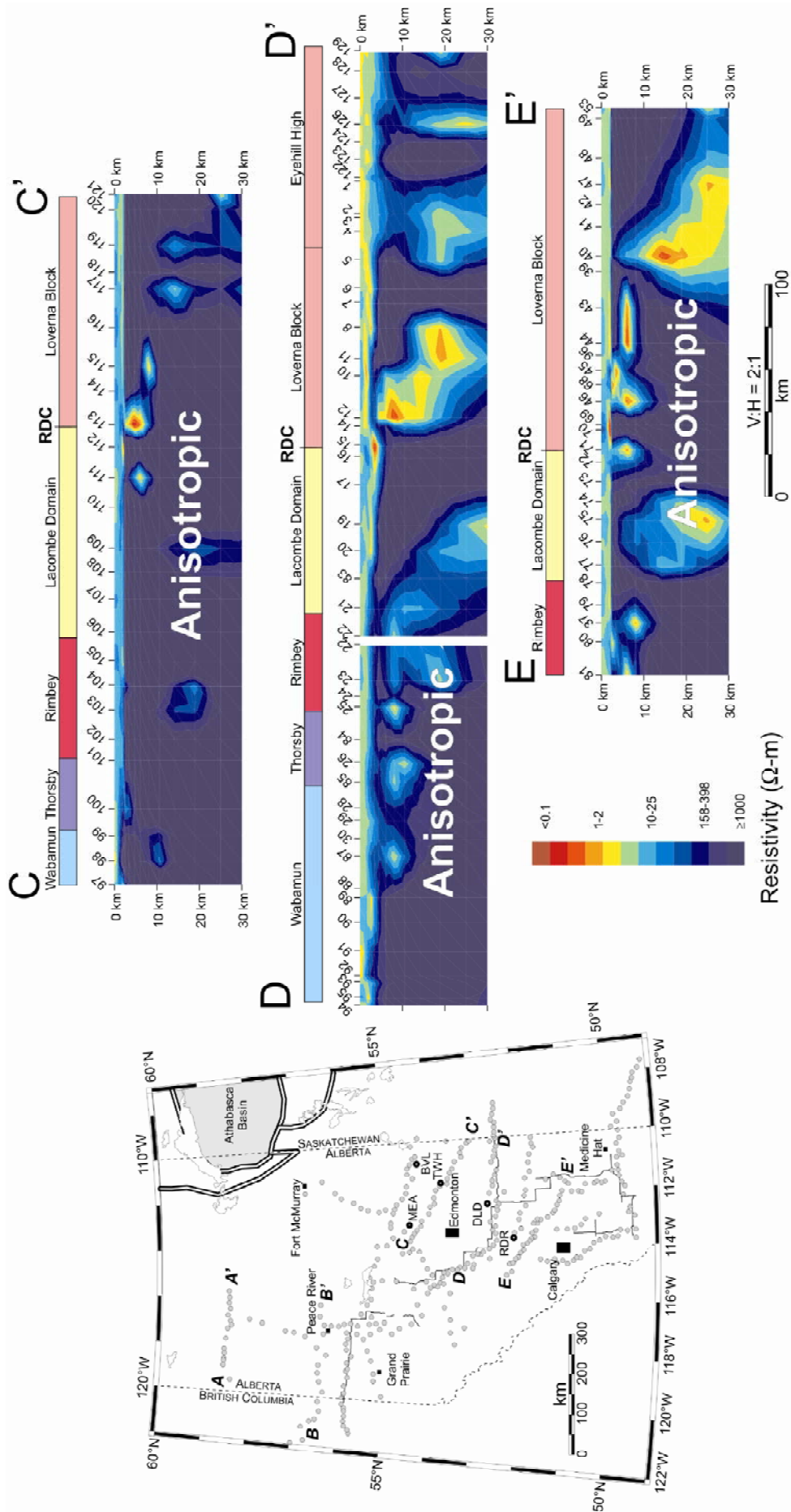


Figura 3.5: Interpretació dels perfils sísmics de reflexió del Peace River Arch Industry Experiment (PRAISE, superior) i del Central Alberta Transect (CAT, inferior). La posició dels perfils sobre el mapa es pot observar a la Figura 3.4. Modificat de Ross (2002).

Els estudis magnetotel·lúrics realitzats per al projecte LITHOPROBE a la zona d'estudi caracteritzen la zona mitjançant models 2D isòtrops (Boerner *et al.*, 2000; Figura 3.6). La interpretació de les dades mitjançant aquest tipus de models limita la validesa dels resultats si hi ha presència de materials anisòtrops a la zona d'estudi, tal i com indiquen els propis autors en el treball. Tot i així en aquests models es delimita correctament el límit entre la Conca d'Alberta i el basament (l'Escut Canadenc). A més, es pot observar també un cos conductor entre els blocs de Loverna i Lacombe que està identificat a la bibliografia com a Red Deer Conductor (RDC) i que s'atribueix a una possible presència d'una mineralització fèrrica propera al sostre del basament en una zona on també hi ha presència de roques metasedimentàries grafitiques (Boerner *et al.*, 1995). Aquest mateix treball també relaciona la localització d'aquesta zona altament conductora amb una anomalia magnètica positiva important de gairebé 500 nT. Amb aquesta interpretació isòtropa no es detecta cap estructura interna clara a l'interior de l'Escut Canadenc tret d'alguns cossos conductors amb una morfologia relativament verticalitzada.

Des de la University of Alberta s'està treballant actualment en un model isòtrop 3D d'escala litosfèrica del sud de la província d'Alberta. Els resultats obtinguts fins al moment també atribueixen un fort caràcter anisòtrop a l'escorça degut a efectes macroanisòtrops, mentre que l'estructura del mantell litosfèric es relaciona amb un procés de subducció entre diferents blocs de l'Escut Canadenc (Niewenhuis, 2011).

Figura 3.6: Models litosfèrics de resistivitat elèctrica a la zona d'estudi presentats per Boerner et al. (2000). La situació dels perfils es pot observar a la part esquerra de la figura.



3.2.3 El mantell litosfèric

Actualment es disposa de poca informació sobre el mantell litosfèric de la província d'Alberta. Els perfils sísmics de reflexió que s'han mostrat anteriorment aporten, en general, molt pocs reflectors per sota de la Moho. Tot i així, en el perfil CAT mostrat a la Figura 3.5 es poden observar algunes reflexions cabussant cap al sud que travessen la Moho i s'han interpretat com un romanent (cicatriu) d'una zona de subducció (Eaton i Cassidy, 1996; Ross *et al.*, 2000).

Estudis telesísmics indiquen que per a profunditats de 200 – 250 km i sota de la Hearne Province hi ha una anomalia d'alta velocitat (Shragge *et al.*, 2002), suggerint la presència d'un mantell fred i d'alta densitat. A més, existeix una coincidència entre l'orientació de l'anisotropia de velocitat de les ones sísmiques (SKS-splitting vectors, Figura 3.7; Shragge *et al.*, 2002) i la de les estructures geolèctriques (Boerner *et al.*, 2000), coincidint també amb la direcció aproximada de les estructures geològiques regionals (NE-SW).

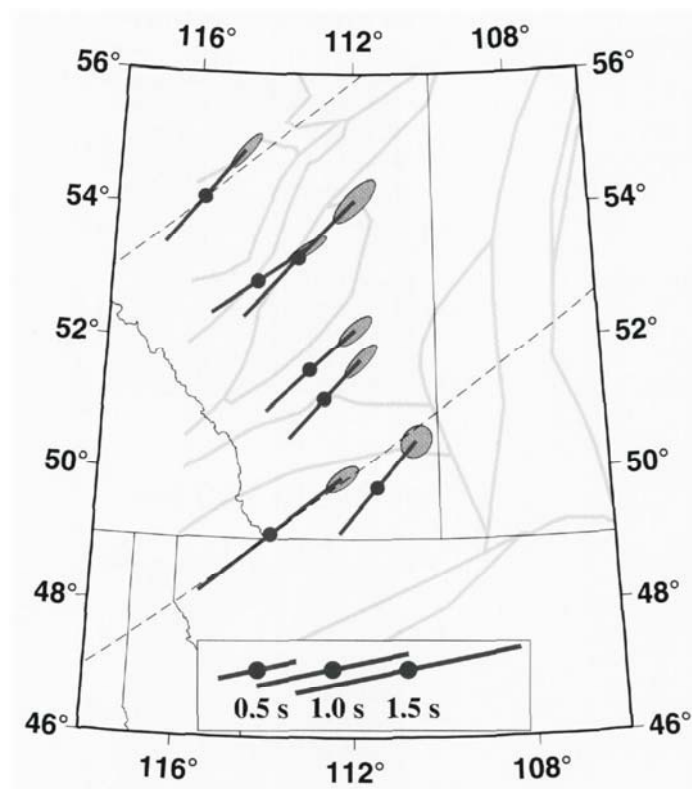


Figura 3.7: Resultats (direccions i magnituds) de l'anàlisi de shear-wave splitting. Els òvals indiquen els rangs d'incertesa. (Shragge *et al.*, 2002).

El límit litosfera - astenosfera (Lithosphere – Asthenosphere Boundary o LAB) s'ha determinat per al continent nordamericà mitjançant la tomografia sísmica i altres dades geofísiques (Yuan i Romanowicz, 2010). A la Figura 3.8. Es pot observar que sota el crató nord-americanà els gruixos de la litosfera oscil·len entre 180 i 240 km i que no hi ha canvis bruscs dins del mateix.

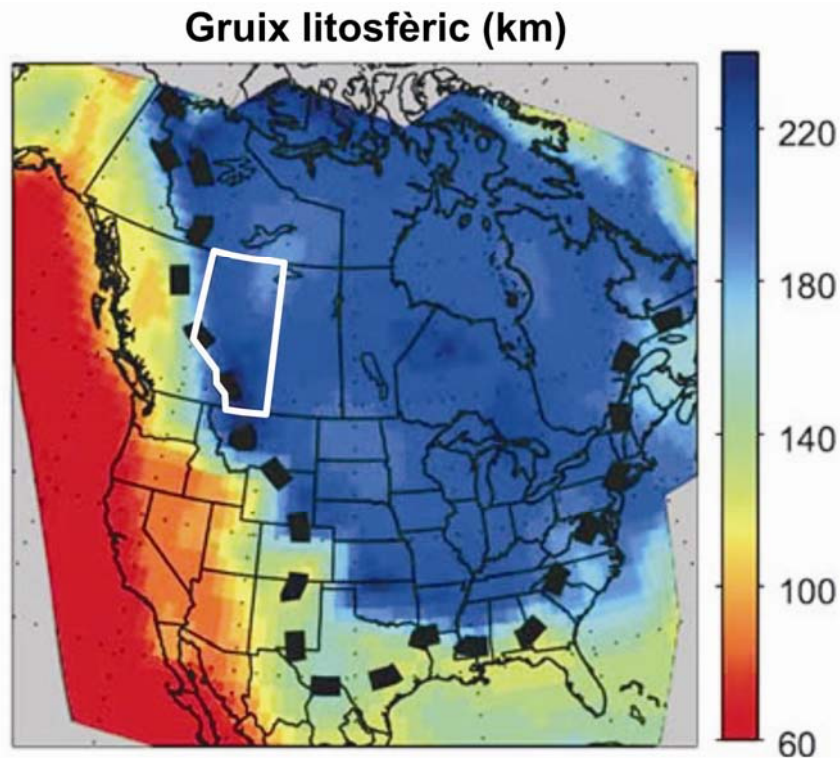


Figura 3.8: Gruix de la litosfera al continent nord-americanà. Es pot observar que al sud de la província d'Alberta (marcada en blanc) el gruix litosfèric calculat és superior a 200 km. Yuan i Romanowicz (2010).

Així doncs podem resumir que l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi consta de tres nivells ben diferenciats. El primer és una conca sedimentària amb forma de tascó (Conca d'Alberta) i un gruix de sediments fanerozoics que oscil·la entre uns pocs centenars de metres al seu extrem nordest i gairebé 6 km al seu extrem sudoest. El segon nivell és el que forma la resta de l'escorça fins a uns 35 km o 40 km de profunditat i es compon de diferents unitats tectòniques d'edat arqueana i proterozoica (Escut Canadenc) que, a la vegada, formen part del crató nord-americanà. Finalment, el tercer nivell és un mantell litosfèric amb uns gruixos que oscil·len entre els 140 km i els

200 km, situant d'aquesta manera el límit litosfera - astenosfera entre 180 km i 240 km de profunditat a la zona d'estudi.

3.3 Dades magnetotel·lúriques

3.3.1 Dades utilitzades

Amb l'objectiu de caracteritzar l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi mitjançant l'ús del mètode magnetotel·lúric (profunditat de la base de la Conca d'Alberta, estructura interna de l'Escut Canadenc i delimitació del límit litosfera – astenosfera) es van projectar cinc perfils amb una direcció NW-SE, que és perpendicular a les estructures geològiques (Ross, 2002) i que se suposa perpendicular a les estructures geoelectriques (Jones *et al.*, 2002). Les característiques de les dades que s'utilitzaran en aquests cinc perfils són les següents:

- Perfil AA': 14 estacions procedents del projecte LITHOPROBE
- Perfil BB': 26 estacions procedents del projecte LITHOPROBE
- Perfil CC': 16 estacions procedents de la University of Alberta
- Perfil DD': 29 estacions procedents del projecte LITHOPROBE
- Perfil EE': 26 estacions procedents del projecte LITHOPROBE

A la zona d'estudi el projecte LITHOPROBE disposa de més estacions de les que s'utilitzaran en aquest treball, però se n'han descartat algunes degut a la baixa qualitat de les dades que presentaven. D'aquesta manera les 111 estacions que formen part de l'estudi havien estat processades anteriorment i presenten dades d'alta qualitat. Les estacions procedents del projecte LITHOPROBE presenten dades per a períodes majors de 4 s, mentre que les estacions procedents de la University of Alberta presenten dades per a períodes majors de 1 s. La situació geogràfica de les estacions es mostra a la Figura 3.9 superposada al mapa de les unitats tectòniques corticals de la zona d'estudi.

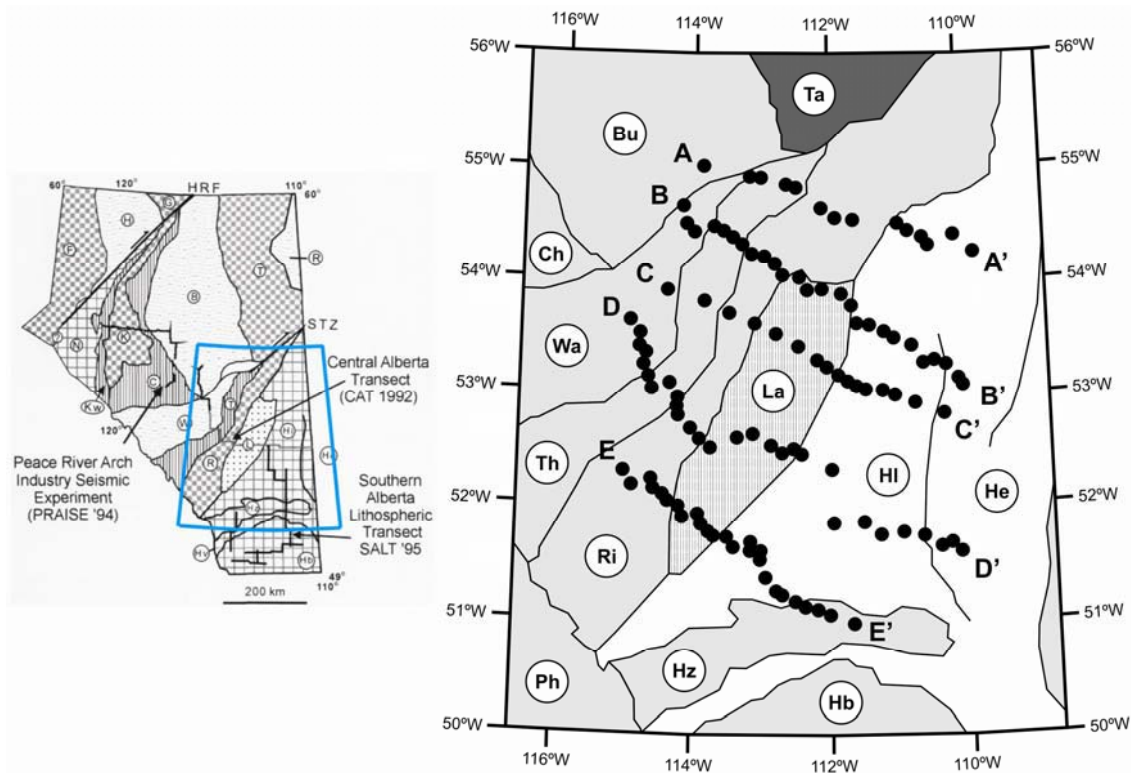


Figura 3.9: Localització geogràfica de les estacions magnetotel·lúriques utilitzades en els cinc perfils superposada a les unitats tectòniques corticals de la zona d'estudi. Bu: Buffalo Head, Ch: Chinchaga, Hb: Medicine Hat, He: Hearne province, Hl: Loverna block, Hz: Matzhiwin, La: Lacombe domain, Ph: unitats fanerozoiques de la Cordillera, Ri: Rimbey, TA: Taltson Magmatic Zone, Th: Thorsby, Wa: Wabamun. Modificat de Boerner et al. (2000).

3.3.2 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades

Mitjançant els codis WALDIM i STRIKE i l'anàlisi de les fletxes d'inducció es determinarà la dimensionalitat de l'estructura geolèctrica i es decidirà quin tipus de modelització és la més adient per caracteritzar l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi. Cal tenir en compte, a més, que Boerner *et al.* (2000) atribueix un caràcter anisòtrop a les dades magnetotel·lúriques. Així doncs, a banda de realitzar l'anàlisi convencional de la dimensionalitat caldrà analitzar a fons les dades per tal de determinar si existeixen trets característics de dades anisòtrops com els que s'han presentat anteriorment al Capítol 2.

3.3.2.1 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades amb el codi WALDIM

Amb l'objectiu de realitzar un anàlisi que ens aportí informació de les característiques de les estructures geolèctriques en funció del període, s'han establert les quatre bandes següents durant l'anàlisi amb el codi WALDIM:

Banda 1: 1 s – 10 s

Banda 2: 10 s – 100 s

Banda 3: 100 s – 1000 s

Banda 4: 1000 s – 10000 s

Els resultats obtinguts (Figura 3.10) mostren característiques molt diferents en funció de la banda utilitzada per l'anàlisi.

La banda 1 determina estructures de tot tipus a la zona d'estudi, però hi destaca la gran presència de casos 1D i 3D/2D. Les direccions estructurals obtingudes en els casos 2D i 3D/2D presenten valors que s'aproximen a N40°, però el seu comportament dins de la zona d'estudi és lleugerament irregular. És possible que l'anàlisi d'aquesta banda de períodes reflecteixi en gran part l'estructura de la Conca d'Alberta (que és molt estratificada tal i com s'observa a la Figura 3.3) i també la part més superficial de l'escorça continental.

La banda 2 determina majoritàriament estructures 2D i 3D/2D per als perfils A, B i C, mostrant únicament casos 3D a l'extrem est de la zona d'estudi, concretament en algunes estacions de mesura situades sobre el bloc de Loverna. Els perfils D i E, en

canvi, mostren majoritàriament casos 3D amb l'excepció d'algunes estacions situades a la seva zona central que generen casos 2D i 3D/2D. Les direccions estructurals obtingudes varien gradualment des dels N45° a l'extrem nordoest de la zona d'estudi fins a poc més de N30° a la zona est.

La banda 3 determina majoritàriament casos 3D a tota la zona d'estudi, amb excepció d'algunes estacions a la zona nord-est que presenten casos 2D i 3D/2D amb direccions estructurals d'aproximadament N35° i d'unes poques estacions a l'extrem sud de la zona d'estudi que presenten casos 3D/2D amb direccions estructurals d'aproximadament N45°.

La banda 4 determina majoritàriament estructures 2D i 3D/2D a la meitat nord-oest de la zona d'estudi amb direccions estructurals entre N30° i N45 ° i estructures 3D a la meitat sudest.

Així doncs, de l'anàlisi de la dimensionalitat amb el codi WALDIM en podríem extreure la conclusió que per modelitzar la zona d'estudi a nivell litosfèric caldria utilitzar un codi de modelització 3D degut a la presència d'estructures geoelectriques tridimensionals, especialment als períodes corresponents a les bandes 2 i 3.

Al Capítol 2, però, ja s'ha explicat que Martí *et al.* (2010) defineix diferents paràmetres per determinar la presència d'anisotropia en funció dels resultats obtinguts de l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades amb el codi WALDIM. En algunes estacions s'obtenen casos de dimensionalitat 2D però amb la particularitat que $\theta_1 \neq \theta_2$, especialment a la zona més superficial de la litosfera (bandes 1 i 2). Segons la Taula 2.1, aquesta és una característica d'entorns 2D amb presència de materials anisòtrops. A més, les respostes 3D obtingudes dels períodes de les bandes 2 i 3 poden ser conseqüència d'un petit biaix entre l'*strike* anisòtrop i l'*strike* estructural, especialment tenint en compte que les respostes 3D semblen tendir a desaparèixer als períodes més llargs (banda 4). Considerant els resultats obtinguts es pot afirmar que, en cas d'existir efectes d'anisotropia a les dades, aquesta hauria de tenir un *strike* anisòtrop subparal·lel al de les estructures geoelectriques

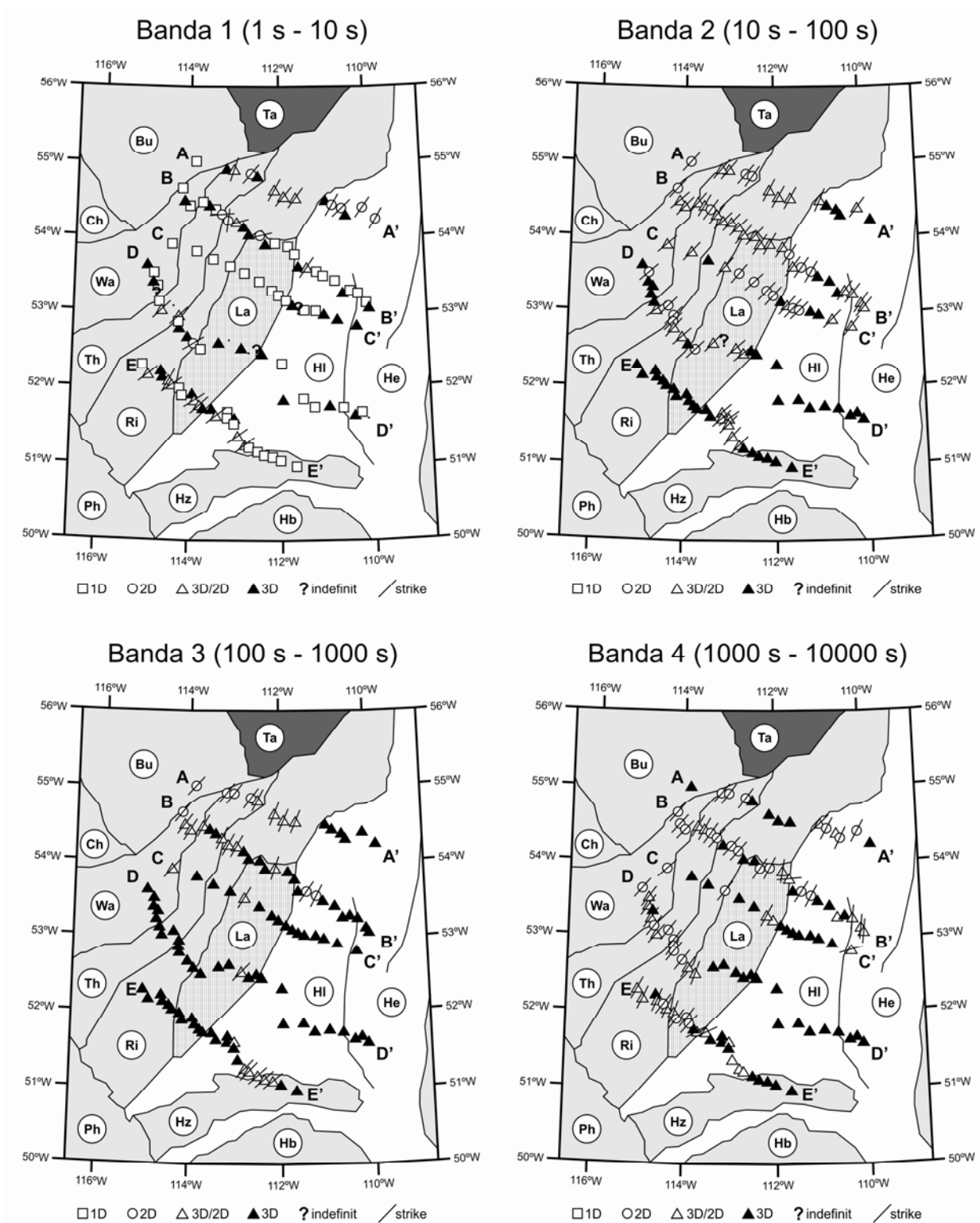


Figura 3.10: Resultats obtinguts de l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades utilitzant el codi WALDIM amb 4 bandes de períodes diferents. Les lletres corresponen a les unitats tectòniques corticals de la zona d'estudi detallades a la Figura 3.9.

3.3.2.2 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades amb el codi STRIKE

Utilitzant les mateixes bandes que s'han utilitzat en l'anàlisi de les dades amb el codi WALDIM, s'ha realitzat l'anàlisi de les dades mitjançant el codi STRIKE (versió 5.0) independentment per cada estació. Els resultats, que mostren la direcció estructural obtinguda per a cada estació, es mostren a la Figura 3.11.

La banda 1 mostra una gran varietat de direccions a la meitat nord de la zona d'estudi, mentre que a la meitat sud presenta valors més uniformes al voltant de N50°. Aquests resultats, quan venen acompanyats de valors baixos en el RMS i en els paràmetres de distorsió, acostumen a ser conseqüència d'estructures 1D com, per exemple, conques sedimentàries.

Les bandes 2 i 3 mostren un canvi gradual en la direcció estructural que va des de N35° a la zona nord-oest de la zona d'estudi fins a N50° a la zona sud. Destaca la continuïtat i la suavitat del canvi en la direcció estructural obtinguda a tota la zona d'estudi.

La banda 4 mostra dues tendències clares diferenciades. Mentre que a la meitat nord-oest de la zona d'estudi s'obtenen direccions estructurals de N30° a N45°, a l'extrem sud-est s'obtenen valors de N65° a N80°.

A la gran majoria de les estacions s'han obtingut valors de RMS inferiors a 1 per a totes les bandes. Aquest fet, juntament amb la marcada uniformitat que presenten les direccions estructurals obtingudes especialment a les bandes 2 i 3 fan pensar que seria factible realitzar una modelització 2D dels perfils establerts. Per això, i amb l'objectiu de determinar quina és la direcció que s'ajusta més al caràcter 2D de les estructures geoelectriques, s'ha realitzat un segon anàlisi de les dades mitjançant el codi STRIKE utilitzant, per a cada perfil, tots els seus sites i una sola banda incloent tots els períodes compresos entre 1 s i 10000 s. Les direccions estructurals obtingudes han estat les següents:

Perfil A: N36.6°

Perfil B: N33.1°

Perfil C: N37.6°

Perfil D: N42.8°

Perfil E: N50.8°

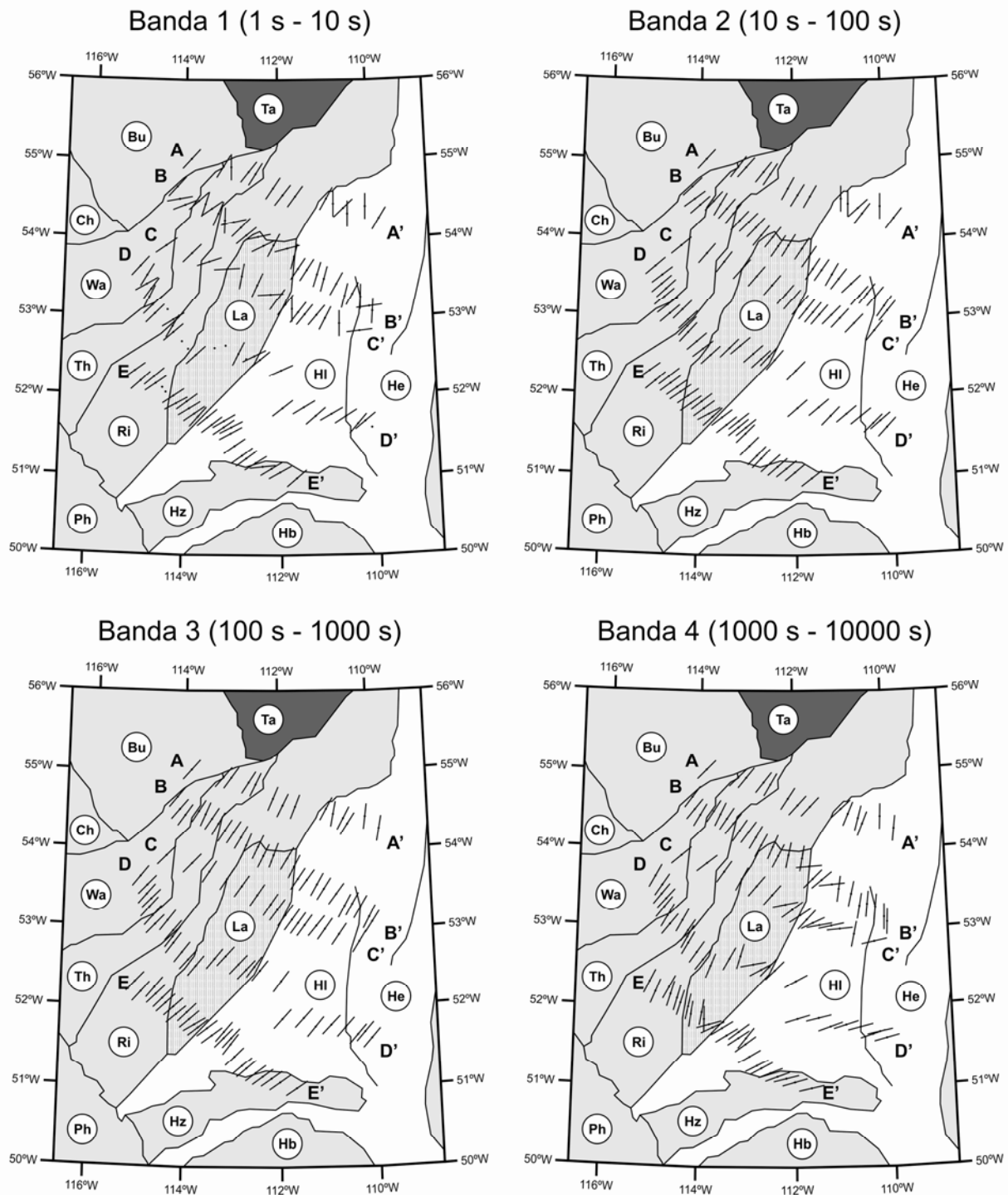


Figura 3.11: Direccions estructurals obtingudes de l'anàlisi de les dades mitjançant el codi STRIKE amb 4 bandes de períodes diferents. Les lletres corresponen a les unitats tectòniques corticals de la zona d'estudi detallades a la Figura 3.9.

Els valor mitjà de RMS obtingut per a cadascun dels perfils en assumir cadascuna d'aquestes direccions i utilitzant totes les bandes és molt baix, mostrant valors de 1.1 per als perfils A, B i D i valors de 1.2 per als perfils C i E. El valor de RMS obtingut per a cada estació assumint aquests valors de direcció estructural és, a més, bastant uniforme, tal i com es pot observar a la Figura 3.12.

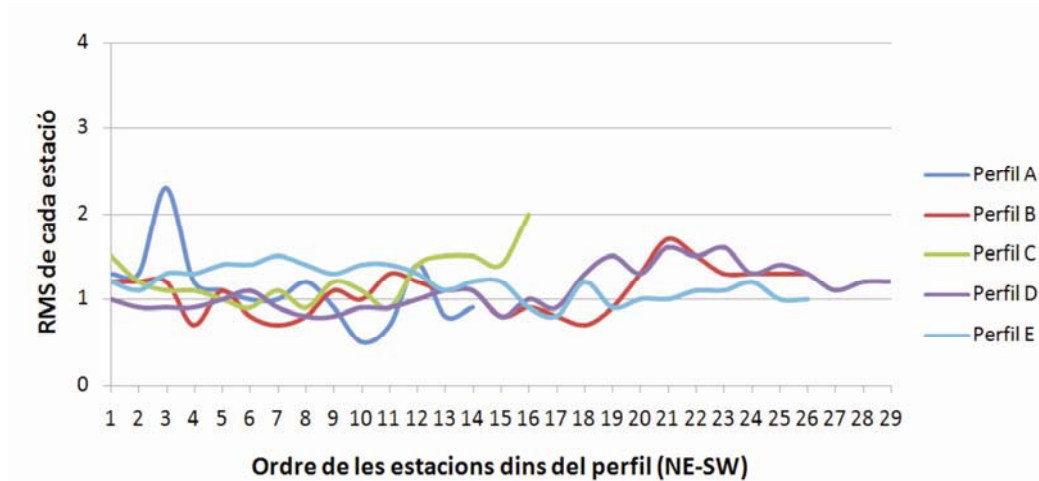


Figura 3.12: Valor de RMS obtinguts per a cada estació en l'anàlisi de les dades amb el codi STRIKE, assumint direccions estructurals de $N36.6^\circ$ (Perfil A), $N33.1^\circ$ (Perfil B), $N37.6^\circ$ (Perfil C), $N42.8^\circ$ (Perfil D) i $N50.8^\circ$ (Perfil E).

De l'anàlisi de les dades realitzat amb el codi STRIKE es pot deduir que una modelització 2D de les dades mitjançant perfils amb la direcció prèviament indicada seria correcta i suficient, ja que les direccions estructurals obtingudes són consistents i els valors de RMS obtinguts molt baixos. S'ha de tenir en compte, però, que el codi STRIKE assumeix que pot haver-hi efectes de distorsió a les dades i, de fet, en calcula els paràmetres. Amb l'objectiu de determinar si aquest suposat caràcter 2D de les dades implica una assumpció de valors elevats de distorsió i, en cas de que sigui així, determinar quin rang de períodes seria el més afectat, s'ha realitzat un tercer anàlisi de les dades amb el codi STRIKE estació per estació posant com a condició fixada l'assumpció de la direcció estructural determinada anteriorment per a cadascun dels perfils A, B, C, D i E. Els resultats es mostren a la Figura 3.13.

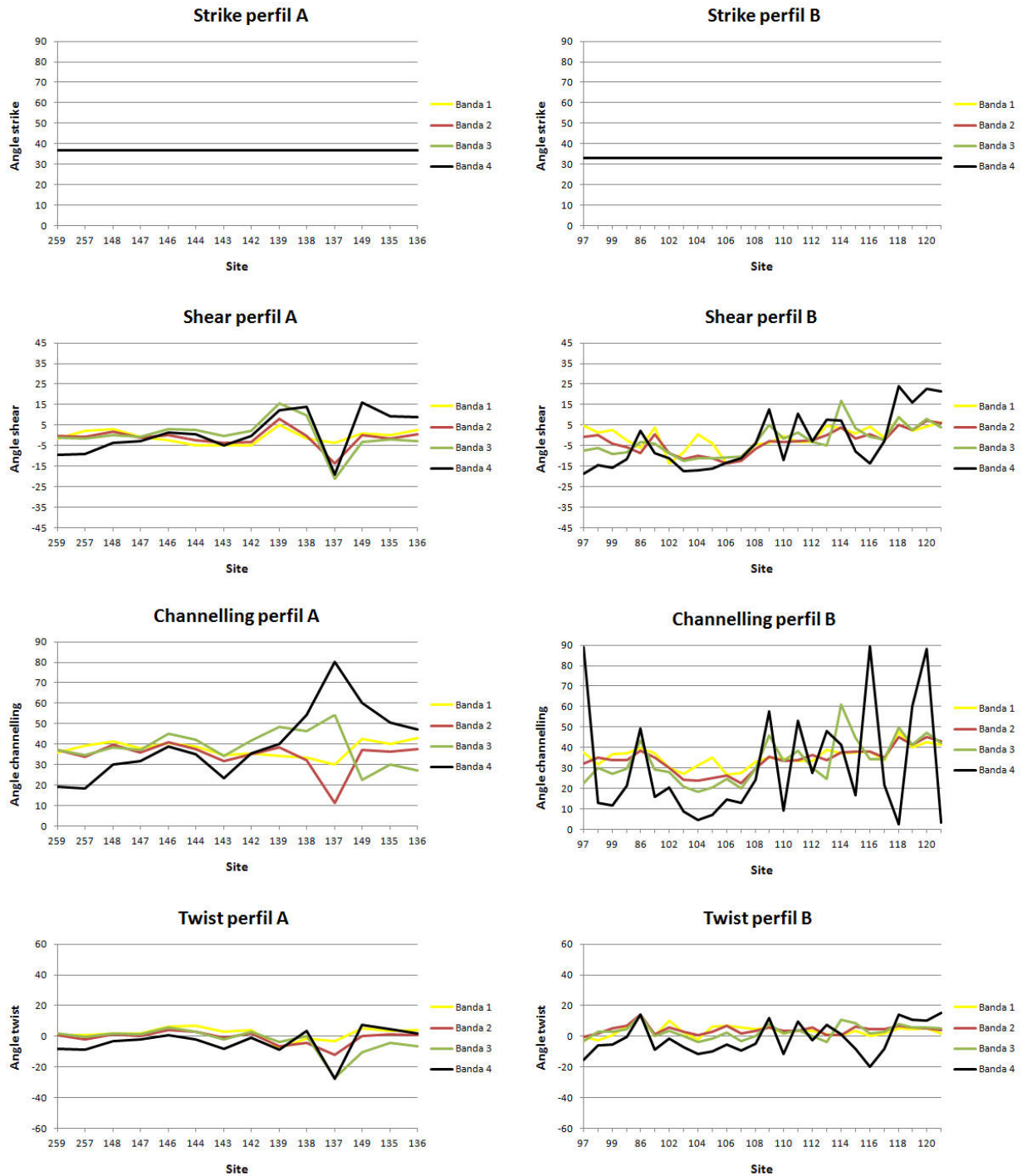


Figura 3.13a: Paràmetres de distorsió obtinguts de l'anàlisi estació a estació i per bandes de les dades amb el codi STRIKE, utilitzant una direcció fixada de l'strike de $N36.6^\circ$ per al perfil A i de $N33.1^\circ$ per al perfil B.

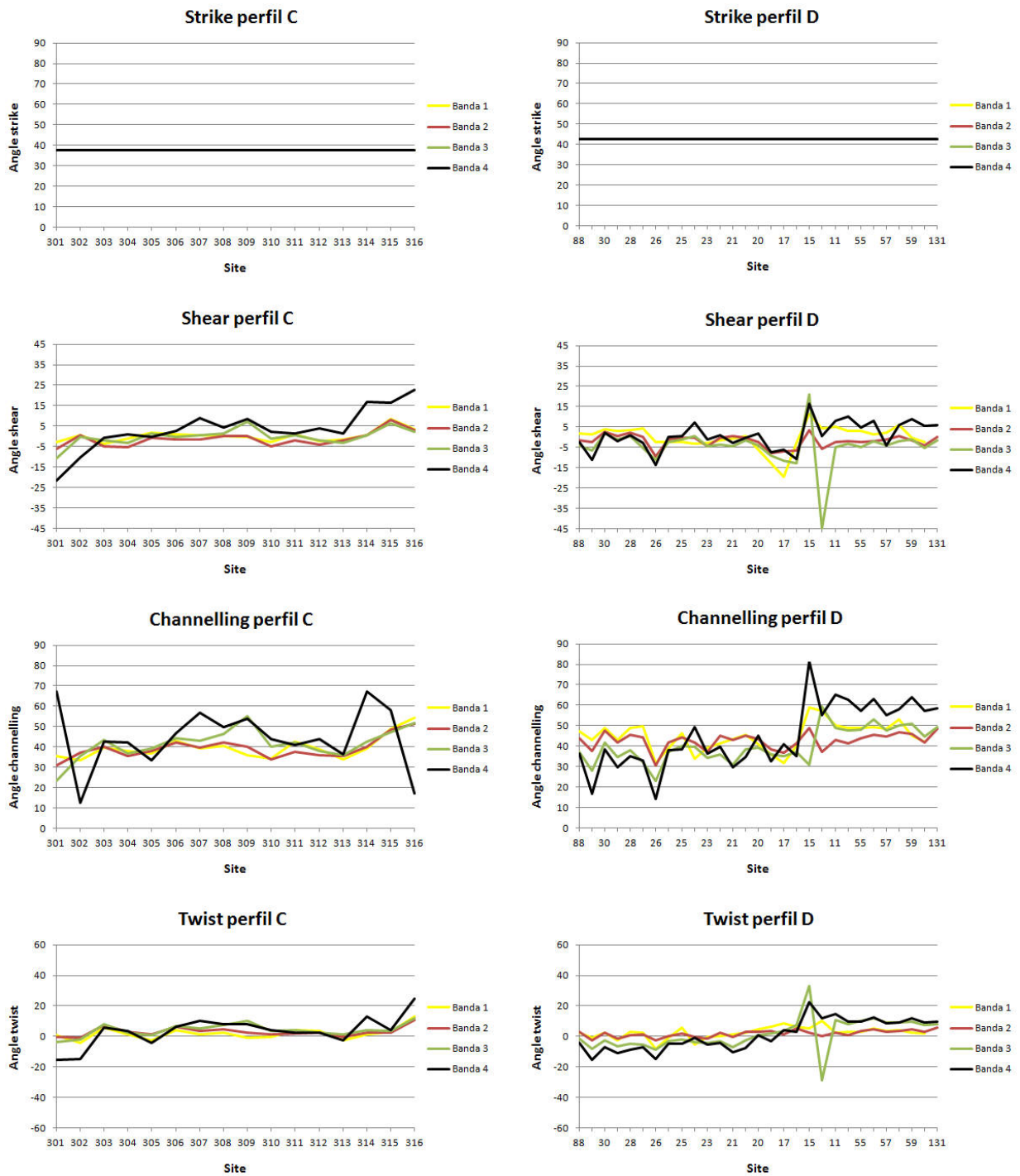


Figura 3.13b: Paràmetres de distorsió obtinguts de l'anàlisi estació a estació i per bandes de les dades amb el codi STRIKE, utilitzant una direcció fixada de l'strike de $N37.6^\circ$ per al perfil C i de $N42.8^\circ$ per al perfil D.

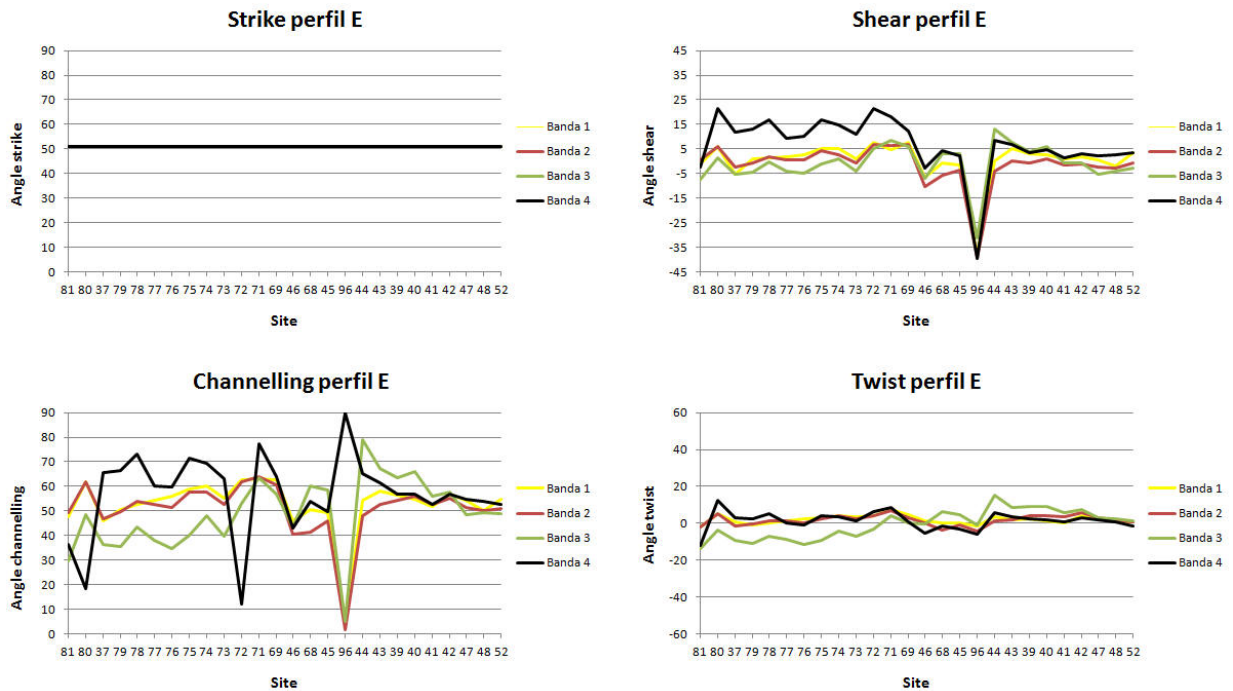


Figura 3.13c: Paràmetres de distorsió obtinguts de l'anàlisi estació a estació i per bandes de les dades amb el codi STRIKE, utilitzant una direcció fixada de l'strike de $N50.8^\circ$ per al perfil E.

Els resultats obtinguts d'aquest anàlisi mostren valors dels paràmetres de distorsió relativament baixos per a la majoria d'estacions de la zona d'estudi. Els valors obtinguts de *shear* i *twist* són petits al llarg de tots els perfils amb l'única excepció d'algunes estacions aïllades. L'angle de *channelling* obtingut al llarg dels perfils coincideix bastant amb l'*strike* assumit per a les bandes 1, 2 i 3, mentre que a la banda 4 sí que presenta variacions importants.

Així doncs, l'anàlisi detallat realitzat amb el codi strike sembla indicar que a la zona d'estudi hi ha una part superficial de l'escorça amb estructures 1D (angles d'*strike* variables i RMS baix en tots els casos) que se superposen a estructures regionals 2D (angles d'*strike* coincidents i RMS baix en tots els casos). Aquestes estructures regionals varien gradualment la seva direcció des de $N35^\circ$ a la zona nordoest de la zona d'estudi fins a $N50^\circ$ a la zona suddest. Tenint en compte que els valors de RMS obtinguts són molt baixos a totes les estacions i que els paràmetres de distorsió no presenten valors elevats, es podria concloure que l'anàlisi de les dades amb el codi STRIKE dona

validesa a una modelització 2D dels perfils establerts segons la direcció perpendicular a la calculada per les estructures de cada perfil.

3.3.2.3 Anàlisi de les fletxes d'inducció

L'anàlisi de la magnitud i la direcció de les fletxes d'inducció també és important a l'hora d'analitzar les dades. En aquest treball s'ha utilitzat el conveni de Parkinson (1962) a l'hora de calcular el sentit de les fletxes d'inducció, amb el qual aquestes apunten cap als cossos conductors.

A la Figura 3.14 es pot observar que, per a períodes inferiors a 100 s la magnitud d'aquestes fletxes és gairebé zero, cosa que indica l'absència de contrastos laterals significatius de resistivitat elèctrica. Per a períodes compresos entre 100 s i 1000 s, en canvi, es pot apreciar que les fletxes d'inducció apunten a la regió situada en el contacte entre els blocs de Lacombe (La) i Loverna (Hl). Així doncs, es pot intuir que al llarg d'aquest contacte s'hi troba localitzat un cos conductor que coincideix aproximadament amb la localització del RDC (Boerner *et al.*, 1995; Boerner *et al.*, 2000; Hope i Eaton, 2002). En aquest mateix rang de períodes i a la part més septentrional de la zona d'estudi, les fletxes d'inducció apunten cap al sudoest. Per a períodes més llargs de 1000 s la majoria de les fletxes d'inducció de la zona d'estudi apunten cap al sudoest, a excepció d'algunes del perfil E que apunten cap al sudest. Aquesta direcció té certa lògica, ja que la profunditat del LAB disminueix dràsticament cap al sud-est fora de la zona d'estudi, tal i com ja s'ha observat a la Figura 3.8 i, per tant, les fletxes d'inducció podrien estar apuntant el material astenosfèric que envolta la litosfera de l'Escut Canadenc, que acostuma a presentar una resistivitat elèctrica més baixa que no pas el del mantell litosfèric.

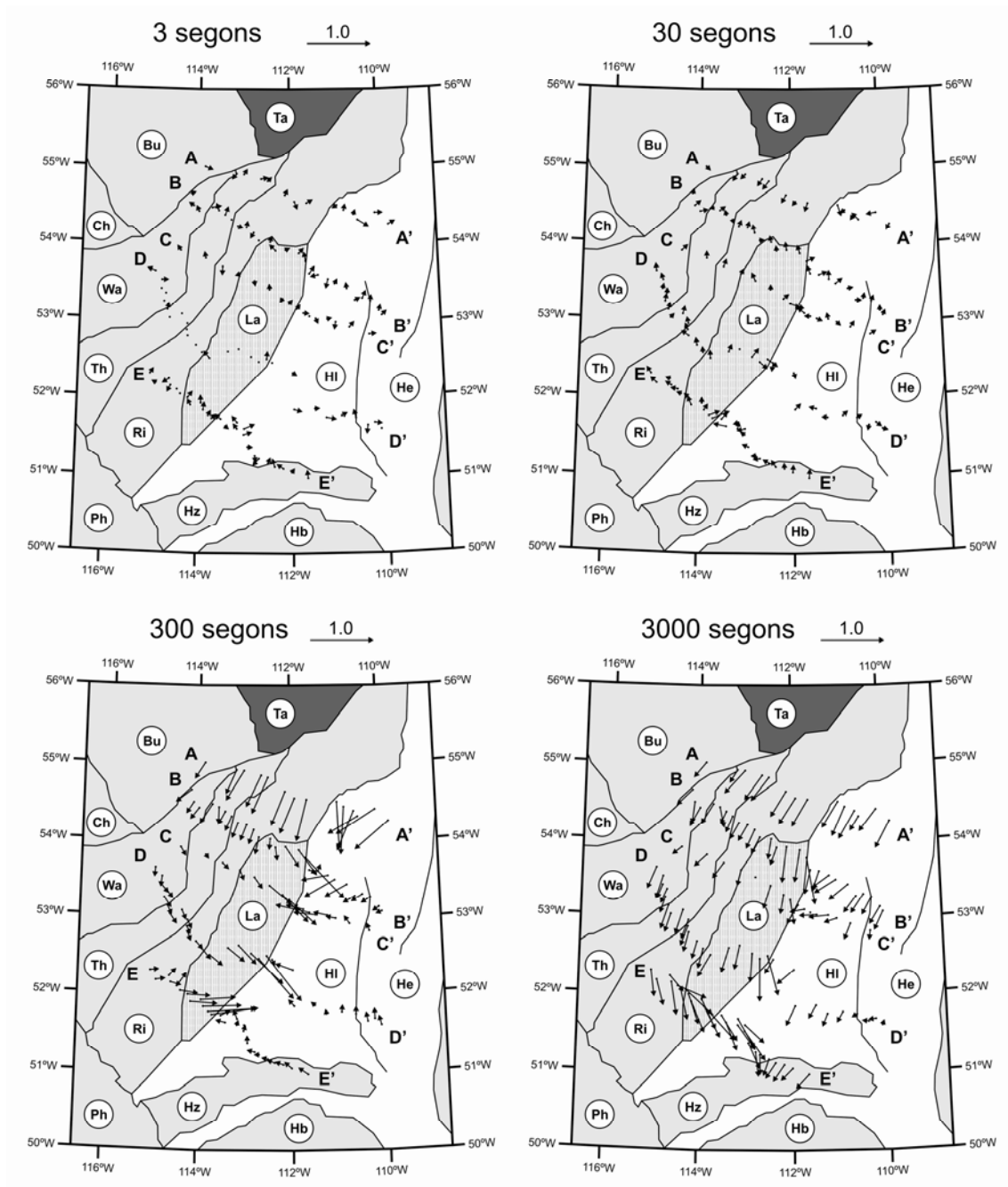


Figura 3.14: Part real de les fletxes d'inducció obtingudes per a cada estació en 4 períodes diferents. El conveni utilitzat és el de Parkinson (1962), en el que les fletxes d'inducció apunten cap a les anomalies de concentració de corrent.

3.3.3 Discussió sobre la presència de materials anisòtrops

Els resultats de l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades utilitzant els codis WALDIM i STRIKE semblen ser contradictoris. Si bé tots dos descarten la possibilitat de l'existència d'una estructura regional 1D, els resultats obtinguts amb el codi WALDIM descarten la possibilitat de que siguin 2D o 3D/2D i els resultats obtinguts amb el codi STRIKE descarten que siguin 3D. Tot i que els codis WALDIM i STRIKE analitzen les dades des d'un punt de vista estadístic diferent, aquesta contradicció és un indicatiu de que hi ha algun altre factor que no s'està tenint en consideració.

Una de les possibilitats que s'ha de tenir en compte és l'existència de materials anisòtrops a l'escorça i, potser, al mantell litosfèric. Tal i com ja s'ha explicat anteriorment, Boerner *et al.* (2000) va presentar l'escorça de la zona d'estudi com a material anisòtrop. A més, també hi ha evidències d'una forta anisotropia en la velocitat de les ones sísmiques al mantell litosfèric (Shragge *et al.*, 2002). Una estructura regional 2D amb presència de cossos anisòtrops podria explicar, en funció de les seves característiques, la contradicció dels resultats obtinguts amb els codis WALDIM i STRIKE. Un lleuger canvi entre la direcció estructural i la de l'anisotropia, per exemple, podria generar respostes en superfície que l'STRIKE determinés com a 2D i que el WALDIM, en no assumir cap hipòtesi, atribuís a una estructura 3D. Martí *et al.* (2010) mostra diferents casos en els quals estructures anisòtrops 2D poden ser classificades com a 3D pel codi WALDIM.

Si aquesta hipòtesi és certa i realment hi ha cossos anisòtrops a la zona d'estudi cal buscar altres evidències a les dades com les que s'han mostrat al Capítol 2:

Les polaritzacions xy i yx de les corbes de resistivitat aparent i fase es separen ja a partir de períodes inferiors a 100 s (veure l'Annex II). Tal i com s'ha explicat al Capítol 2, el fet que les corbes de resistivitat aparent i fase presentin morfologies diferents combinat amb l'absència de magnituds significatives en les fletxes d'inducció és un indicatiu de l'existència d'una estructura 1D amb presència de materials anisòtrops.

Ja s'ha explicat anteriorment (apartat 2.2.5, Figura 2.3) que un tret diferencial característic d'una estructura 1D que inclogui una capa anisòtropa és l'obtenció de corbes de resistivitat aparent i fase que semblen afectades per estructures però que no canvien al llarg del perfil. Cal vigilar, però, de no confondre aquest possible efecte anisòtrop amb el fet d'estar realitzant un perfil paral·lel a les estructures geoelectriques. A la Figura 3.15 es presenta una superposició de les corbes de resistivitat aparent i fase corresponents als modes xy i yx de 18 corbes del NW de la zona d'estudi que pertanyen

als perfils B i C prèviament establerts. Totes les dades s'han rotat a una direcció de N35° donat l'*strike* estructural calculat prèviament per aquests dos perfils (N33.1° per al perfil B i N37.6° per al perfil C). Es pot observar que les corbes obtingudes en aquestes estacions són gairebé idèntiques, tot i que la separació dels dos modes semblaria indicar la presència d'estructures geològiques 2D o 3D. A més, cal tenir en compte que al no tractar-se d'estacions disposades en una sola direcció, sinó que cobreixen una àrea de més de 13000 km², l'opció d'estar mesurant paral·lelament a les estructures en comptes d'estar-ho fent perpendicularment queda totalment descartada. Aquesta repetició de corbes, que només es pot explicar amb una estructura 1D que inclogui una capa anisòtropa, es dona al llarg de la zona d'estudi a les estacions que no estan afectades pel RDC. De fet, el mode *yx* de les corbes de resistivitat aparent i fase es manté gairebé invariable a totes les estacions utilitzades, amb variacions mínimes i molt suaus (veure corbes a l'Annex II).

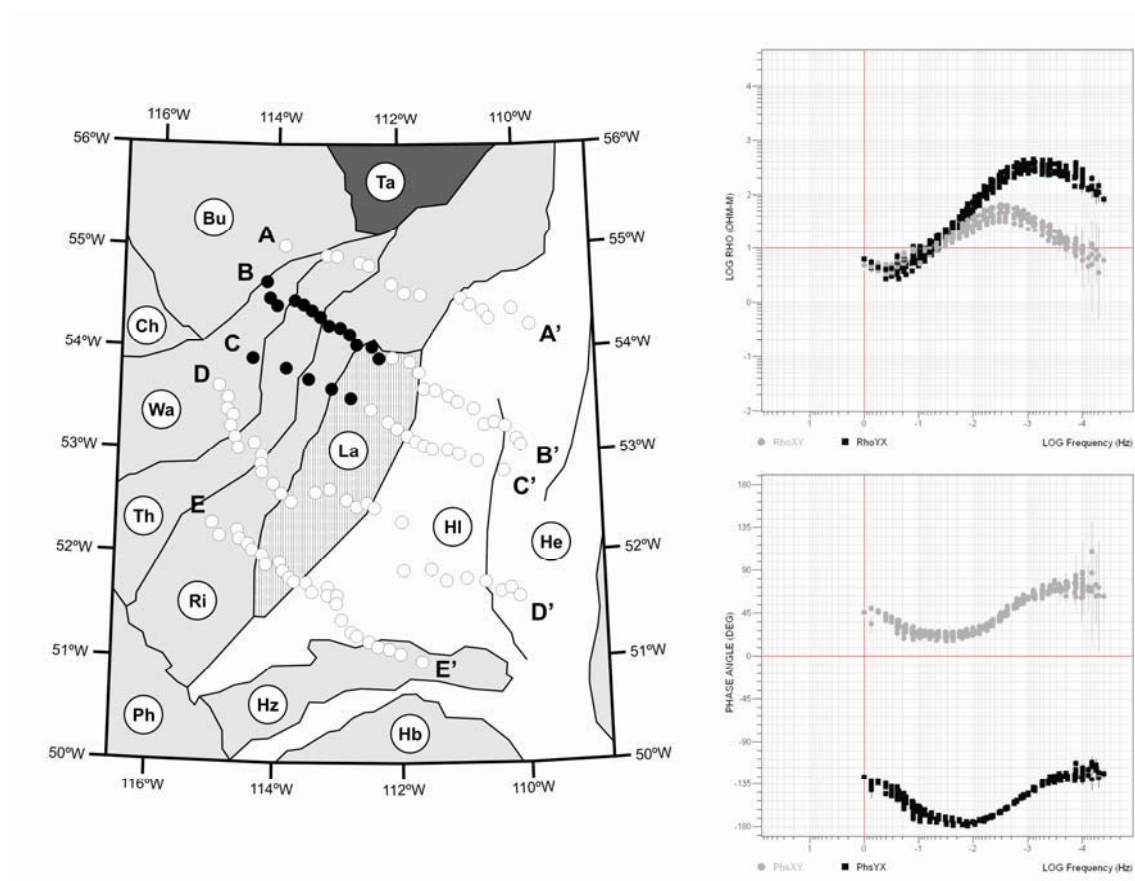


Figura 3.15: Superposició de les corbes de resistivitat aparent i fase corresponents als modes *xy* i *yx* de 18 corbes del NW de la zona d'estudi. Els punts negres indiquen quines són aquestes estacions.

Amb l'objectiu de determinar si una modelització isòtropa 2D de les dades mostraria també evidències de la presència d'efectes anisòtrops, s'ha realitzat una inversió 2D isòtropa de cadascun dels cinc perfils. Per dur a terme aquesta modelització s'ha utilitzat el codi de Rodi i Mackie (2001) i s'han invertit simultàniament els modes TE i TM així com les dades de *tipper* per a tot el rang de períodes.

A la Figura 3.16 es presenten els cinc models obtinguts, mentre que les pseudoseccions de les dades i els ajustos corresponents es poden observar a l'Annex I. L'ajust entre les dades i les respostes és molt bo pel que fa les corbes de resistivitat aparent i fase. Els ajustos de la magnitud del *tipper*, en canvi, no són tan bons, ja que el model intenta reproduir només la component del mateix que té la direcció del perfil en assumir una estructura 2D. De tota manera a les dades de *tipper* es pot observar que, si bé els models no ajusten la magnitud del vector, sí que coincideixen a delimitar les àrees de màxim valor del mateix. Si observem aquests models hi trobem indicis que recorden els models obtinguts mitjançant la modelització 2D de dades afectades per estructures 1D amb presència de materials anisòtrops. A les capes someres de l'escorça els models mostren petits cossos conductors situats entre les estacions de mesura, però mai sota les mateixes. A nivells més profunds (fins a uns 150 km de profunditat) els models presenten una alternança de blocs conductors i resistius bastant verticalitzats. També s'observa que aquests cossos resistius presenten forma de "Y" al seu límit superior. A les pseudoseccions de les dades, en canvi, es pot veure que els canvis de resistivitat aparent al llarg de cadascun dels perfils per a un període determinat són molt suaus o gairebé inexistents, amb l'única excepció d'un cos conductor situat a la part central dels perfils que coincideix amb el RDC i que només s'observa al mode TE.

Aquestes característiques són fàcilment reconeixibles en els models sintètics realitzats al Capítol 2 d'aquesta tesi i fan sospitar, per tant, de la presència d'efectes anisòtrops a les dades magnetotel·lúriques de la zona d'estudi.

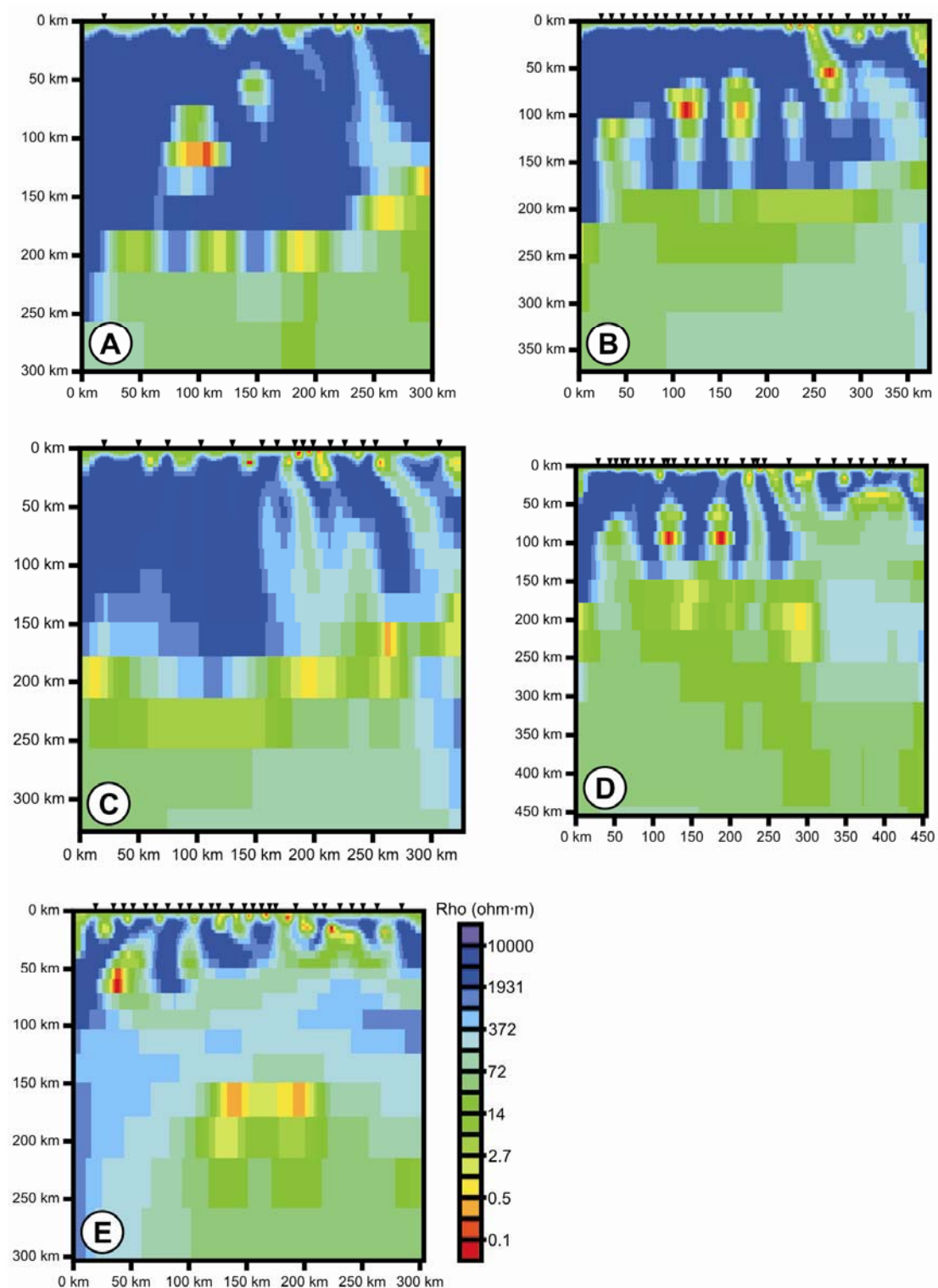


Figura 3.16: Models obtingut de la inversió isòtropa 2D de les dades corresponents als perfils A-E. La direcció dels perfils utilitzada ha estat l'obtinguda prèviament amb l'anàlisi de les dades mitjançant el codi STRIKE. S'han invertit les dades dels modes TE i TM, així com les dades del tipper.

Tenint en compte tots els resultats obtinguts d'aquest exhaustiu anàlisi de les dades es pot concloure que hi ha presència de materials anisòtrops a la litosfera de la zona d'estudi i que, presumiblement, l'estructura geoelectrica es correspon aproximadament a un model regional estratificat 1D amb alguna de les seves capes afectades per anisotropia amb l'excepció de la presència del RDC, que genera efectes clarament 2D al tensor d'impedàncies de les estacions més properes.

Així doncs, per tal de modelitzar la litosfera a la zona d'estudi s'utilitzarà un codi que reproduïx els efectes de l'anisotropia a les dades. A continuació es presentaran els models dels cinc perfils prèviament analitzats (A-E), assignant a cadascun la direcció obtinguda del programa STRIKE. A la Figura 3.17 es mostra la disposició d'aquests perfils.

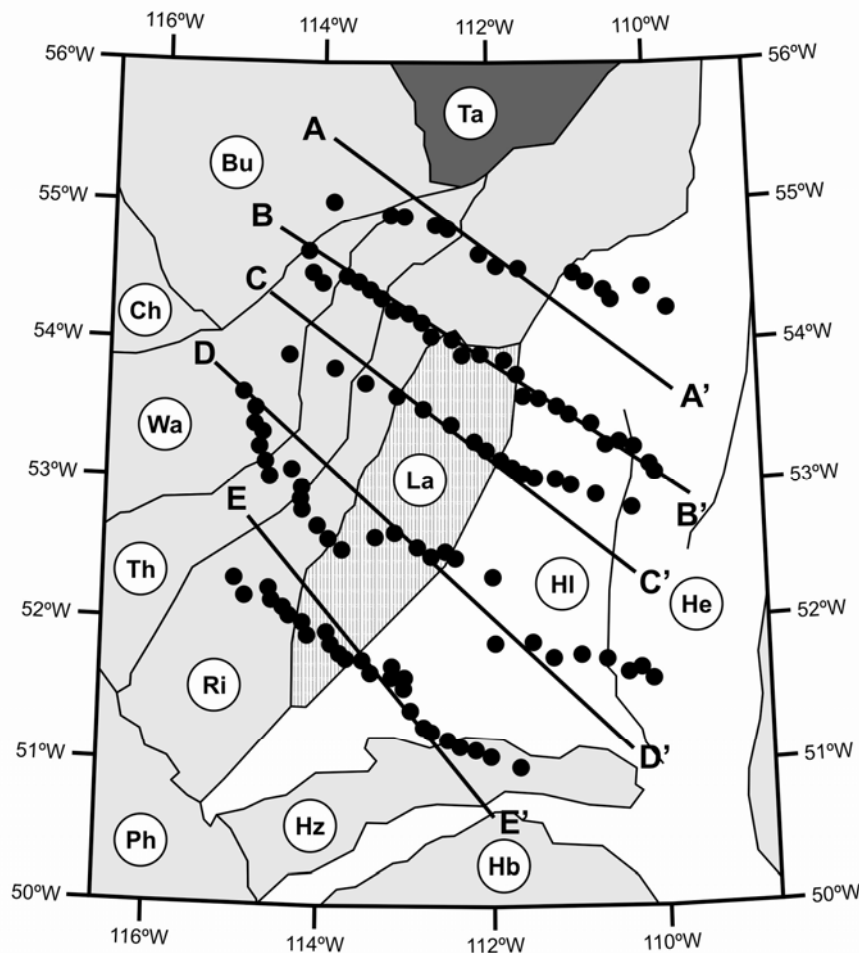


Figura 3.17: Superposició a la Figura 3.9 de la traça dels perfils amb la direcció obtinguda de l'anàlisi de les dades amb el codi STRIKE. Aquests seran els perfils que es modelitzaran a continuació amb un codi anisòtrop 2D.

3.4 Modelització anisòtropa 2D

El codi de Pek i Verner (1997) resol el problema directe magnetotel·lúric per models 2D anisòtrops mitjançant el mètode de les diferències finites. Les respostes obtingudes són el tensor d'impedàncies i els vectors d'inducció a la superfície del model. S'ha utilitzat la versió més actualitzada (Pek, Com. Pers.), que permet incloure la topografia i també calcular les respostes al fons del mar en el cas de les dades marines. S'ha decidit utilitzar un codi que resol el problema directe perquè els codis d'inversió 2D existents en el moment de realitzar la modelització o bé eren d'accés restringit (Mackie, 2002) o bé es trobaven encara en fase de desenvolupament (Pek *et al.*, 2011).

Per utilitzar aquest codi l'usuari crea una malla que s'ajusti a les necessitats de l'estudi i especifica, per a cada cel·la del model, el seu caràcter isòtrop o anisòtrop i la seva resistivitat elèctrica. En el cas anisòtrop, s'han d'especificar els valors de resistivitat en les tres principals direccions i els angles corresponents (Equació 2.1). Una bona aproximació és considerar anisotropia azimuthal (Figura 3.18), que permet reduir les sis variables que caracteritzen l'anisotropia ($\rho_1, \rho_2, \rho_3, \alpha_s, \alpha_D$ i α_L) a només tres ($\rho_1 = \rho_3, \rho_2$ i α_s , ja que $\alpha_D = \alpha_L = 0$; Pek i Verner, 1997; Pek i Santos, 2002).

En els models que es mostraran les variables dels medis anisòtrops seran ρ_1 i ρ_2 (els valors de màxima i mínima resistivitat elèctrica, amb direccions perpendiculars) i l'*strike* anisòtrop (angle entre l'eix de coordenades x i la direcció de ρ_1).

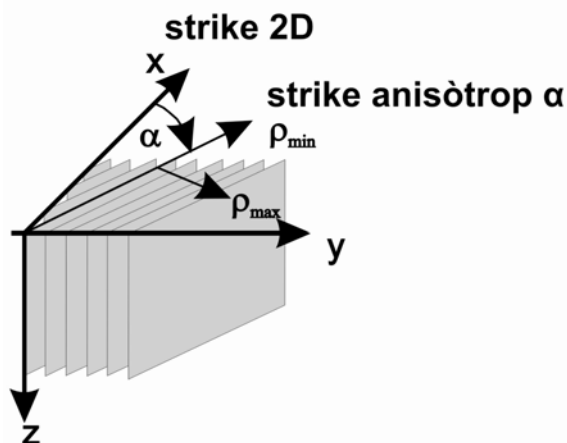


Figura 3.18: Relació entre les variables més utilitzades pel codi de Pek i Verner (1997) en un medi anisòtrop. La direcció de ρ_{min} és perpendicular a la direcció de ρ_{max} i l'angle que fa respecte l'eix x és l'*strike*. La direcció estructural 2D és paral·lela a l'eix x . Modificat de Heise i Pous (2003).

A partir de les respostes obtingudes d'un model inicial s'ha seguit un procés d'assaig i error que ha consistit en modificar els paràmetres de les cel·les fins aconseguir un model que presenti unes respostes que s'ajustin a les dades i que, a la vegada, sigui coherent amb la resta de dades geofísiques i geològiques preexistents.

Els models 2D anisòtrops obtinguts per cada perfil es poden observar a les Figures 3.19a-e, i presenten en tots els casos un *strike* anisòtrop perpendicular al perfil. Per cada model es representa la resistivitat elèctrica en la direcció perpendicular (direcció x) i paral·lela al perfil (direcció y). A sobre de cadascun dels models es pot observar també una ampliació de les estructures superficials més rellevants. També es mostra la comparació entre les dades i les respostes obtingudes dels models, així com la distribució del RMS al llarg de cadascun dels perfils.

A grans trets, els cinc models presenten característiques similars, amb aquestes quatre unitats principals (ordenades de més someres a més profundes):

- Una primera unitat superficial, conductora i isòtropa. Presenta valors de resistivitat elèctrica entre $3 \Omega \cdot m$ i $12 \Omega \cdot m$. El seu gruix és d'uns 2 km al perfil A i augmenta progressivament cap al sudoest fins a assolir gruixos de fins a 6 km al perfil E, essent relativament constant dins de cada perfil. Aquests valors de gruixos i resistivitat elèctrica i el seu caràcter isòtrop indiquen que aquesta unitat es correspon amb la Conca d'Alberta. Es pot veure amb més claredat a les ampliacions situades a sobre de cada model de la Figura 3.19.

- Una segona unitat generalment resistiva i anisòtropa. El grau d'anisotropia és variable però sempre inferior a 2 ordres de magnitud, amb valors més alts de resistivitat en la direcció del perfil (y , aproximadament de $600 \Omega \cdot m$ a $3000 \Omega \cdot m$) que en la direcció perpendicular (x , aproximadament de $40 \Omega \cdot m$ a $200 \Omega \cdot m$). Aquesta unitat s'estén fins a profunditats d'entre 30 km i 40 km en funció del perfil, límit que coincideix amb la Moho dels perfils sísmics existents. Així doncs, aquesta unitat es correspondria amb l'Escut Canadenc. Tot i que aquesta unitat presenta una certa homogeneïtat i els canvis laterals de resistivitat són relativament suaus, cal destacar que conté un cos conductor que influeix significativament en les dades. Aquest cos és també anisòtrop però amb una resistivitat elèctrica extremadament baixa (fins a $0.1 \Omega \cdot m$ en algunes zones) i està situat a la part superior de la unitat. Presenta un gruix de pocs centenars de metres i una extensió que augmenta progressivament des dels pocs quilòmetres al perfil A fins a

desenes de quilòmetres al perfil E. La seva situació als perfils i la seva elevadíssima conductivitat suggereixen que es tracta del RDC. A les ampliacions de la Figura 3.19 es poden observar les seves característiques i la seva localització per a cadascun dels perfils.

Cal remarcar que els perfils D i E també mostren un altre cos conductor a la zona més profunda (uns 30 km aproximadament) de l'escorça en la seva meitat SE, però amb valors de resistivitat elèctrica més moderats. Aquest cos conductor, que estaria associat al límit entre els blocs de Loverna i Medicine Hat, es correspondria amb una estructura tectònica prèviament interpretada per Eaton *et al.* (1999) com una zona de col·lisió continental que involucra una subducció parcial d'escorça continental i que dona lloc a una escorça parcialment eclogitzada.

· Una tercera unitat que presenta generalment una forta anisotropia i que s'estén des de la Moho fins a profunditats d'aproximadament 280 km. Aquesta unitat presenta un grau d'anisotropia de més de dos ordres de magnitud, amb valors d'entre 800 $\Omega\cdot m$ i 3000 $\Omega\cdot m$ en la direcció y i valors d'entre 2 $\Omega\cdot m$ i 15 $\Omega\cdot m$ en la direcció x . Les profunditats del sostre d'aquesta unitat (de 30 km a 40 km) i de la seva base (de 250 km a 280 km) indiquen que es tracta del mantell litosfèric i que aquests límits corresponen a la Moho i al LAB respectivament. Malgrat el caràcter fortament anisòtrop d'aquesta unitat, cal destacar que a la seva part superior (just sota de la Moho) i als extrems NW dels perfils (o en tota la seva extensió pel perfil A) hi apareix una zona isòtropa amb valors de resistivitat elèctrica elevats (3000 $\Omega\cdot m$).

· Una quarta unitat, isòtropa i amb un valor homogeni de resistivitat de 20 $\Omega\cdot m$, que se situa per sota del LAB. Aquest valor de resistivitat elèctrica sembla indicar que es tracta de material astenosfèric (Eaton *et al.*, 2009). No s'aprecia cap tipus d'estructura interna dins d'aquesta unitat, tot i que a aquestes profunditats tan elevades la manca de resolució és ja molt important.

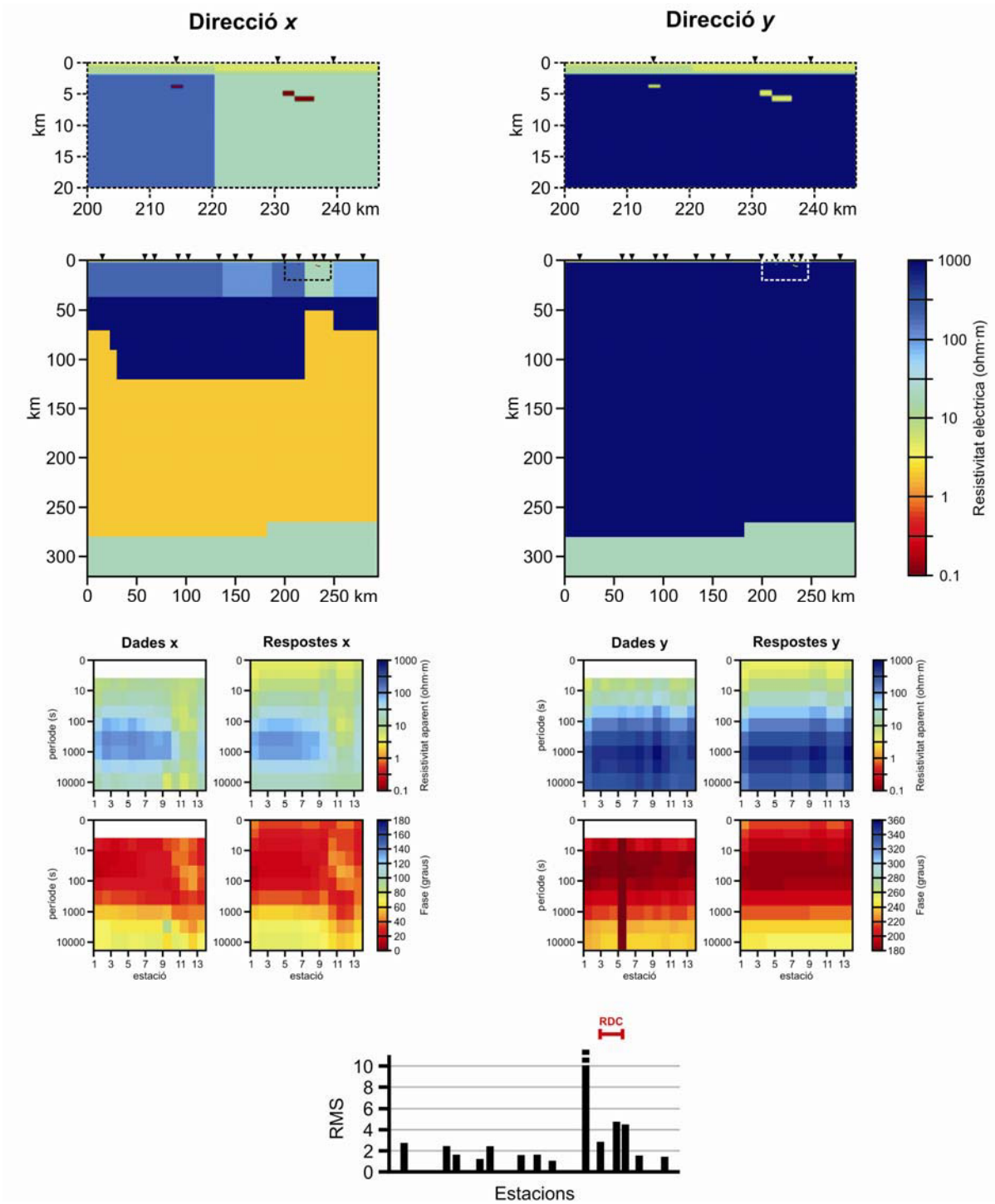


Figura 3.19a: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil A i aplicació de les estructures més superficials. Direcció x: resistivitat elèctrica en la direcció perpendicular al perfil. Direcció y: resistivitat elèctrica en la direcció del perfil. A la part inferior es poden observar els ajustos de les respostes del model a les dades (tant per la resistivitat aparent com per la fase) així com la distribució del RMS al llarg del perfil.

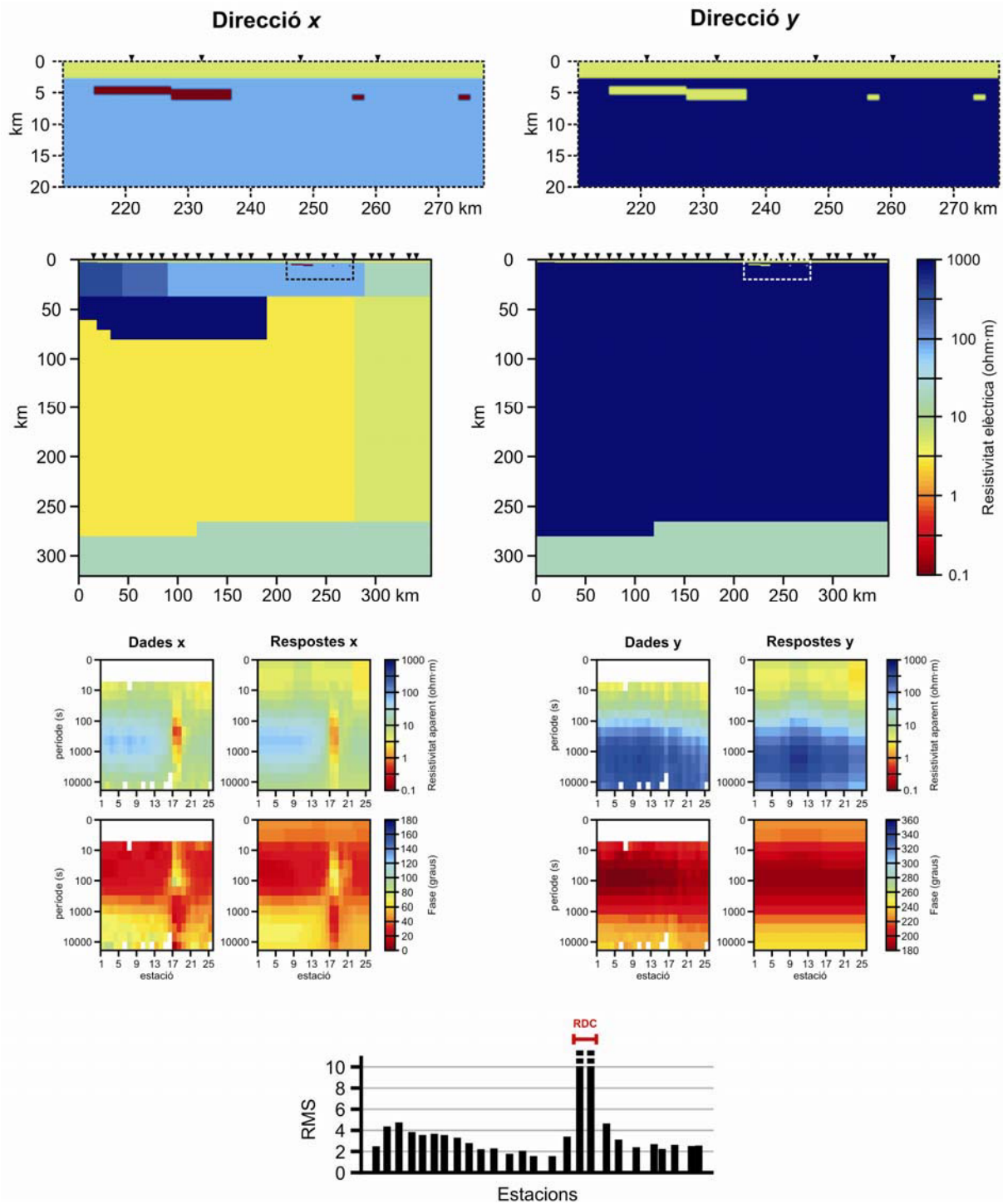


Figura 3.19b: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil B. (veure descripció a 3.19a).

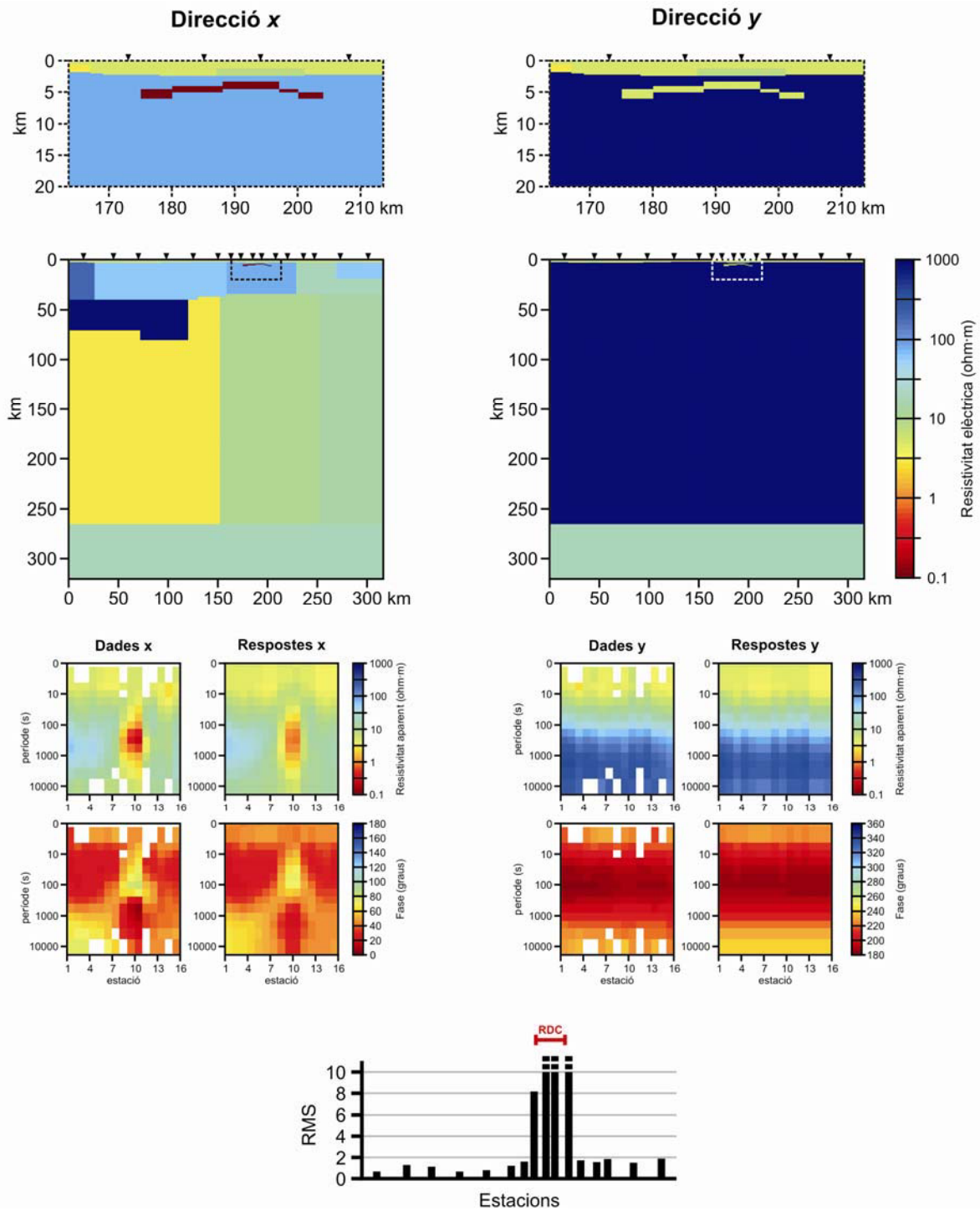


Figura 3.19c: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil C. (veure descripció a 3.19a).

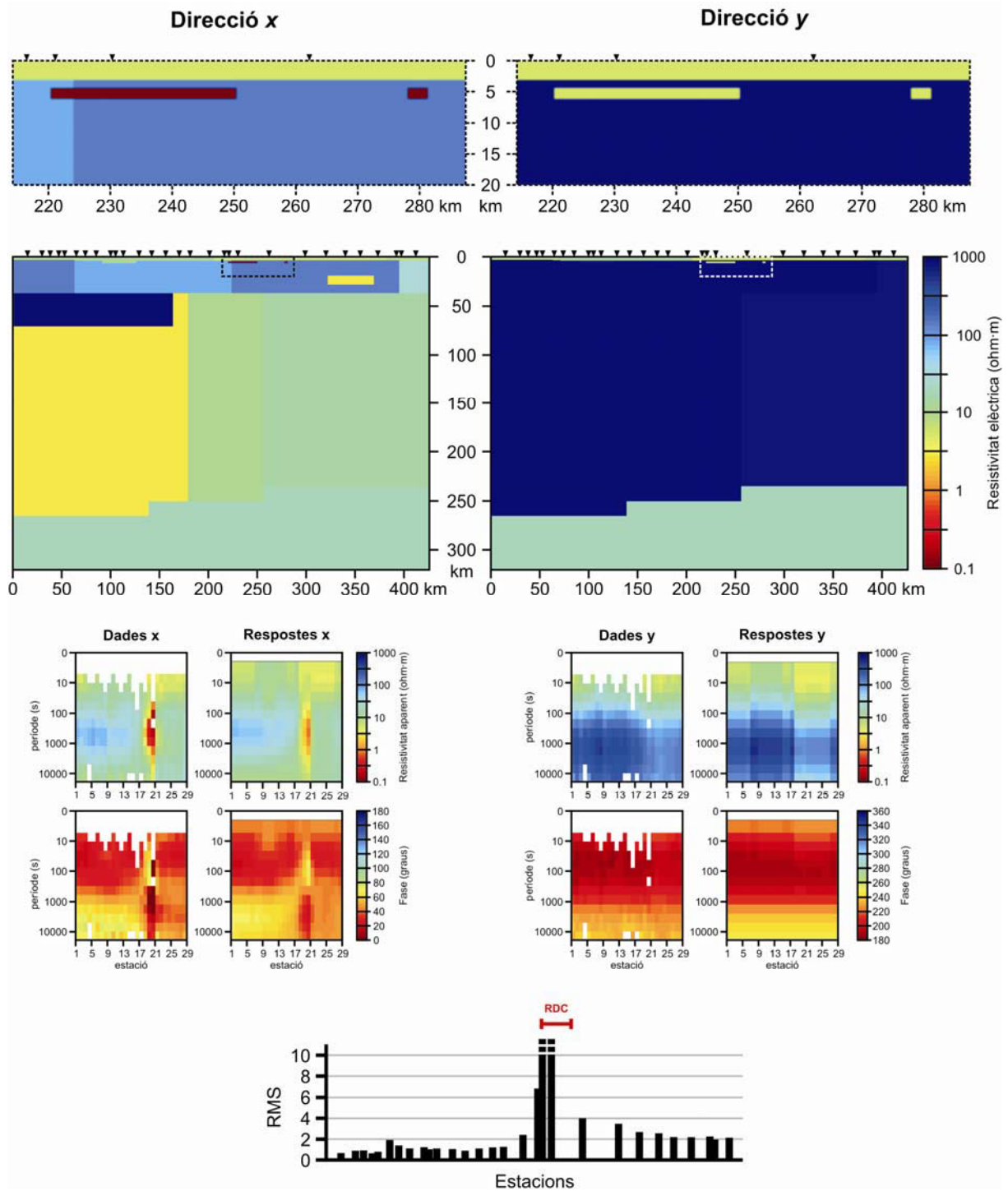


Figura 3.19d: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil D. (veure descripció a 3.19a).

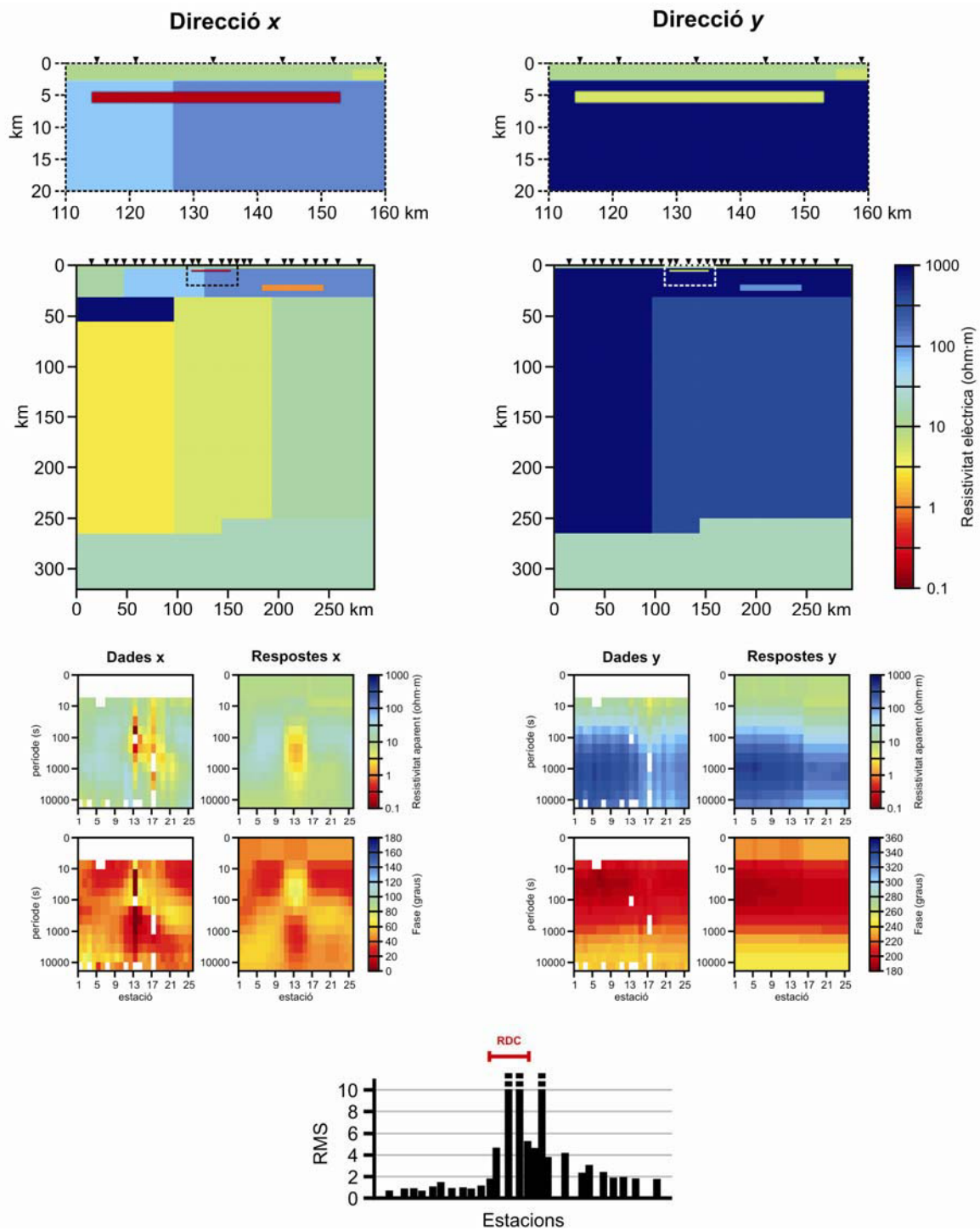


Figura 3.19e: Model de resistivitat elèctrica obtingut per al Perfil E. (veure descripció a 3.19a).

3.5 Anàlisi de l'anisotropia present a la zona d'estudi

Tal i com s'ha vist a l'apartat anterior, l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi és estratificada, amb la particularitat de l'existència de materials anisòtrops amb un *strike* anisòtrop paral·lel a l'*strike* estructural ($\alpha_s = \alpha$). Els models 2D presentats situen el límit de la base de la Conca d'Alberta i la Moho a profunditats que són compatibles amb les obtingudes mitjançant altres mètodes geofísics i que són coherents amb una zona de crató. El LAB queda caracteritzat a una profunditat lleugerament superior al que s'esperava (fins a 280 km). Tot i així, la modelització 2D amb anisotropia realitzada en aquest treball requereix d'una anàlisi posterior de les possibles causes d'aquesta anisotropia elèctrica a les diferents unitats.

3.5.1 Anisotropia elèctrica a l'escorça

A l'apartat 3.4 s'ha descrit l'escorça a la zona d'estudi com una unitat resistiva però que presenta un cert grau d'anisotropia, ja que presenta valors més alts de resistivitat en la direcció del perfil (y) que en la direcció perpendicular (x). Si bé és cert que cadascun dels blocs que conformen l'Escut Canadenc presenta valors de resistivitat diferents i que aquests varien gradualment entre els perfils, es manté en tots els casos una relació de menys de dos ordres de magnitud entre la resistivitat elèctrica en les direccions x i y .

Tal i com s'ha explicat al Capítol 2, l'anisotropia elèctrica a l'escorça és normalment conseqüència o bé de l'orientació d'alguna fase mineral en una direcció preferent com per exemple el grafit (Jones, 1992; Pous *et al.*, 2004) o bé de la presència de discontinuïtats tals coms dics, falles i fractures que segueixen una direcció preferent (Miensofust i Jones, 2011). La primera opció seria possible en aquest context, ja que les mineralitzacions de grafit es poden trobar a tot el rang de profunditats de l'escorça (Jodicke, 1992). La segona opció, però, sembla la més probable, ja que la direcció que presenta un valor més baix de resistivitat elèctrica (direcció x) coincideix amb la direcció de les estructures geoelectriques determinades a l'apartat 3.3.2. A més, el context tectònic compressiu que ha patit l'Escut Canadenc durant la seva formació afavoreix l'existència de multitud de falles, tal i com es pot observar a la interpretació dels perfils sísmics que presenta Ross (2002) i que ja s'han mostrat a la Figura 3.5.

3.5.2 El Red Deer Conductor

El cos extremadament conductor situat a la part superior de l'escorça que s'ha determinat com el RDC, està situat entre els blocs de Lacombe i Loverna i presenta valors constants de resistivitat elèctrica de $0.1 \Omega \cdot m$ en la direcció x i $5 \Omega \cdot m$ en la direcció y a tota la zona d'estudi. El grau d'anisotropia continua essent de menys de dos ordres de magnitud, coincidint d'aquesta manera amb els valors obtinguts a la resta de l'escorça a la zona d'estudi. Això sembla indicar que la causa de l'anisotropia d'aquest cos no és aliena a la de la resta de l'escorça, però que existeix algun factor que fa disminuir dràsticament la resistivitat elèctrica del cos en qüestió.

Com que la posició del RDC coincideix amb una anomalia magnètica positiva (Boerner *et al.*, 1995), cal tenir en compte que la permeabilitat magnètica també augmenta i que, per tant, el càlcul de les respostes magnetotel·lúriques en aquest punt ha de contemplar aquest efecte. Malauradament el codi de modelització utilitzat no permet tenir en compte aquest factor i per tant, tenint en compte l'Equació 1.9, el fet que existeixi una anomalia magnètica fortament positiva fa que les dades mostrin per al cos en qüestió una conductivitat elèctrica més alta de la que realment presenta (Kiss *et al.*, 2005). És per això que tot i utilitzar valors de $0.1 \Omega \cdot m$ no s'arriba a ajustar les corbes de resistivitat aparent de la direcció x a les estacions de mesura que es troben situades just a sobre del RDC.

Tal i com s'ha explicat anteriorment, la distància entre estacions, la mida de la malla i les freqüències de mesura utilitzades en aquest treball permeten reconèixer el RDC com un cos molt conductor i anisòtrop, determinar-ne l'extensió i delimitar aproximadament la profunditat a la que es troba i el gruix que presenta, però per determinar l'origen d'aquesta elevada conductivitat associada a una anomalia magnètica positiva i caracteritzar degudament la morfologia del cos en qüestió caldria fer un estudi molt més detallat i utilitzant també altres tècniques geofísiques i geoquímiques. La presència de minerals ferromagnètics a l'escorça, per exemple, podria explicar tant l'elevada conductivitat elèctrica com l'anomalia magnètica positiva, però no tenim prou elements com per discernir amb precisió l'origen del comportament elèctric i magnètic del RDC.

3.5.3 Anisotropia elèctrica al mantell litosfèric

El grau d'anisotropia que presenta el mantell litosfèric a la zona d'estudi (fins a dos i tres ordres de magnitud en algun dels perfils) és molt elevat i no és compatible

amb alguns dels mecanismes coneguts que generen anisotropia al mantell litosfèric i que ja s'han explicat a l'apartat 2.2.2.

La presència de grafit en les zones de sutura de les arrels litosfèriques dels diferents blocs de l'Escut Canadenc podria explicar el caràcter anisòtrop del mantell litosfèric, però només fins a una ratio de 1:15 entre les direccions x i y (Mareschal *et al.*, 1995), i en aquest cas estem parlant d'una ratio aproximada de 1:1000. Així doncs, aquest opció quedaria descartada.

L'existència de fusió parcial orientada en una direcció preferent al mantell litosfèric podria ser també una causa d'anisotropia (Yoshino *et al.*, 2006; Caricchi *et al.*, 2011), però en aquest cas difícilment s'explicarien valors de resistivitat elèctrica tan baixos com els que trobem en la direcció x en alguns perfils (fins a 2-3 $\Omega\cdot m$) ni, sobretot, la diferència de més de dos ordres de magnitud entre els valors de resistivitat elèctrica obtingudes per les direccions x i y .

La difusió anisòtropa de l'hidrogen a l'olivina preferentment orientada i en presència d'aigua, en canvi, es presenta com l'opció més probable per explicar el comportament geoelectric del mantell litosfèric, ja que l'olivina és el mineral més abundant al mantell superior i és elèctricament anisòtropa al llarg de l'eix [100]. Aquest eix té el coeficient de difusió de l'hidrogen més alt que la resta, fent que sigui la direcció més conductora (Kohlstedt i Mackwell, 1998). Tal i com s'ha explicat al Capítol 2, Gatzemeier i Tommasi (2006) van demostrar que factors d'anisotropia de dos a tres ordres de magnitud són possibles degut a la difusió de l'hidrogen en l'olivina del mantell litosfèric, assolint valors de resistivitat elèctrica propers a 1 $\Omega\cdot m$ al llarg de l'eix [100]. Cal recordar que els estudis telesísmics (Shragge *et al.*, 2002) suggereixen la presència d'un mantell fred i d'alta densitat, fet que coincidiria amb aquesta proposta. A més, l'anisotropia de velocitat de les ones sísmiques a la zona d'estudi (Figura 3.7) mostra una velocitat màxima en la direcció NE-SW (direcció x de l'anisotropia elèctrica). Existeixen diversos treballs que relacionen la direcció de màxima velocitat de les ones sísmiques amb la direcció de màxima conductivitat elèctrica en zones amb anisotropia (Simpson, 2002; Eaton *et al.*, 2004; Roux *et al.*, 2011). A més, quan l'anisotropia està causada per una difusió anisòtropa de l'hidrogen en l'olivina aquesta direcció és la que coincideix amb l'eix [100] dels cristalls (Gatzemeier i Moorkamp, 2005).

Així doncs tot sembla indicar que la hipòtesi de la difusió anisòtropa de l'hidrogen a l'olivina preferentment orientada seria la causa de l'elevat grau d'anisotropia elèctrica que presenta el mantell litosfèric. Això implica necessàriament la presència d'aigua, encara que sigui en molt poca quantitat (pocs centenars de ppm). Aquesta orientació preferent de l'olivina també explica l'anisotropia que presenta la velocitat de les ones sísmiques al mantell litosfèric.

En resum, la presència o no d'aigua al mantell litosfèric determina en aquest cas si existeix o no anisotropia elèctrica al mantell litosfèric. Aquesta pot ser una possible explicació del fet que hi hagi algunes zones de la part superior d'aquesta unitat que no presenten anisotropia, ja que el valor de resistivitat elèctrica que presenten en la direcció x ($3000 \Omega \cdot m$) coincideix amb els de la direcció y de les zones que sí que presenten anisotropia. Això té sentit, ja que el valor de resistivitat que presenta l'olivina seca és similar al que presenta l'olivina amb difusió anisòtropa de l'hidrogen en el seu eix [010] (Gatzemeier i Moorkamp, 2005).

3.6 Conclusions

Un cop analitzades les dades provinents de 111 estacions magnetotel·lúriques a la zona d'estudi i construïts els models de resistivitat elèctrica, s'ha arribat a les següents conclusions:

- L'anàlisi exhaustiu de les dades determina que l'estructura litosfèrica regional a la zona d'estudi és 1D (estratificada) amb algunes de les capes afectades per anisotropia.
- La modelització anisòtropa permet diferenciar quatre unitats principals: la Conca d'Alberta, l'Escut Canadenc, el mantell litosfèric i l'astenosfera.
- A la part superior de l'Escut Canadenc i seguint el contacte entre els blocs de Lacombe i Loverna s'observa un cos prim extremadament conductor (RDC) que augmenta la seva extensió progressivament cap al SW.
- La macroanisotropia és la causa principal de l'anisotropia a l'escorça i està relacionada amb processos tectònics (falles, fractures, circulació de fluids, etc.)

· La difusió anisòtropa de l'hidrogen a l'olivina en presència d'aigua és la causa principal de l'anisotropia elèctrica al mantell litosfèric, éssent aquesta més forta a les zones més properes al límit de l'Escut Canadenc.

A la Figura 3.20 es mostra un esquema-resum simplificat de l'estructura litosfèrica del sud de la província d'Alberta coincidint amb el Perfil C. Es pot observar la disposició de les unitats anteriorment descrites.

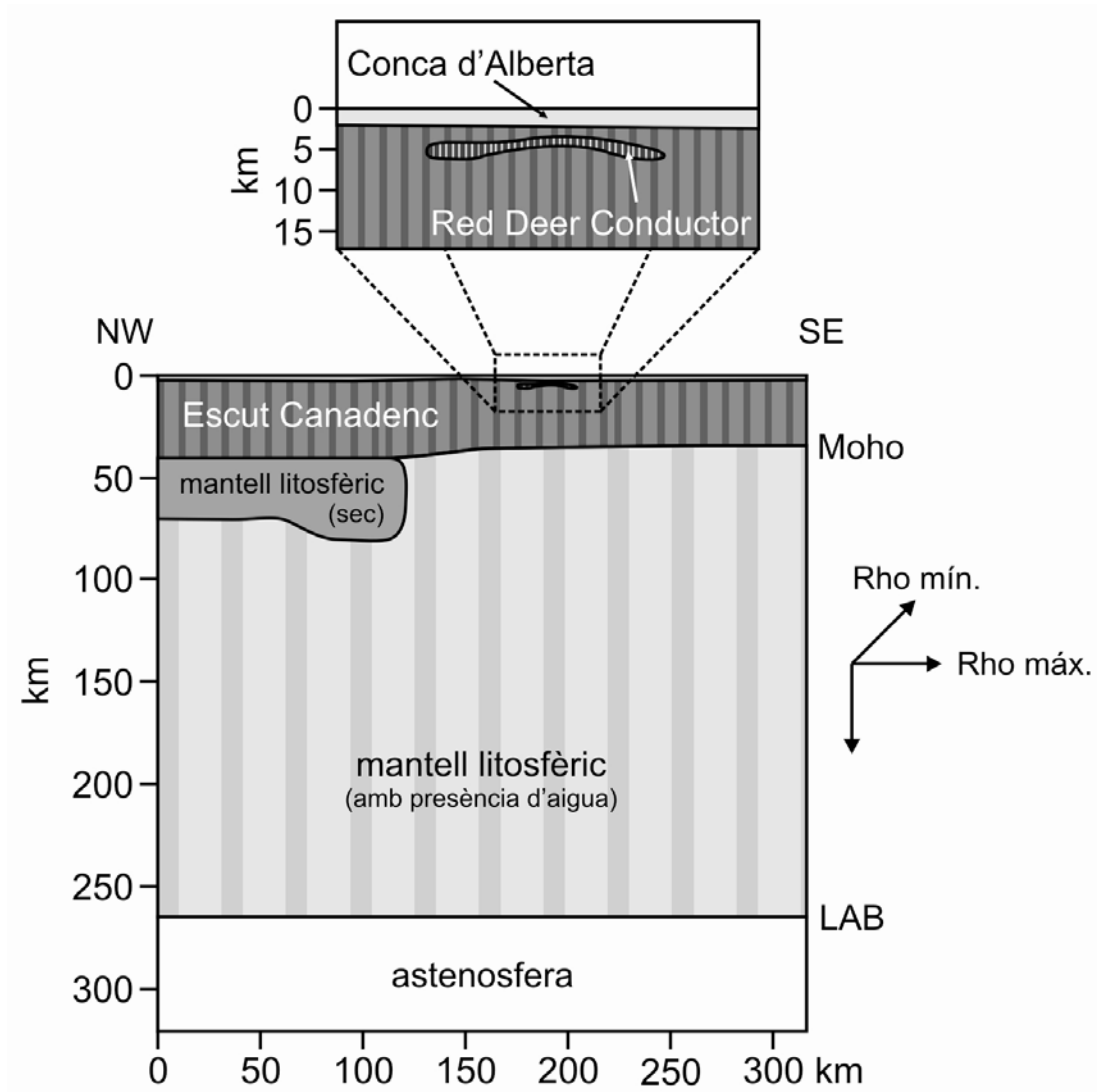


Figura 3.20: Esquema resum de l'estructura litosfèrica a la zona d'estudi, corresponent al perfil C.

CAPÍTOL 4: Caracterització geolèctrica de la litosfera a la Serralada Bètica (Espanya)

4.1 Introducció

La Serralada Bètica es troba a la zona de contacte entre la placa Africana i la placa Ibèrica i, degut a la seva complexa estructura geològica, ha estat objecte de nombrosos estudis al llarg de les darreres dècades. En tractar-se d'un sistema geològic i geodinàmic complex, s'han proposat diferents models geodinàmics per explicar tant la seva estructura litosfèrica com la seva evolució en el temps.

En aquest capítol es presentarà un model de l'estructura geolèctrica de la litosfera a la Serralada Bètica basat en dades magnetotel·lúriques (el primer d'aquestes característiques en aquesta regió) i es compararà amb altres dades geofísiques existents. També s'avaluaran els models geodinàmics proposats amb anterioritat tenint en compte els resultats obtinguts en aquest treball.

El contingut del capítol es dividirà en tres grans blocs. En el primer s'aprofundirà en el context geològic, geofísic i geodinàmic de la Serralada Bètica, fent especial èmfasi en els models geodinàmics que s'han proposat amb anterioritat per explicar la seva estructura litosfèrica. En el segon bloc es presentarà la campanya d'adquisició de dades realitzada per aquest projecte, així com el processat i l'anàlisi de la dimensionalitat de les mateixes. Finalment, en el tercer bloc es presentarà el model geolèctric obtingut del procés d'inversió de les dades magnetotel·lúriques, es discutiran els models geodinàmics proposats amb anterioritat i se'n presentarà un de nou que té en compte els resultats obtinguts en aquest estudi.

4.2 Context geològic, geofísic i geodinàmic

4.2.1 Context geològic

La Serralada Bètica (o Serralades Bètiques) és un orogen alpí situat al sud de la Península Ibèrica que s'estén des del Golf de Cadis fins a les Illes Balears amb una direcció WSW-ENE (Figura 4.1). Juntament amb la Serralada del Rif al nord del Marroc constitueix la part més occidental de l'orogen alpí que envolta el límit occidental del Mediterrani, formant un arc que envolta l'actual Mar d'Alborán (Arc de Gibraltar) i que es va formar des de finals del Cretaci com a conseqüència de la convergència de les plaques Africana i Ibèrica.

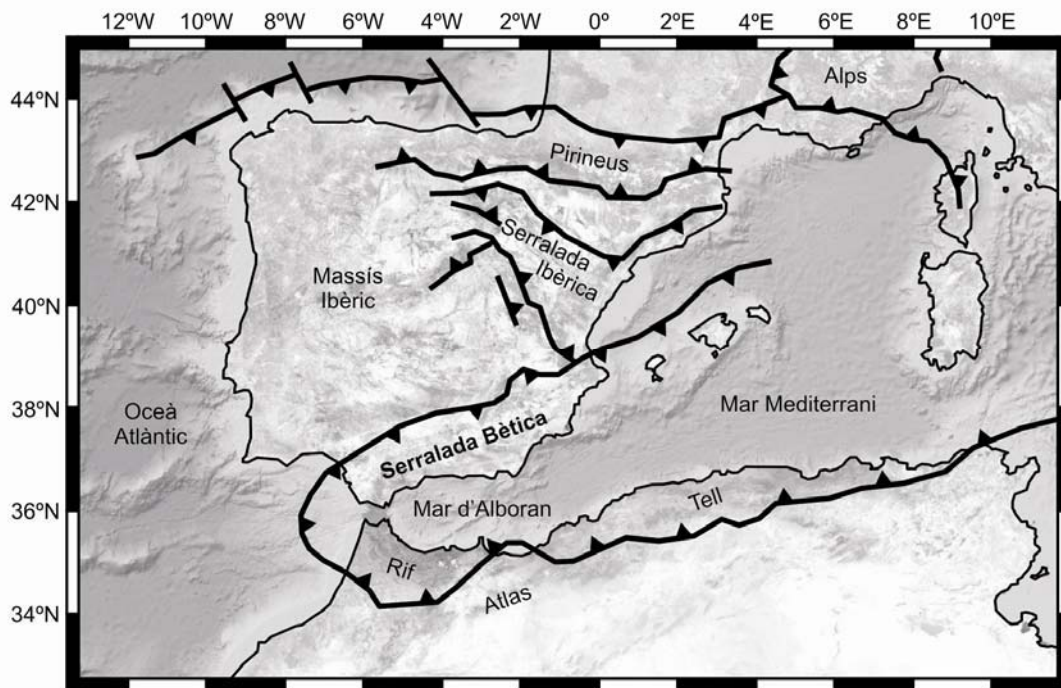


Figura 4.1: Mapa tectònic simplificat de la zona oest del Mediterrani. Basat en Vergés i Sàbat (1999).

En el procés de formació de l'Arc de Gibraltar i de la Conca d'Alborán s'hi identifiquen tres estadis (Azañón *et al.*, 2002 i referències incloses; Vera, 2004 i referències incloses):

a) Una etapa mesozoica extensional (Triàsic Superior – Cretaci Superior) durant la qual la placa Africana es movia en direcció SE respecte la placa Ibèrica, donant lloc a l'obertura d'un oceà anomenat Tethys i a marges passius en els límits d'ambdues plaques.

b) Una etapa iniciada a finals del Cretaci i finalitzada a l'Oligocè que es va caracteritzar per un moviment convergent NE-SW a N-S entre les plaques Ibèrica i Africana que va donar lloc a la formació d'un orogen, constituint l'anomenat Domini d'Alborán.

c) Una etapa iniciada a l'Oligocè i finalitzada al Miocè amb una forta activitat tectònica desenvolupada durant l'alentiment de la convergència N-S entre Ibèria i Àfrica. En

aquesta etapa es va produir l'obertura de la Conca d'Alborán i el Domini d'Alborán es desplaçà cap a l'oest fins col·lisionar al Miocè amb els paleomarges passius de les plaques Africana i Ibèrica, donant lloc a cinturons de plecs i falles (Serralades Bètiques i Rif) amb les successions sedimentàries dipositades prèviament en aquests marges. Al mateix temps l'edifici d'encavalcaments prèviament formats al Domini d'Alborán va quedar afectat per falles normals de baix angle que aprimaren l'escorça fins a 13-20 km a l'interior de la Conca d'Alborán.

Com a resultat d'aquesta evolució geològica, a l'Arc de Gibraltar existeixen diferents unitats tectòniques diferenciades (Azañón *et al.*, 2002 i referències incloses; Vera, 2004 i referències incloses), que en la seva meitat nord són (Figura 4.2):

Les **Zones Externes**, que afluïren extensament al S i SE del Massís Ibèric i de la vall del Guadalquivir, des del Golf de Cadis fins a la província d'Alacant, estan formades principalment per roques sedimentàries mesozoïques i cenozoïques dipositades als paleomarges existents al sud d'Ibèria. Aquestes roques, que avui en dia formen la part més externa de l'arc de Gibraltar, es troben en sistemes de plecs i falles en els quals els sediments triàsics de fàcies Keuper actuen com a nivell regional de desenganxament. Les Zones Externes encavalquen la zona més meridional del Massís Ibèric, però aquest contacte queda segellat, en gran part, pels materials de la Conca del Guadalquivir.

A la Serralada Bètica es diferencien dos dominis tectonoestratigràfics diferents dins de les Zones Externes: el Prebètic i el Subbètic. Ambdós estan formats per successions de roques sedimentàries d'edats que varien entre el Triàsic i el Miocè i que es troben altament deformades, però amb un grau de metamorfisme molt baix o gairebé nul, ja que la deformació va tenir lloc als nivells més superficials de l'escorça. El Prebètic aflora gairebé exclusivament a la meitat oriental de la Serralada Bètica, mentre que el Subbètic, que encavalca sobre el Prebètic, aflora al sud del mateix i al nord de les Zones Internes. L'estructura interna del Subbètic és molt més complexa que la del Prebètic, fins al punt que en alguns sectors aquestes unitats han perdut la seva coherència interna i han format el que s'anomenen Complexos Caòtics Subbètics, que són masses caòtiques bretxificades.

Les **Zones Internes**, que afloren des de Màlaga fins a Múrcia, formen la regió més deformada de l'orogen i estan constituïdes per un apilament antiforme d'unitats tectòniques superposades a la que se li afegeix una zona frontal d'imbricacions a l'àrea de contacte amb el Complex del Campo de Gibraltar i les Zones Externes Bètiques. Estan formades per roques metamòrfiques paleozoiques i (localment) mesozoiques que encavalquen sobre les Zones Externes. L'estructura interna de les Zones Internes Bètiques és molt complexa, ja que l'apilament d'unitats tectòniques superposades (emplaçat anteriorment al Miocè) va ser afectat per falles normals de baix angle durant la posterior obertura de la Conca d'Alborán (Oligocè – Miocè).

En funció de les diferències estratigràfiques i del grau i tipus de metamorfisme que presenten, les Zones Internes es divideixen en tres grans unitats tectòniques separades per falles normals de baix angle: el Complex Nevado-Filábride, el Complex Alpujárride i el Complex Maláguide. Els complexos Nevado-Filábride i Alpujárride estan formats per seqüències litoestratigràfiques que mostren deformació dúctil i metamorfisme, mentre que el Complex Maláguide està format per roques deformades però no metamorfitzades.

El **Complex del Campo de Gibraltar**, que aflora principalment a les províncies de Cadis i Màlaga però del que poden trobar-se afloraments al llarg de tot l'orogen, es troba situat entre les Zones Externes i les Zones Internes. Les unitats d'aquest complex estan formades per roques sedimentàries mesozoiques i cenozoiques desenganxades del basament original i no afectades pel metamorfisme alpí. El basament probablement era d'escorça oceànica, generada durant el Mesozoic entre les Zones Internes i les Zones Externes i que va desaparèixer mitjançant un procés de subducció. Sobre aquest substrat es van dipositar sediments de fàcies marines molt profundes (argiles, margues i turbidites de fàcies Flysch) principalment siliciclàstiques. La seva estructura és molt caòtica, especialment al llarg del límit amb les Zones Internes on presenta una deformació molt intensa.

Entre les Zones Externes i el Massís Ibèric s'hi troba la Conca del Guadalquivir, que és una conca d'avantpaís reblerta per sediments a partir del Miocè inferior. A més, mitjançant un contacte discordant i per sobre de l'orogen s'hi troben successions de materials del Miocè superior, Pliocè i Quaternari que formen part de les denominades Conques Postorogèniques. Les falles normals que determinen l'actual estructura de les

Zones Internes Bètiques desenvoluparen aquestes conques intramuntanyoses reblertes amb sediments (continentals i marins) neògens i quaternaris com per exemple la Conca de Granada i la Conca de Guadix-Baza. En algunes d'aquestes conques s'hi troben també roques volcàniques calcoalcalines neògenes (Cabo de Gata, Illa d'Alborán).

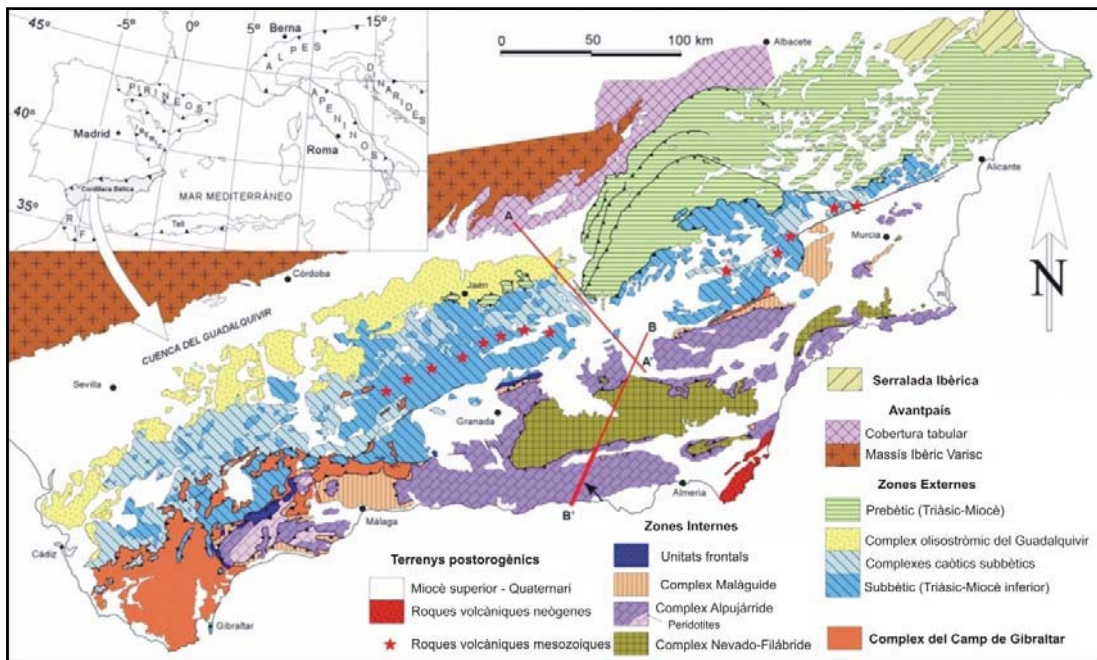


Figura 4.2: Mapa geològic de la Serralada Bètica en el que es mostra l'extensió dels afloraments de cadascuna de les diferents unitats. Modificat de Vera, 2004.

4.2.2 Context geofísic i geodinàmic

L'Arc de Gibraltar i, en concret, la Serralada Bètica, han estat objecte de nombrosos estudis amb l'objectiu de determinar la seva estructura en profunditat. Els mètodes geofísics han jugat un paper essencial en l'elaboració d'aquests estudis, ja que els models proposats s'han basat gairebé exclusivament en ells per la seva justificació.

No és l'objectiu d'aquesta tesi presentar i descriure totes les dades geofísiques que s'han obtingut a la Serralada Bètica, i més tenint en compte que treballs recents ja han fet aquesta feina de manera prou acurada (p.e. Martí, 2006; Pedrera, 2008; Gutscher *et*

al., 2012). Sí que cal destacar, però, que existeixen dades gravimètriques (Torné i Banda, 1992; Jabaloy *et al.*, 1995; Pedrera *et al.*, 2009, 2010), dades magnètiques (Ardizzone *et al.*, 1989), perfils de sísmica de refracció (Suriñach i Udías, 1978; Banda i Ansorge, 1980; Banda *et al.*, 1983; Medialdea *et al.*, 1986; Banda *et al.*, 1993, Suriñach i Vegas, 1993), perfils de sísmica de reflexió (García-Dueñas *et al.*, 1994; Jabaloy *et al.*, 1995; Jabaloy *et al.*, 2007), dades de sismicitat i de tomografia sísmica (Blanco i Spakman, 1993; Dañobeitia *et al.*, 1998; Serrano *et al.*, 1998; Calvert *et al.*, 2000; Morales *et al.*, 1999; Spakman i Wortel, 2004; Koulakov *et al.*, 2009; Díaz *et al.*, 2010; Dündar *et al.*, 2011; IGN, 2013; Mancilla *et al.*, 2013), dades de flux de calor (Polyak *et al.*, 1996; Fernández *et al.*, 1998), dades de GPS (Khazaradze *et al.*, 2008; Mancilla *et al.*, 2013) i dades magnetotellúriques (Pous *et al.*, 1999; Martí *et al.*, 2009b; Pedrera *et al.*, 2009; Ruiz-Constán *et al.*, 2010; Ruiz-Constán *et al.*, 2012). Algunes d'aquestes dades han estat rellevants per a l'estudi que es presenta a continuació i seran citades posteriorment.

És important destacar que molts estudis es basen en la modelització conjunta de diferents tipus de dades. Així doncs, Soto *et al.* (2008) o Fullea *et al.* (2010) presenten mapes de profunditat de la Moho i del límit litosfera - astenosfera, així com models de temperatura o de velocitat de les ones sísmiques derivats de la mateixa modelització. Existeixen també altres estudis que no estan centrats exclusivament a l'Arc de Gibraltar però que també presenten modelitzacions similars que inclouen la zona d'estudi, com per exemple el presentat per Tesauro *et al.* (2009). A la Figura 4.3 es mostren alguns d'aquests mapes a títol d'exemple. A nivell de l'escorça superior també existeixen estudis multidisciplinaris (p.e. Carbonell *et al.*, 1998; Pedrera *et al.*, 2009; Ruiz-Constán *et al.*, 2012; Mancilla *et al.*, 2013).

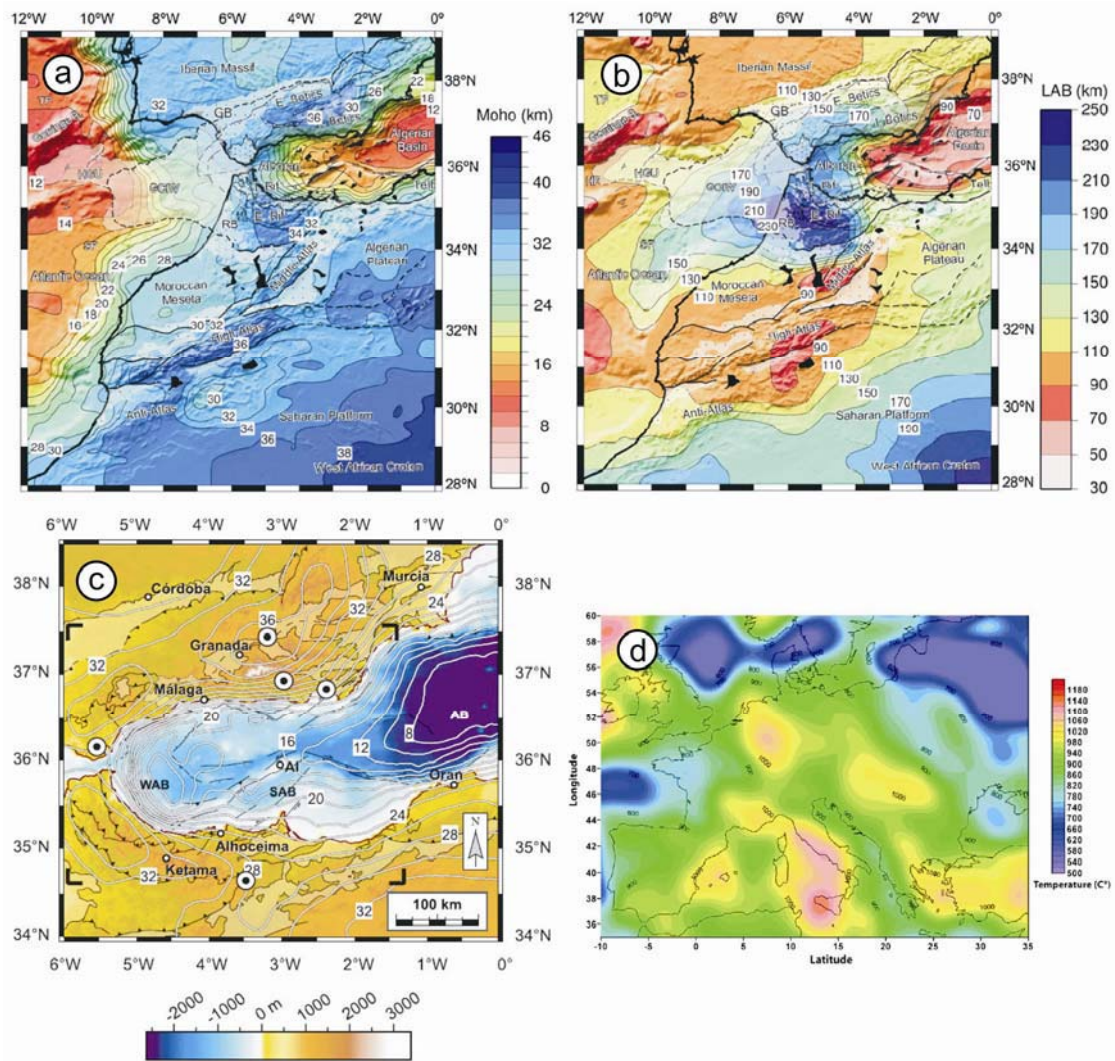


Figura 4.3: a) Mapa de profunditat de la Moho segons el model de Fullea et al. (2010). b) Mapa de profunditat del límit litosfera-astenosfera segons el model de Fullea et al. (2010). c) Mapa de profunditat de la Moho segons el model de Soto et al. (2008). d) Mapa de temperatures a 60 km de profunditat segons el model de Tesauro et al. (2009).

Els models geodinàmics proposats per explicar l'estructura litosfèrica de l'Arc de Gibraltar i l'obertura de la Conca d'Alborán estan basats en aquestes dades geològiques i geofísiques, però les hipòtesis que els seus autors presenten pel que fa a l'evolució geodinàmica i l'estructura litosfèrica actual són molt diferents.

· Platt i Vissers (1989) i Platt *et al.* (1998) suggereixen que l'estructura actual és la conseqüència de l'arrencament per convecció d'una arrel litosfèrica prèviament engruixida que, a la vegada, ha causat elevació i extensió (Figura 4.4).

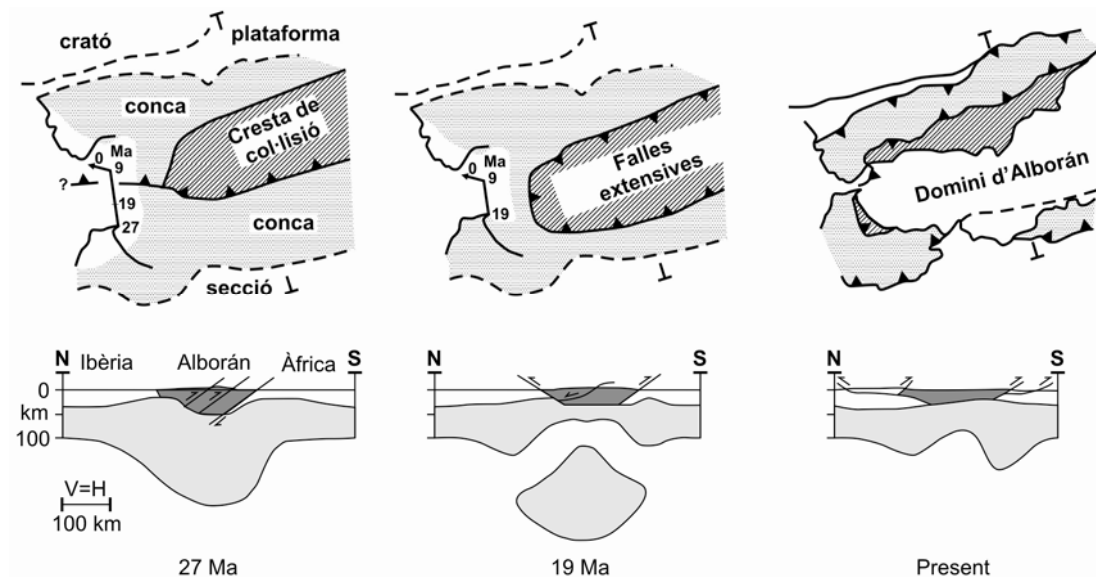


Figura 4.4: Evolució de l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi des de l'Oligocè fins a l'actualitat proposada per Platt i Vissers (1989, modificació).

· Seber *et al.* (1996), Mezcua i Rueda (1997) i Calvert *et al.* (2000) suggereixen que l'estructura litosfèrica actual es deu a un procés de delaminació litosfèrica causat pel col·lapse gravitacional d'una litosfera prèviament engruixida (Figura 4.5).

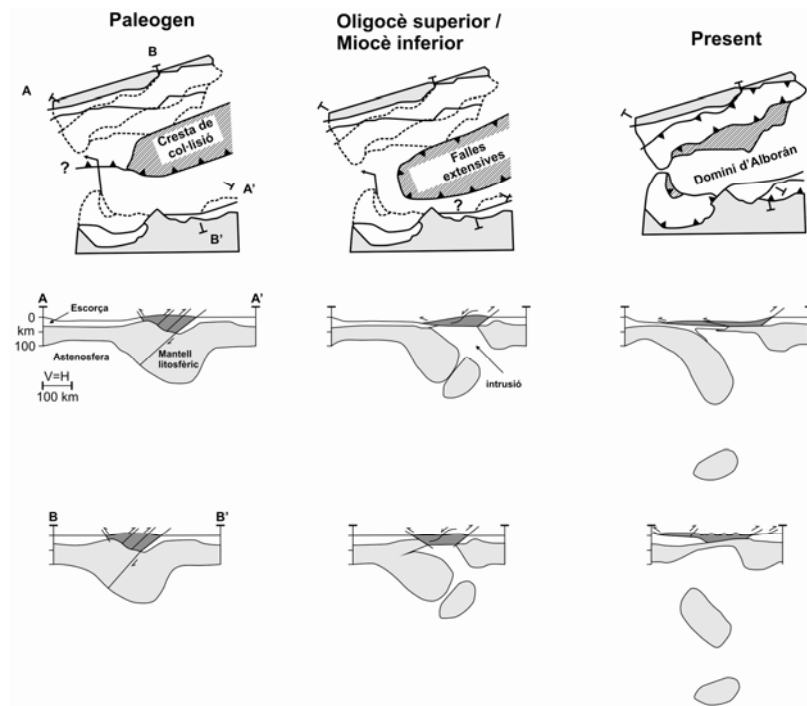


Figura 4.5: Evolució de l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi des del Paleogen fins a l'actualitat proposada per Calvert *et al.* (2000).

· Royden (1993); Lonergan i White (1997), Gutscher *et al.* (2002), Krijgsman i Garcés (2004), Govers (2009), Díaz *et al.* (2010) i Bokelmann *et al.* (2011) presenten models en els quals s'observa una extensió de rera-arc com a conseqüència del retrocés cap al W/WSW d'una llosa oceànica que es troba en procés de subducció (*rollback*, Figura 4.6).

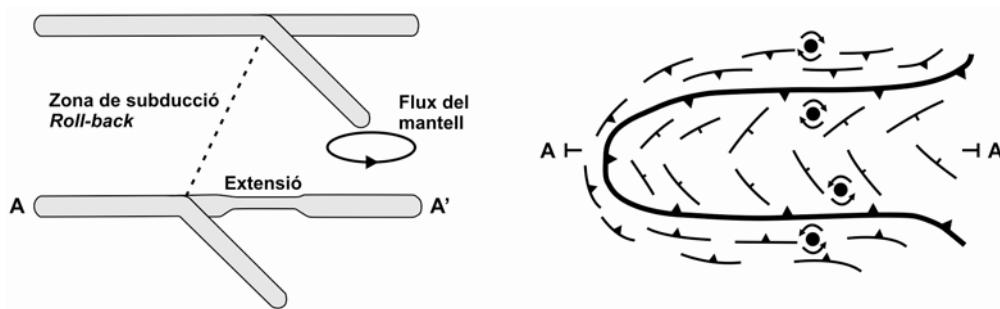


Figura 4.6: Evolució de l'estructura litosfèrica de la zona d'estudi des del Paleogen fins a l'actualitat proposada per Lonergan i White (1997).

· Doglioni *et al.* (1997, 1999a) presenten models litosfèrics en els quals es relaciona l'estructura actual amb un retrocés cap al SE d'una llosa oceànica suturada amb la placa africana (Figura 4.7).

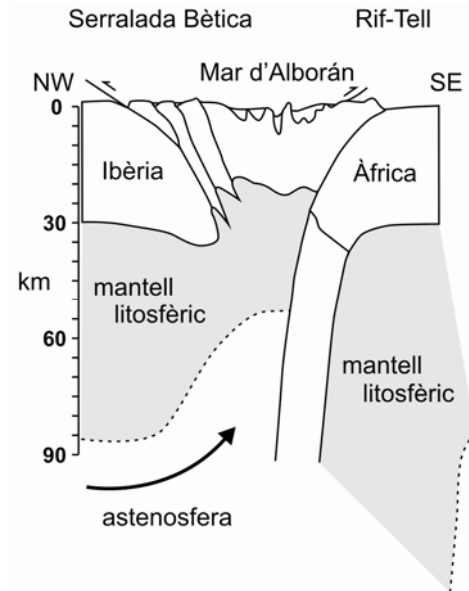


Figura 4.7: Estructura litosfèrica de la zona d'estudi proposada per Doglioni *et al.* (1999a).

· Docherty i Banda (1995) presenten un model amb una delaminació cap al SE d'una llosa litosfèrica situada per sota de l'escorça (Figura 4.8).

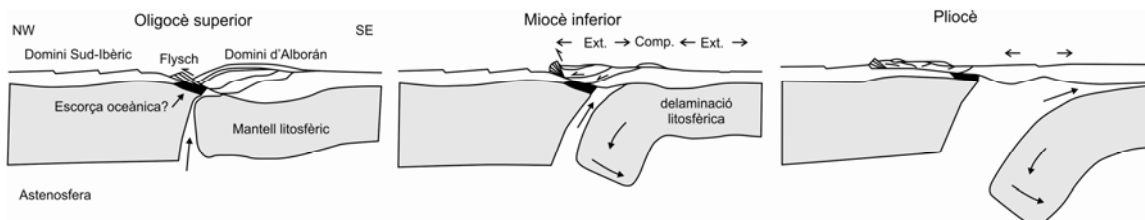


Figura 4.8: Estructura litosfèrica de la zona d'estudi proposada per Docherty i Banda (1995).

· Zeck (1996, 1997) suggereix un model on s'observa el trencament d'una llosa vertical que prèviament estava subduïnt cap al NW (Figura 4.9).

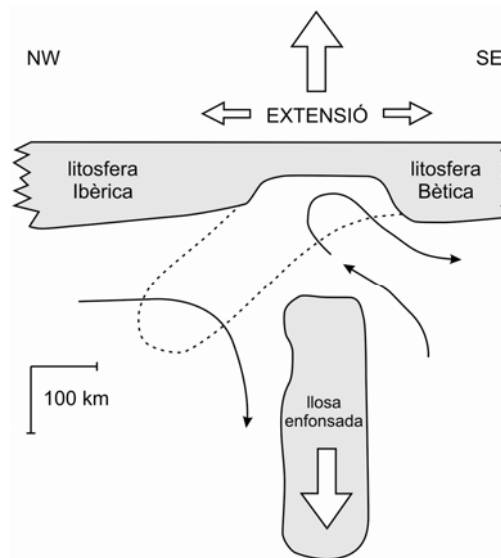


Figura 4.9: Estructura litosfèrica de la zona d'estudi proposada per Zeck (1997).

· Duggen *et al.* (2003), Ruiz-Constán *et al.* (2011), García-Castellanos i Villaseñor (2011) i Vergés i Fernández (2012) presenten un model híbrid que proposa una subducció inicial d'una escorça oceànica cap al SE seguida d'una delaminació deguda a un estrip lateral d'aquesta llosa oceànica (Figura 4.10).

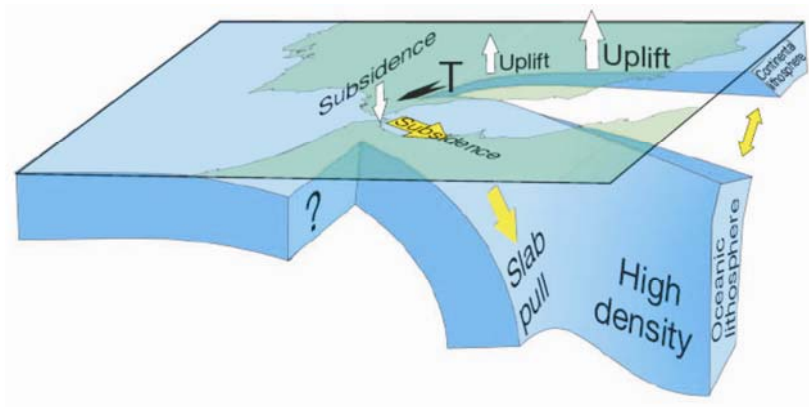


Figura 4.10: Estructura litosfèrica actual de la zona d'estudi proposada per García-Castellanos i Villaseñor (2011).

4.3 Antecedents i objectius

Els models geodinàmics que s'han presentat per explicar l'estructura litosfèrica sota la Serralada Bètica no tenen en compte, en general, dades geoelectriques, tot i que els models geoelectrics obtinguts a partir de dades magnetotel·lúriques presenten noves hipòtesis i poden ajudar a discriminar entre els diferents contextos geodinàmics possibles (p.e. Bertrand *et al.*, 2009; Selway *et al.*, 2009).

El mètode magnetotel·lúric és una tècnica molt útil per determinar l'estructura geoelectrica de la litosfera en zones de límit de plaques, aportant informació essencial per a la posterior construcció de models geodinàmics. S'han realitzat estudis magnetotel·lúrics en zones de col·lisió continent-continent independentment de si estan actives o no (Ledo *et al.*, 2000; Unsworth, 2010) i estudis en zones de col·lisió continent-oceà en les quals es pot observar clarament la llosa oceànica que subdueix (Wannamaker *et al.*, 1989; Brasse i Eydam, 2008; Brasse *et al.*, 2009). Tenint en compte que l'Arc de Gibraltar també és una zona de col·lisió de plaques i que la majoria de models geodinàmics proposats amb anterioritat presenten una llosa oceànica que subdueix, un model a escala litosfèrica de la distribució de la resistivitat elèctrica a la Serralada Bètica pot aportar informació rellevant per discutir els models geodinàmics proposats.

Els estudis magnetotel·lúrics mitjançant perfils que s'han realitzat a la Serralada Bètica s'han centrat generalment en l'estudi de l'escorça. Pous *et al.* (1999) presenta un perfil 2D de la zona centro-oriental de l'orogen en el que s'observa una anomalia conductora que s'atribueix a una fusió parcial a la base de l'escorça. Pedrera *et al.* (2009) presenta un perfil 2D de la part superior de l'escorça travessant el Corredor de Almanzora per caracteritzar estructures actives. Pel que fa la zona més occidental de la Serralada Bètica existeixen estudis magnetotel·lúrics que discuteixen el possible caràcter anisòtrop de les dades (Ruiz-Constán *et al.*, 2010) i s'hi han realitzat perfils 2D per caracteritzar la part superior de l'escorça (Ruiz-Constán *et al.*, 2012).

L'únic estudi magnetotel·lúric que s'ha realitzat a la Serralada Bètica tenint en compte possibles estructures 3D és el de Martí (2006), en el qual es presenta un model 3D obtingut mitjançant modelització directa que mostra un cos conductor situat sota la Sierra de los Filabres. Aquest cos presenta resistivitats elèctriques d'entre 1 $\Omega\cdot\text{m}$ i 5 $\Omega\cdot\text{m}$ i es troba situat entre 4 km i 17.5 km de profunditat (Figura 4.11), tot i que es

matisa que la seva base podria trobar-se fins a 30 km de profunditat. L'anomalia en qüestió s'interpreta en l'estudi de Martí *et al.* (2009b) com una unitat litològica diferenciada formada per roques bàsiques situada entre el Complex Nevado-Filábride i el nivell de desenganxament de la Serralada Bètica. Els autors conclouen que la seva elevada conductivitat és deguda a la presència d'una fase mineral conductora, que l'evolució de la Serralada Bètica i l'emplaçament de peridotites a l'Arc de Gibraltar s'expliquen amb dues sutures entre Ibèria i el domini d'Alborán i que es pot descartar l'existència de material parcialment fos a la base de l'escorça (Figura 4.12).

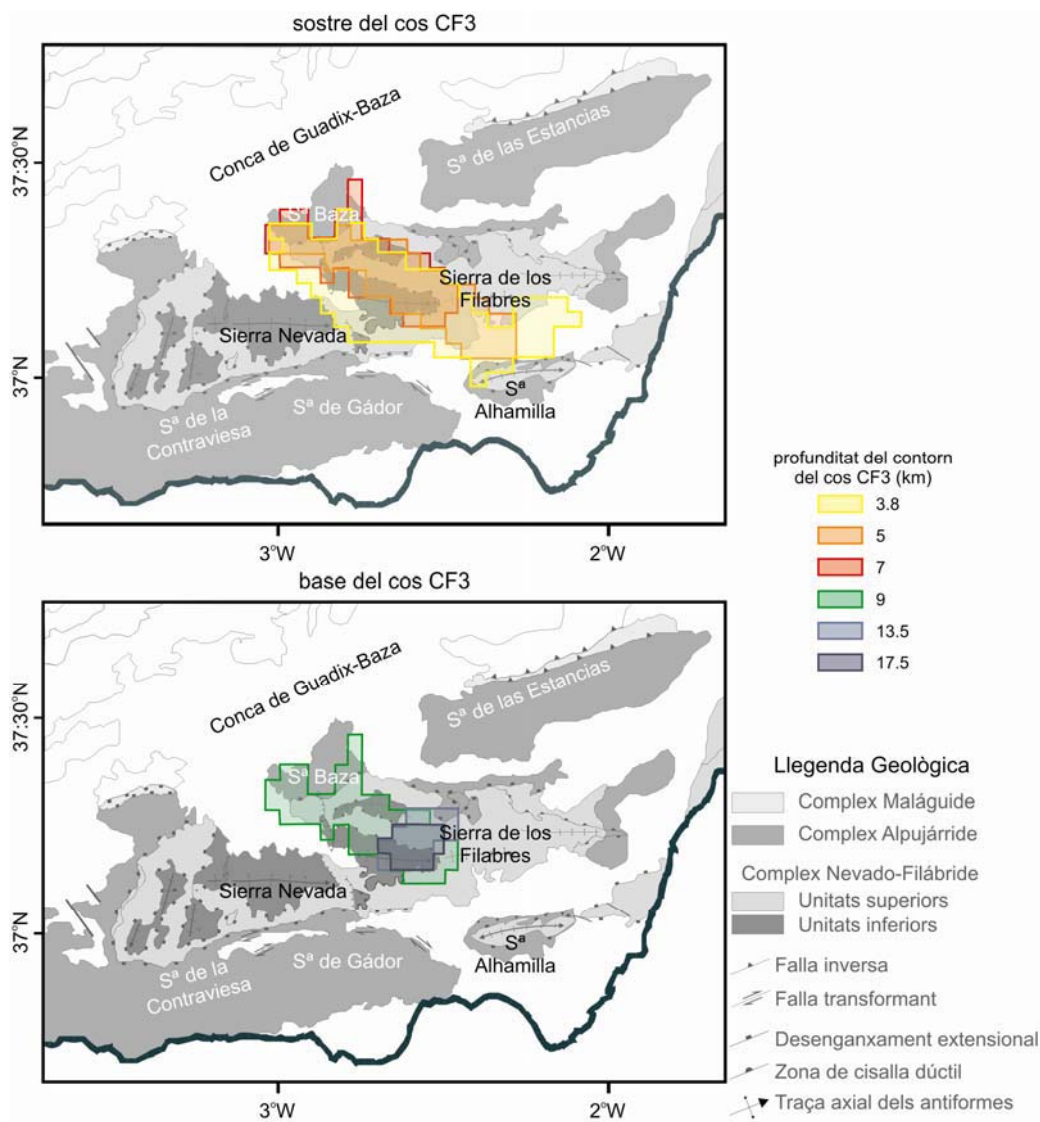


Figura 4.11: Mapa geològic de les Zones Internes de la part central de la Serralada Bètica amb la superposició del sostre i la base del cos conductor situat sota la Sierra de Filabres (Martí *et al.*, 2009b)

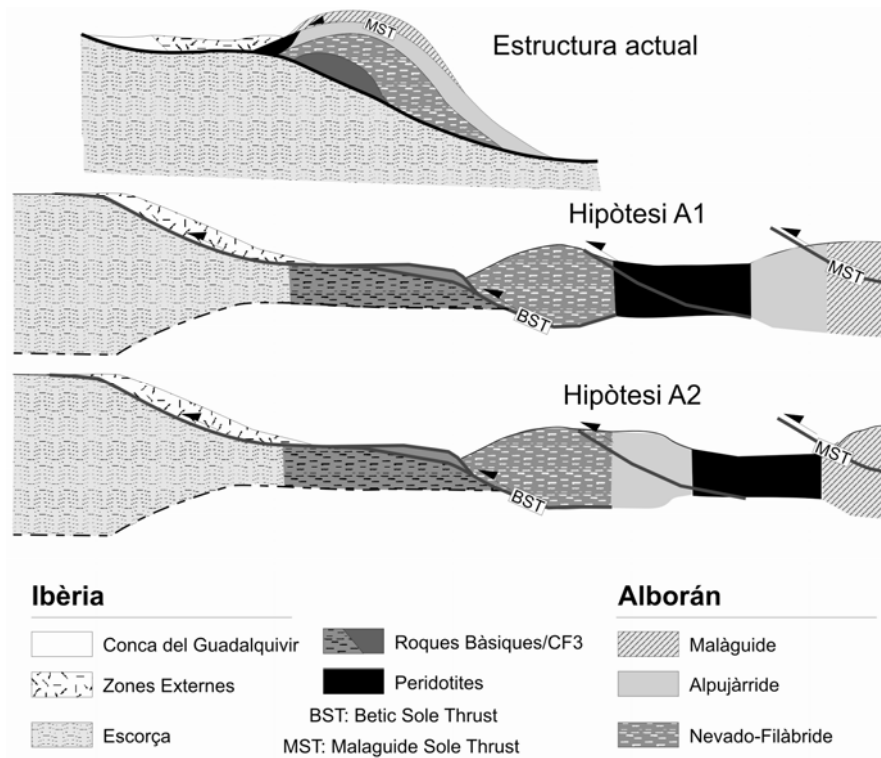


Figura 4.12: Esquema de les hipòtesis de la evolució de la Serralada Bètica pel que fa l'emplaçament de les roques bàsiques (modificat de Martí et al., 2009b).

L'objectiu principal de l'estudi que es presenta en aquest capítol és caracteritzar les estructures geològiques a escala litosfèrica a la Serralada Bètica. S'utilitzaran les dades utilitzades prèviament per Martí (2006) i també les adquirides en el marc del projecte MAGBET, extenent d'aquesta manera l'àrea d'estudi a gairebé la totalitat de la Serralada Bètica. A més, també s'utilitzaran estacions de llarg període per obtenir dades fins a períodes superiors a 10000 s. Les dades de llarg període permeten obtenir una profunditat d'investigació més gran, fet essencial per determinar la distribució de la resistivitat elèctrica a l'escorça inferior i al mantell litosfèric. Amb totes les dades disponibles es realitzarà la modelització més adient en funció del resultat de l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades.

Un cop coneguda la distribució de la resistivitat elèctrica a la Serralada Bètica a escala litosfèrica, s'utilitzarà aquesta informació per discutir els diferents models geodinàmics proposats amb anterioritat juntament amb la resta de dades geofísiques prèviament esmentades i, es presentarà un nou model geodinàmic que tindrà en compte els resultats obtinguts d'aquest estudi.

4.4 Adquisició i processat de dades

Les dades magnetotel·lúriques disponibles de la Serralada Bètica en començar aquest projecte van ser les utilitzades per Martí (2006), un total de 45 estacions de banda ampla situades a la zona central i oriental de l'orogen.

Amb l'objectiu d'ampliar la zona d'estudi i mesurar dades de llarg període, durant els anys 2007, 2008 i 2009 es van realitzar diverses campanyes de camp a la Serralada Bètica. En total es van instal·lar 57 noves estacions magnetotel·lúriques de banda ampla que es van deixar mesurant entre 24 i 48 hores cadascuna i 42 estacions magnetotel·lúriques de llarg període que es van deixar mesurant entre 14 i 21 dies. Al Capítol 1 ja s'ha explicat la disposició dels equips magnetotel·lúrics al camp i s'han mostrat imatges dels mateixos a les Figures 1.10, 1.11 i 1.12. A la Figura 4.13 es mostren fotografies de les campanyes de camp.

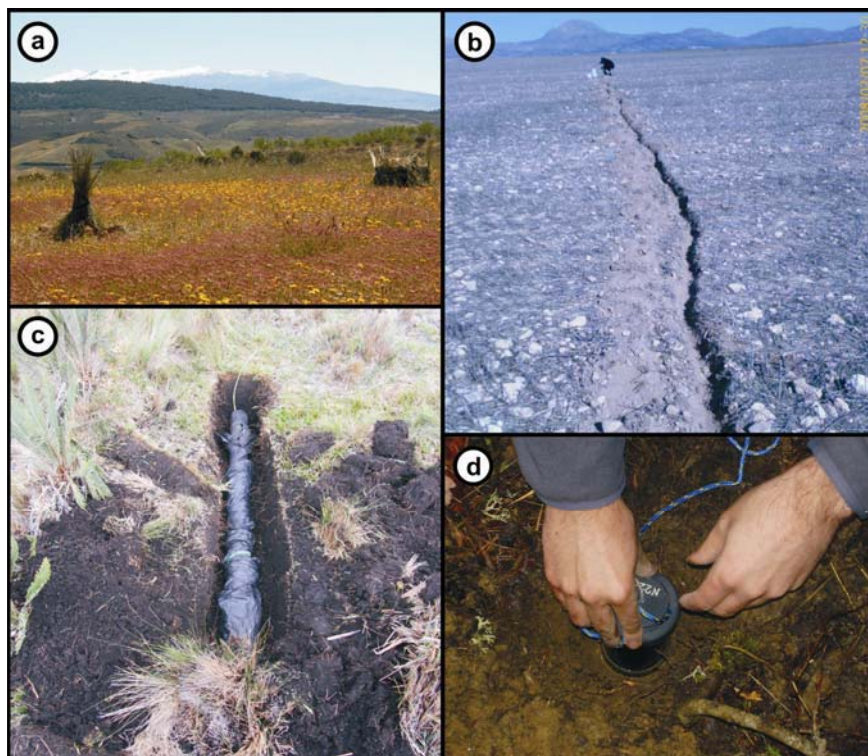


Figura 4.13: Fotografies de la campanya de camp a la Serralada Bètica. a) Estació de mesura i bobina vertical camuflades amb Sierra Nevada de fons. b) Trinxera per enterrar el cable corresponent a un dels elèctrodes d'una estació de llarg període. c) Enterrament d'una bobina d'inducció. d) Instal·lació d'un elèctrode impolaritzable.

Les dades obtingudes de les estacions de banda ampla s'han tractat utilitzant el programa MAPROS (Friedrichs, 2003), que utilitza el codi de processat robust establert per Egbert i Booker (1986). S'han obtingut dades per al rang de períodes d'entre 0.001 s i 1000 s. Les dades obtingudes de les estacions de llarg període s'han processat amb el codi de processat robust BIRRP, establert per Chave i Thomson (2004). S'han obtingut dades per al rang de períodes de 30 s a 20000 s.

La qualitat de les dades obtingudes del tensor d'impedàncies és bona tenint en compte les barres d'error i la coherència, especialment per a les polaritzacions xy i yx (Figura 4.14). L'acurada elecció de les localitzacions d'emplaçament de les estacions, el llarg temps de mesura de les mateixes i l'ús de la referència remota durant el processat en són les principals causes. Les fletxes d'inducció, en canvi, no presenten tan bona qualitat. La causa principal ha estat la impossibilitat, en molts casos, d'enterrar completament la bobina vertical (que és la que registra la component vertical del camp magnètic), especialment en el cas de les estacions de banda ampla.

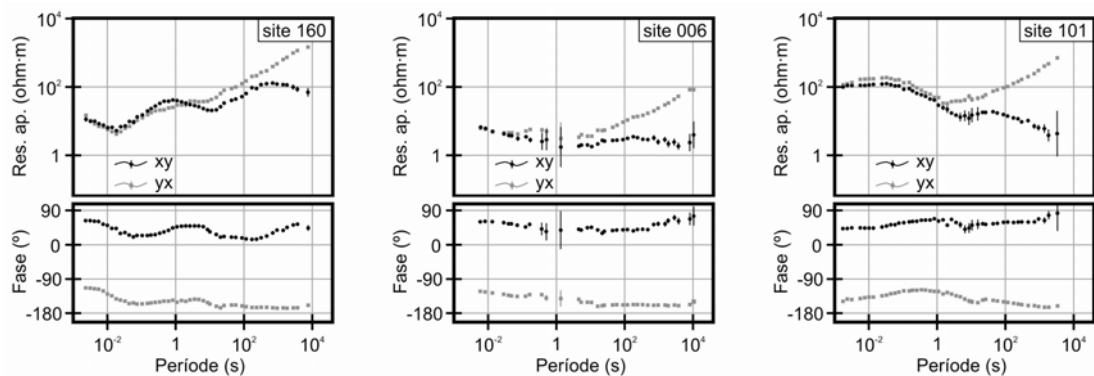


Figura 4.14: Corbes de resistivitat aparent i fase de les polaritzacions xy i yx corresponents a tres de les estacions de mesura. S'hi inclouen tant les dades provinents d'estacions de banda ampla com les provinents d'estacions de llarg període.

Un cop processades les dades i descartades aquelles estacions que no presenten una qualitat suficient, la base de dades completa es pot observar a la Figura 4.15. Consta de 94 estacions de banda ampla i 41 estacions de llarg període. A la majoria dels punts de mesura on es va instal·lar una estació de llarg període se n'hi va instal·lar també una de banda ampla amb l'objectiu d'obtenir, per a tots aquests punts, informació pertanyent a tot el rang de períodes (de 0.001 s a 20000 s).

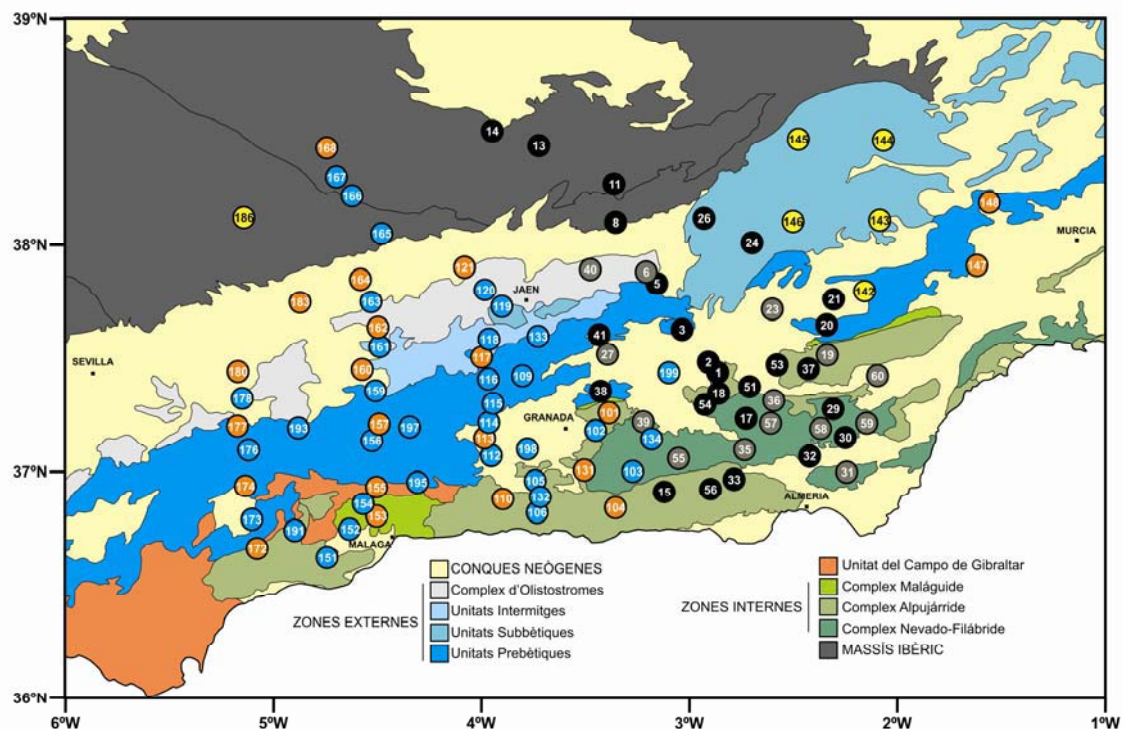


Figura 4.15: Localització de les estacions de mesura de la base de dades un cop processades les dades i avaluada la seva qualitat superposada a les unitats geològiques principals de la zona d'estudi. Punts negres: estació de banda ampla prèviament existent. Punts blaus: estació de banda ampla de nova adquisició. Punts grisos: estació de banda ampla prèviament existent i estació de llarg període de nova adquisició. Punts taronges: estació de banda ampla i estació de llarg període de nova adquisició. Punts grocs: estació de llarg període de nova adquisició.

4.5 Anàlisi de la dimensionalitat de les dades

Amb l'objectiu de determinar quin és el tipus de modelització més adient per caracteritzar les estructures geològiques de la Serralada Bètica a escala litosfèrica s'ha realitzat un anàlisi de dimensionalitat de les dades amb el codi WALDIM. La complexa estructura geològica de la zona d'estudi i els models geodinàmics proposats fan suposar la presència d'estructures 3D tant a escala cortical com litosfèrica.

Amb l'objectiu de realitzar aquesta anàlisi a diferents nivells s'ha realitzat independentment per a set bandes de períodes que van desde els 0.001 s fins als 10000 s, corresponent cada banda a una dècada a l'escala logarítmica. Els resultats obtinguts d'aquesta anàlisi es poden observar a la Figura 4.16 i deixen ben clar que la

dimensionalitat de les estructures geoelectriques no és la mateixa a tot el rang de períodes.

Les dues primeres bandes (0.001 s - 0.1 s) mostren una estructura regional bastant 1D a tota la Serralada Bètica, amb l'excepció de les Zones Internes que presenten algunes estructures 3D i d'altres 2D i 3D/2D amb una direcció aproximada NE-SW.

Les dues bandes següents (0.1 s - 10 s) mostren una zona de transició en la qual van desapareixent les estructures 1D i 2D per donar lloc a estructures 3D i 3D/2D.

Les bandes més profundes (10 s - 10000 s) mostren estructures regionals 3D predominants amb l'única excepció d'algunes estructures 3D/2D amb direccions poc homogènies.

Els resultats d'aquesta anàlisi de la dimensionalitat de les dades deixen clar que els estudis més superficials podrien ser vàlids amb la realització de models 2D i fins i tot de models 1D, especialment a les Zones Externes i a les Conques Neògenes. Això té sentit, ja que les Zones Externes tenen una direcció estructural clara i les Conques Neògenes estan poc deformades i, per tant, són relativament estratificades.

Els estudis més profunds, però, han d'incloure necessàriament una modelització 3D. Les respostes de l'anàlisi de la dimensionalitat realitzat mostren clarament respostes 3D que limiten qualsevol interpretació a partir d'una modelització 1D o 2D. L'estructura complexa de les Zones Internes, una estructura litosfèrica sense una direcció estructural única i la presència del mar poden ser les causes d'aquests resultats.

És important destacar que la presència del mar s'ha de tenir en compte si es volen fer estudis profunds a la Serralada Bètica, ja que l'elevada profunditat d'estudi necessària fa que, en major o menor grau, la presència de l'aigua marina (altament conductora, amb valors d'aproximadament $0.3 \Omega \cdot m$) tingui influència a les dades. No tenir en compte el mar durant el procés de modelització podria donar lloc a l'aparició de cossos conductors al model que en realitat són artefactes (Han *et al.*, 2009).

Ni en l'anàlisi visual de les dades ni en l'anàlisi de la dimensionalitat de l'estructura geoelectrica de la zona d'estudi s'aprecien cap dels indicis de la presència d'anisotropia a les dades que s'han descrit prèviament al Capítol 2, si bé és cert que amb les eines actuals és difícil (si no impossible) determinar la presència de materials anisòtrops en zones d'estructura regional 3D. A Martí *et al.* (2012) tampoc es trobaven indicis de la presència de materials anisòtrops a la Serralada Bètica, sinó que la relació existent entre els tensors d'impedància i els vectors d'inducció s'associava principalment a estructures 3D.

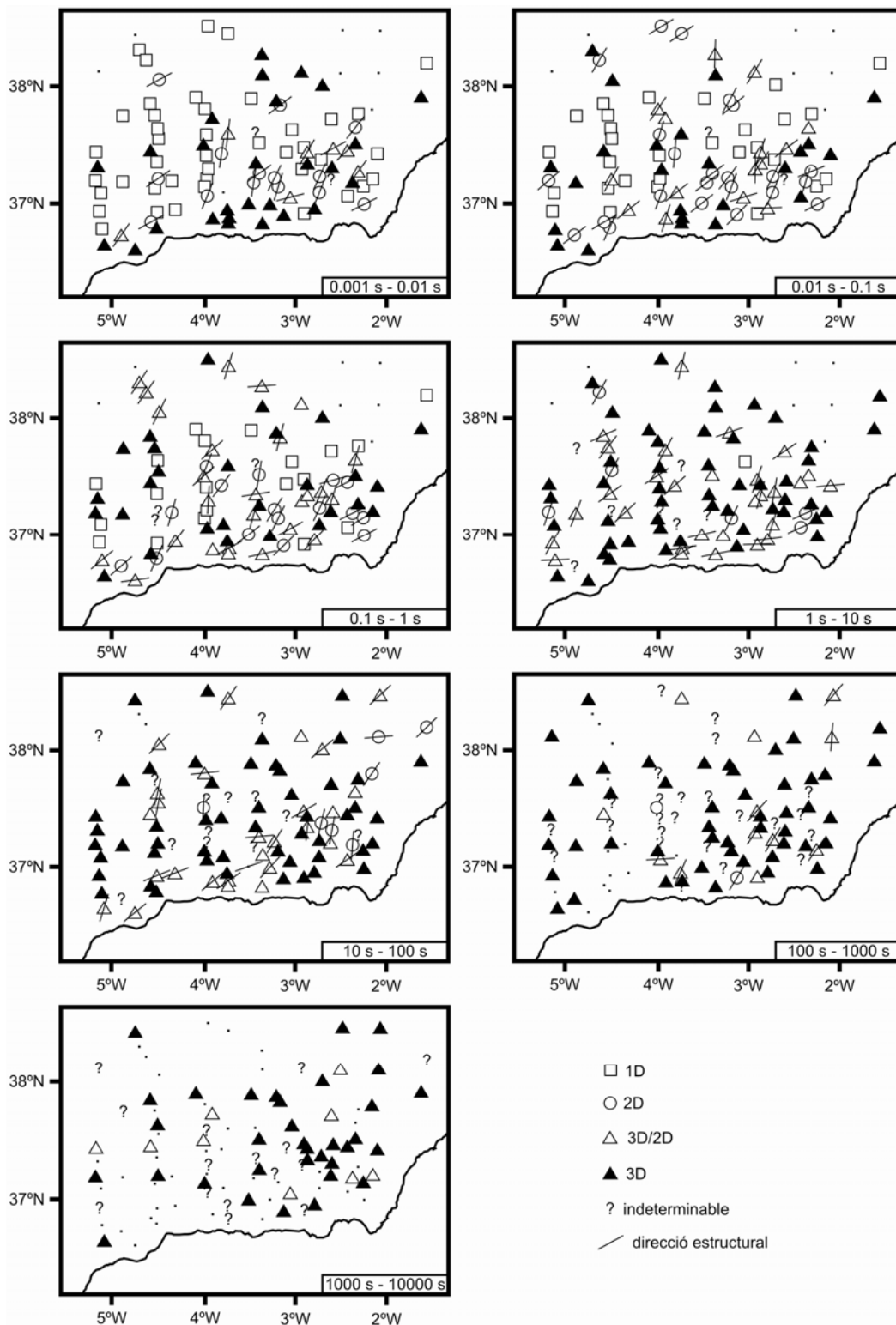


Figura 4.16: Resultats obtinguts de l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades realitzat amb el codi WALDIM per cadascuna de les bandes de períodes establertes.

4.6 Modelització 3D

4.6.1 Paràmetres de la modelització

L'estructura geolèctrica de la litosfera Bètica s'ha determinat construint un model 3D de resistivitat elèctrica amb una malla regular de 39 (NS) x 50 (EW) x 33 (profunditat) mitjançant un procés d'inversió de les dades. Les dimensions de les cel·les a la part central del model (on es troben situades les estacions de mesura) són de 8 km (NS) x 8 km (EW), augmentant progressivament el seu gruix en profunditat. El model inicial utilitzat per la inversió ha estat un bloc homogeni amb una resistivitat de $100 \Omega \cdot m$ amb l'excepció del mar, que ha estat fixat amb un valor constant de $0.3 \Omega \cdot m$ seguint la batimetria del Mar d'Alborán. A la Figura 4.17 es pot observar tant el model inicial utilitzat en aquest procés d'inversió com la distribució de la malla regular a la zona d'estudi.

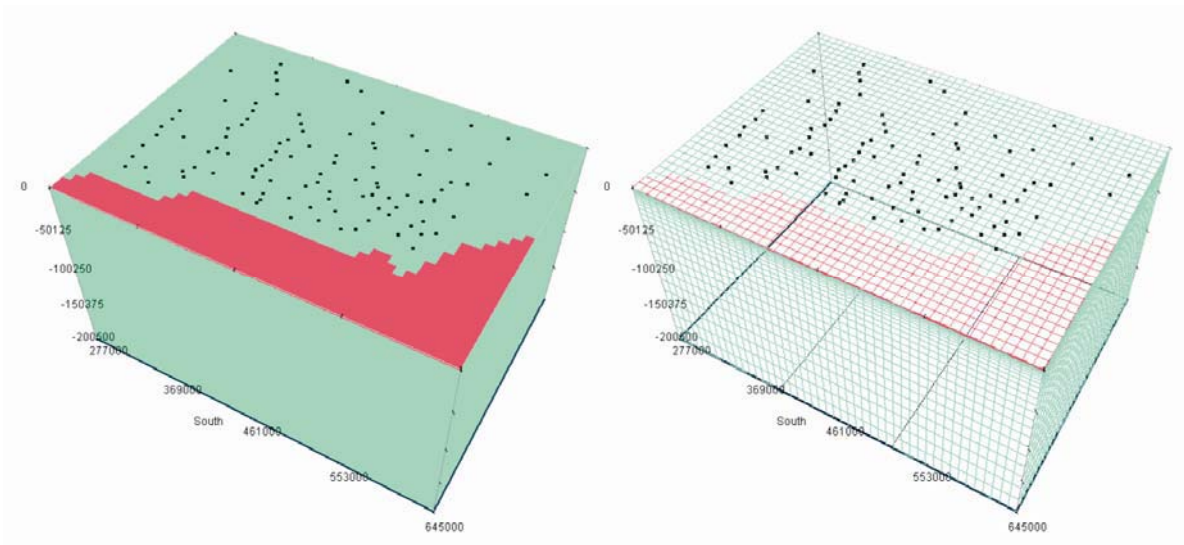


Figura 4.17: Part central del model 3D de resistivitat elèctrica utilitzat com a model inicial en el procés d'inversió. A l'esquerra es pot observar que es tracta d'un model homogeni amb l'única excepció del mar. A la dreta es pot observar el caràcter regular de la malla de 8 km x 8 km.

S'han realitzat tests de sensibilitat amb diferents valors de resistivitat del model homogeni amb el mar inclòs per comprovar l'efecte del mateix sobre les dades, i s'ha comprovat que només queden afectats els períodes més llargs de les estacions molt properes a la costa en el cas d'utilitzar un model homogeni amb un valor de resistivitat elevat. Queden més afectades les estacions situades a la zona oriental del model, on la profunditat del mar és major. En general, però, es pot considerar que l'efecte del mar a les dades és poc significatiu.

El codi utilitzat per invertir les components principals del tensor d'impedàncies (parts real i imaginària de les components xy i yx respectivament) ha estat el codi WSINV3DMT (Siripunvaraporn *et al.*, 2005). S'han invertit un total de 20 períodes compresos entre 0.001 s i 20000 s i s'han utilitzat les dades de les 100 estacions magnetotel·lúriques. El procés d'inversió ha requerit d'aproximadament 60 iteracions per arribar al model final mitjançant diverses etapes d'aproximadament deu iteracions cadascuna, fent servir sempre el model de partida com a model de referència i el model de l'etapa anterior com a model inicial. El model de referència en un procés d'inversió és aquell sobre el que s'intenten fer els mínims canvis possibles per ajustar les dades, i pot ser diferent del model inicial.

L'error utilitzat a les dades ha estat d'un 5% de les impedàncies i el seu ajust amb les respostes del model final presenta un valor mitjà de RMS de 5.2. Cal tenir en compte que el valor de RMS obtingut és funció inversa de l'error utilitzat en la inversió. A la Figura 4.18 es presenta un mapa de contorns dels valors de RMS obtinguts per a cada estació en el qual es pot observar que la distribució de l'ajust és bastant homogènia, amb la majoria de les estacions presentant un valor de RMS entre 3 i 7. A més, a l'Annex III es poden observar tant les dades utilitzades per a la modelització com les respostes obtingudes del model resultant.

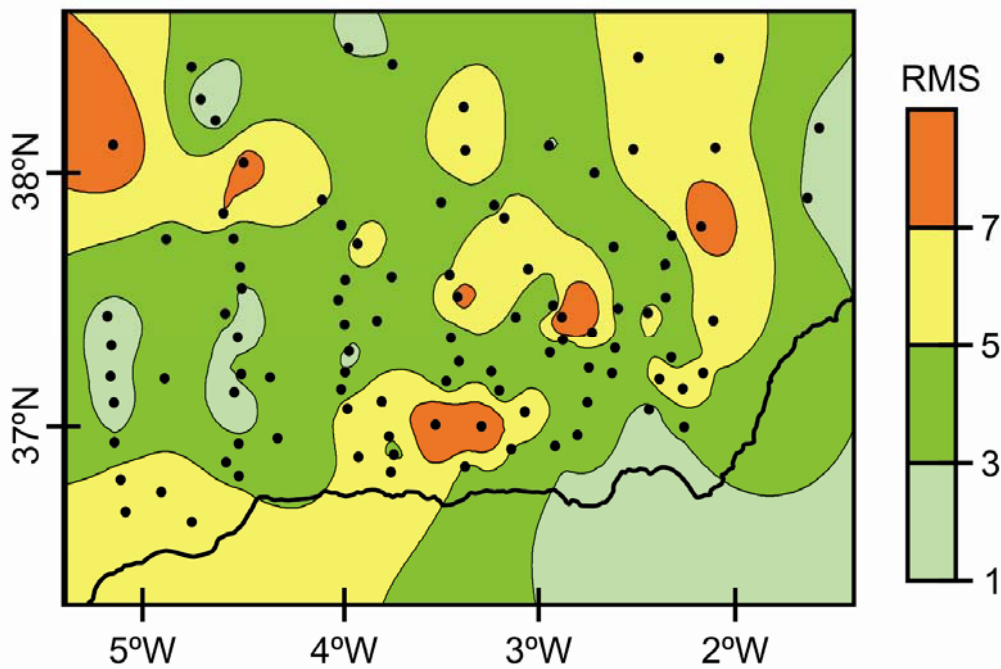
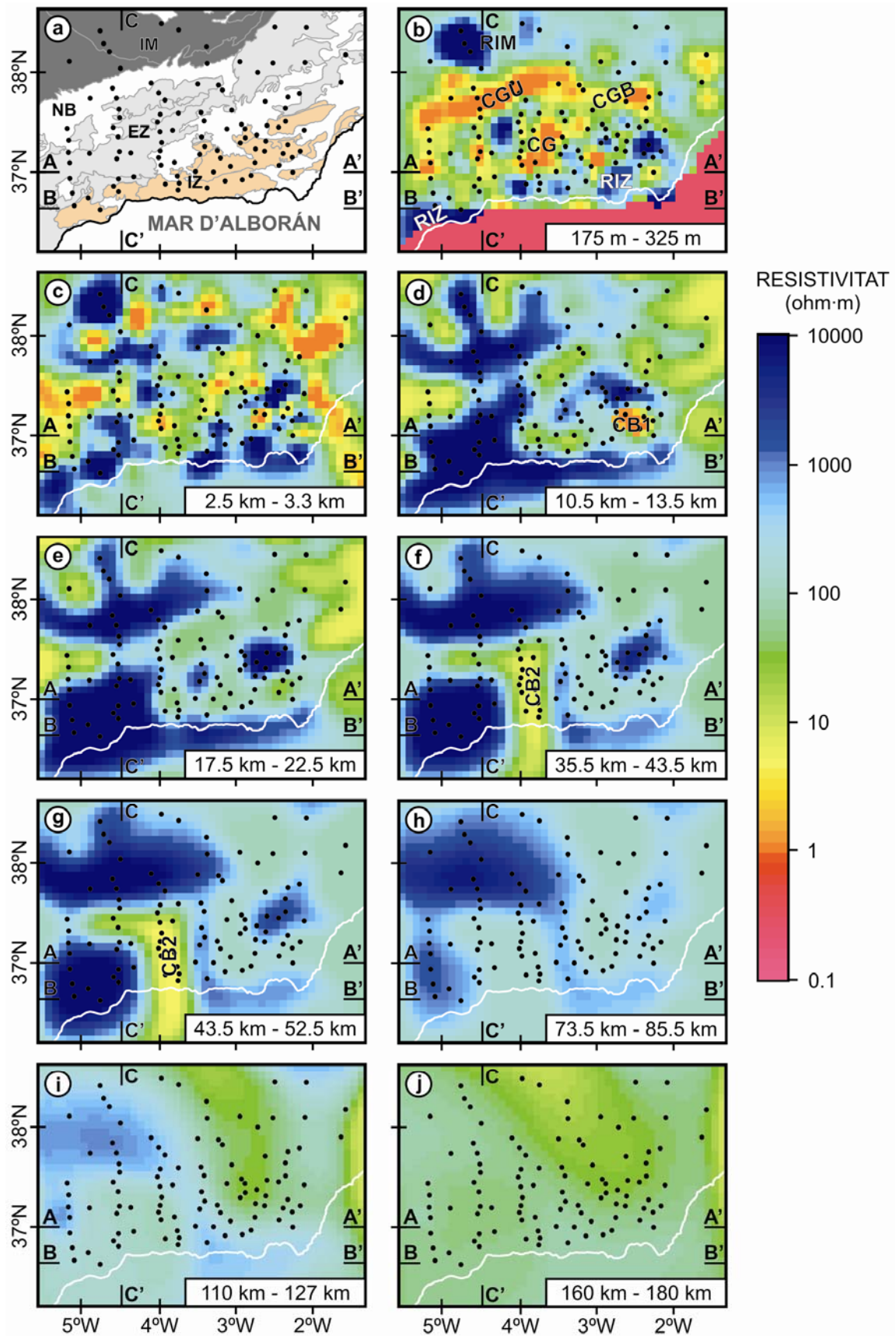


Figura 4.18: Mapa de distribució dels valors de RMS obtinguts del procés d'inversió de les dades magnetotel·lúriques. Els punts indiquen la localització de les estacions de mesura i la línia negra correspon a la costa.

4.6.2 Model 3D de resistivitat elèctrica

El model 3D de resistivitat elèctrica resultant del procés d'inversió es presenta a la Figura 4.19. Aquí es mostra una selecció de les capes del model en les que s'observen les estructures més rellevants, però a l'Annex IV es poden observar totes les capes del model.

A la part superior de l'escorça s'hi identifica un complex conjunt de cossos conductors i resistius. Les zones uniformement conductores de la part més superficial del model es poden relacionar amb el reblert detrític de les conques neògenes com per exemple la Conca del Guadalquivir, (CGU), la Conca de Guadix-Baza (CGB) o la Conca de Granada (CG) (Figura 4.19b). Les Zones Externes, en canvi, queden caracteritzades fins a profunditats de 10.5 km com un cos que presenta valors de resistivitat heterogenis però generalment conductors (Figura 4.19b,c). Això es pot explicar degut a la seva complexa estructura interna i a la composició típicament variable de les roques carbonatades, lutites i altres roques detrítiques que conformen aquesta unitat.



Situats al nord, al sud i per sota d'aquests dominis superficials més conductors s'hi poden observar zones altament resistives que es corresponen amb les roques ígnies i metamòrfiques del Massís Ibèric (RIM) i amb les roques metamòrfiques d'edat paleozoica a triàssica de les Zones Internes. Aquests cossos, que presenten resistivitats que superen en alguns casos els $10000 \Omega \cdot m$, mostren continuïtat fins a la part inferior de l'escorça (Figura 4.19d,e). Segons aquesta interpretació, la base d'aquests dos cossos altament resistius es troba situada a la Moho, però no és visible en aquest model degut a que no hi ha una variació en la resistivitat elèctrica entre l'escorça inferior i la part superior del mantell litosfèric tot i existir una coneguda variació de composició.

Dins de les Zones Internes (altament resistives) el model 3D de resistivitats mostra una anomalia conductora entre 4.5 km i 17.5 km de profunditat sota la Sierra de los Filabres (Figura 4.22d). Aquest cos, indicat amb les sigles CB1 a la Figura 4.19d, va ser interpretat per Martí *et al.* (2009b) com un conjunt de roques bàsiques o ultrabàsiques que contenen una fase mineral conductora, tal i com s'ha explicat anteriorment en aquest capítol. Una de les incògnites que es plantejaven a Martí *et al.* (2009b) era la continuïtat o no del cos cap a l'oest a sota de Sierra Nevada. Al model 3D de resistivitat elèctrica que es presenta en aquest treball es pot comprovar que aquesta continuïtat no existeix i que no s'observa en tota la zona d'estudi cap cos de característiques similars situat a aquesta mateixa profunditat. A la Figura 4.20 es mostra l'extensió obtinguda d'aquest cos CB1 i es compara amb la del cos CF3 presentat per Martí *et al.* (2009b). Es pot veure que tots dos cossos presenten una localització i una extensió similars a diferents profunditats.

Figura 4.19: a) Mapa geològic simplificat de la zona d'estudi on es mostren les principals unitats tectòniques de la Serralada Bètica. IM, Massís Ibèric (gris fosc); IZ, Zones Internes (taronja); EZ, Zones Externes (gris clar); NB, Conques Neògenes (blanc). b-j) Vistes en planta de capes seleccionades del model 3D de resistivitat elèctrica amb identificació dels principals cossos conductors i resistius. RIM, Massís Ibèric; RIZ, Zones Internes; CGU, Conca del Guadalquivir; CG, Conca de Granada; CGB, Conca de Guadix-Baza; CB1, Cos Conductor 1; CB2, Cos Conductor 2. Els punts negres indiquen la localització de les estacions magnetotel·lúriques. A-A', B-B' i C-C' a cada capa indiquen la localització dels perfils de la Figura 4.22.

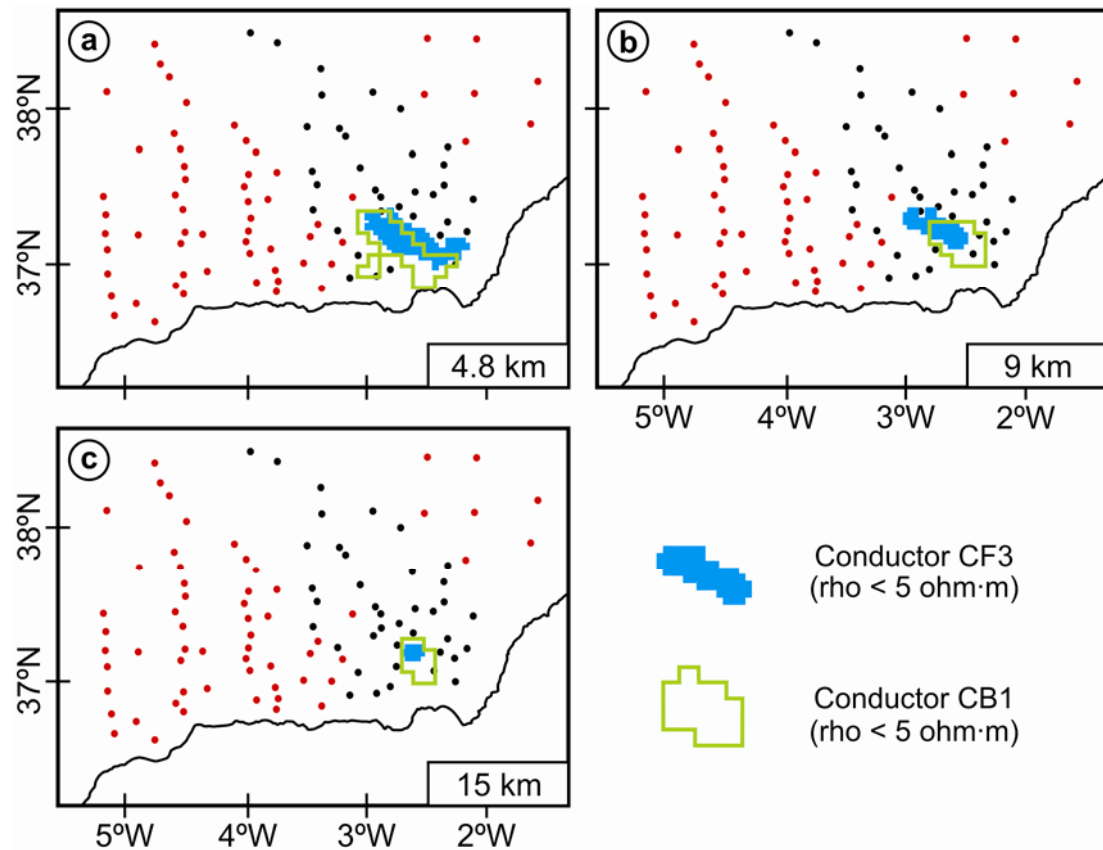


Figura 4.20: Comparació de l'extensió del cos CB1 amb la del cos CF3 presentat per Martí et al. (2009b). S'ha delimitat la zona que presenta valors de resistivitat elèctrica inferiors a 5 ohm·m. Es mostra també la situació de les estacions de mesura (en negre les estacions utilitzades per Martí et al. (2006) i en vermell les que s'han afegit en aquest estudi) així com i la línia de costa.

A nivell més profund, el model mostra un límit situat entre 110 km i 160 km que marca la transició entre valors de resistivitat de $500 \Omega \cdot m$ o $1000 \Omega \cdot m$ a la part superior d'aquest límit fins a valors de resistivitat de $10 \Omega \cdot m$ a la part inferior (Figura 4.19i-j). Aquests valors de baixa resistivitat podrien correspondre a material astenosfèric (Eaton *et al.*, 2009) i, per tant, aquest podria ser interpretat com el límit entre la litosfera i l'astenosfera (Lithosphere – Asthenosphere Boundary, LAB). La profunditat d'aquest límit coincideix amb els resultats del model presentat per Fullea *et al.* (2010), que situa el LAB a 110 km de profunditat a l'extrem oriental de la Serralada Bètica i s'observa com va augmentant la seva profunditat fins assolir els 160 km a la zona occidental de l'orogen.

Per sobre d'aquest límit es pot observar un cos de molt baixa resistivitat elèctrica que no s'havia descrit amb anterioritat a cap dels estudis geoelectrics realitzats a la zona d'estudi degut a la manca de dades de període llarg. Aquest cos (indicat com a CB2 a la Figura 4.19f,g) té una direcció principal N-S i està situat just a l'oest del meridià dels $4^{\circ}W$. Està situat a profunditats que corresponen al mantell litosfèric, presenta valors de resistivitat elèctrica que van des dels $5 \Omega \cdot m$ fins als $15 \Omega \cdot m$ i és subvertical, cabussant gairebé 90° cap a l'oest. Tot i que el cos presenta una direcció principal N-S, al seu límit més septentrional fa un gir de 90° cap a l'oest i continuant en aquesta direcció gairebé 70 km.

Les profunditats del sostre i de la base d'aquest cos es troben situades a 30 km i 62 km de la superfície respectivament, tot i que és molt important tenir en compte la manca de resolució del mètode magnetotel·lúric per delimitar la base dels cossos conductors (Jones, 1999). És per aquesta raó que s'han realitzat tests de sensibilitat per tal de determinar els gruixos mínim i màxim d'aquest cos CB2 així com el seu valor de resistivitat elèctrica. El resultat d'aquests tests es pot observar a la Figura 4.21 i mostren que la profunditat mínima de la base del cos CB2 està situada a aquesta profunditat d'entre 60 km i 65 km, però que pot estar situada a més profunditat (fins a l'astenosfera) sense canviar significativament les respostes del model. També es pot observar que el millor ajust entre les dades i les respostes s'ha obtingut amb el model resultant del procés d'inversió de les dades.

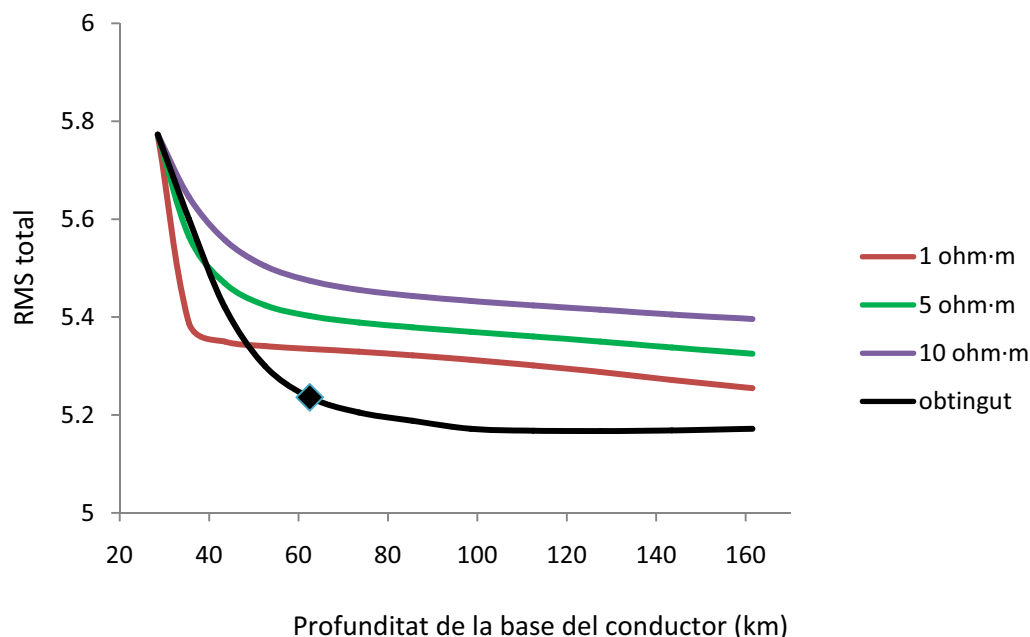


Figura 4.21: Resultats dels tests de sensibilitat realitzats amb el conductor CB2, comparant els valors de RMS obtinguts per a tot el conjunt de dades en situar la base del conductor en qüestió a diferents profunditats i utilitzant valors de resistivitat elèctrica diferents. La línia negra mostra el RMS obtingut modificant la base del conductor sense variar els valors interns del mateix. El punt negre mostra el model de la Figura 4.19.

4.7 Implicacions geodinàmiques

De totes les característiques observades al model 3D de resistivitat elèctrica, la més destacada és la presència del cos CB2 amb una baixa resistivitat elèctrica a profunditats corresponents al mantell litosfèric. L'anàlisi i interpretació de l'origen d'aquest cos conductor pot aportar nova informació a l'hora de caracteritzar el context geodinàmic de l'Arc de Gibraltar. És important, doncs, veure si existeix relació entre aquest cos i la resta de dades geofísiques a la zona d'estudi.

Morales *et al.* (1999) van presentar un estudi de tomografia sísmica de la litosfera de la Serralada Bètica en el que la localització del cos CB2 coincideix amb una zona de baixes velocitats de les ones sísmiques, mostrant anomalies negatives de fins el 6%.

La superposició de la localització dels hipocentres dels terratrèmols al model 3D de resistivitat elèctrica (Figura 4.22) mostra no només una manca de punts dins del conductor CB2, sinó també en la seva possible continuïtat en profunditat fins arribar a l'astenosfera. Si observem detingudament la Figura 4.22 podrem veure que, de fet, el cos CB2 separa tres dominis principals en funció del valor de la resistivitat elèctrica i l'activitat sísmica.

(D1) Un primer domini situat al SW de la zona d'estudi que està caracteritzat per una litosfera resistiva i que inclou hipocentres la profunditat dels quals va incrementant cap a l'est i cap al sud.

(D2) Un segon domini situat al SE de la zona d'estudi menys resistiu que D1 i amb una densitat d'hipocentres molt elevada però, en aquest cas, situats exclusivament als nivells més superficials de l'escorça.

(D3) Un tercer domini situat al nord de D1 i D2 que presenta una resistivitat elèctrica molt elevada i en el qual només s'hi troben uns pocs hipocentres situats a la part més superficial de l'Escorça Ibèrica.

Així doncs, la baixa velocitat de les ones sísmiques i especialment la manca d'hipocentres suggereixen que el cos CB2 separa aquests tres dominis tectònics principals i que té una naturalesa menys rígida que els materials que l'envolten.

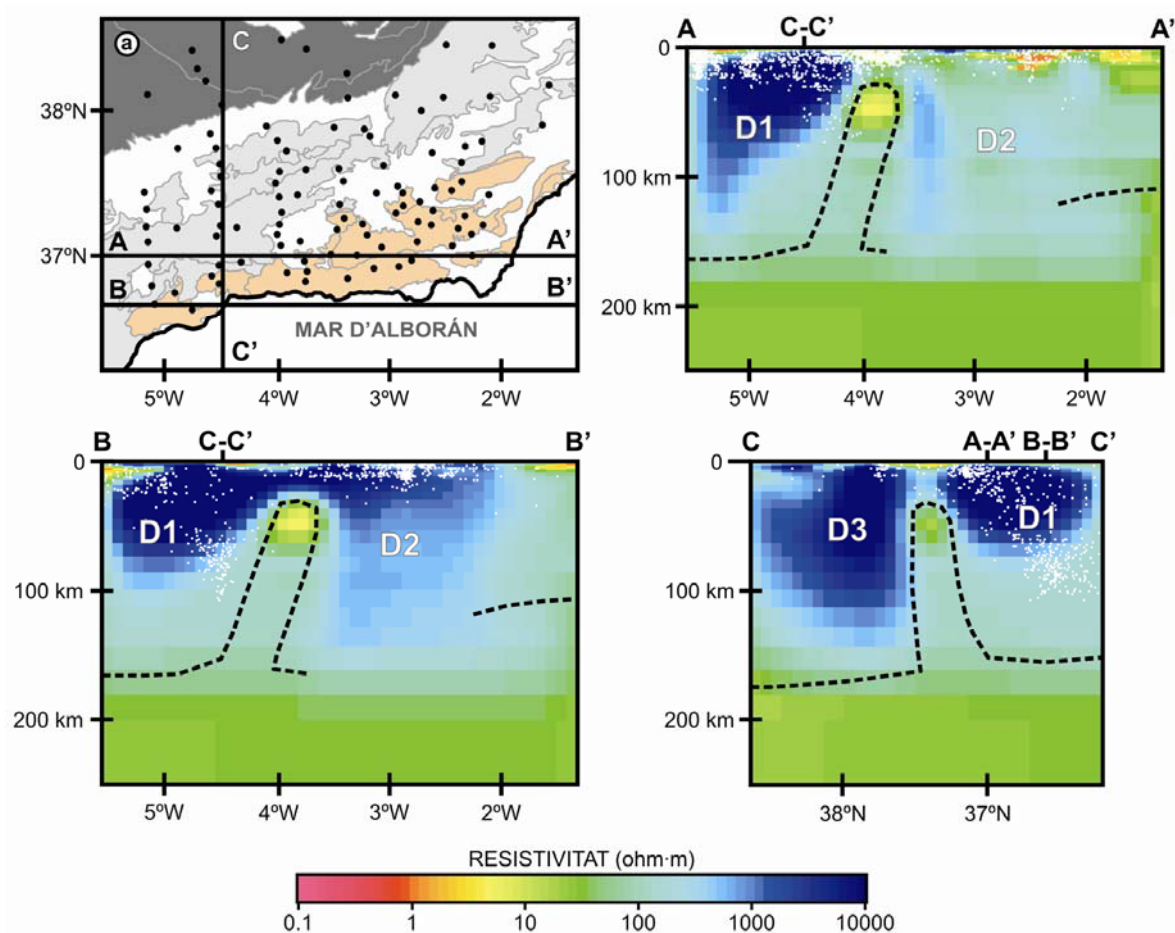


Figura 4.22: a) Mapa geològic simplificat de la Serralada Bètica mostrant la localització de les estacions magnetotel·lúriques (punts negres) i els perfils. A–A', B–B' i C–C' són vistes laterals de seccions del model 3D de resistivitat elèctrica que travessen el cos CB2 amb la superposició de la localització dels hipocentres (punts blancs) que es troben a menys de 8 km de distància del perfil. S'hi inclouen totes les dades disponibles des de 1900. La línia discontinua negra mostra el límit entre la litosfera i l'astenosfera interpretada del model de resistivitat incloent la continuació del cos CB2 en profunditat. D1, D2 i D3 són els principals dominis tectònics descrits al text.

Els models geodinàmics presentats s'han analitzat també tenint en compte l'existència i les característiques del conductor CB2.

L'arrencament per convecció o el col·lapse gravitacional d'una litosfera engruixida (Platt i Vissers, 1989; Platt *et al.*, 1998; Figura 4.4) poden explicar la intrusió de material astenosfèric dins del mantell litosfèric, però la direcció del cos CB2 és totalment contrària a aquestes dues hipòtesis, ja que té una clara direcció N-S i amb aquestes dues hipòtesis esperaríem tenir el material astenosfèric en una direcció E-W.

La delaminació cap al SE d'una llosa litosfèrica situada per sota de l'escorça (Docherty i Banda, 1995, Figura 4.8) suggereix una intrusió astenosfèrica amb una forma similar a la que presenta el cos CB2 però, igual que en el cas anterior, la direcció NE-SW que hauria de tenir el cos CB2 no és compatible amb la forma que presenta al model obtingut.

Així doncs, les úniques opcions restants són aquelles que involucren processos de subducció amb trencament, i per explicar la direcció N-S que presenta el cos CB2 la subducció ha de ser necessàriament cap a l'est o cap a l'oest. Tot i que la subducció litosfèrica principal de la zona oest del Mediterrani presenta una llosa subduïnt cap a l'oest (subducció dels Apenins, Doglioni *et al.*, 1999b), s'han publicat treballs de la zona d'estudi proposant lloses que subdueixen cap a l'est per explicar l'estructura litosfèrica de l'Arc de Gibraltar i l'obertura del Mar d'Alborán (p.e. Gutscher *et al.*, 2002; Krijgsman i Garcés, 2004; Díaz *et al.*, 2010; Bokelmann *et al.*, 2011, Figura 4.6).

Els models numèrics de subducció litosfèrica presentats per Govers i Wortel (2005) tenen en compte la subducció d'una llosa litosfèrica amb un trencament lateral (o *tearing*) progressiu que pot esdevenir en alguns casos en un trencament de la llosa que subdueix. A la Figura 4.23 es poden observar els esforços de Coulomb calculats en aquesta situació i la possible zona de trencament de la llosa litosfèrica en aquests casos. Així doncs, tenint en compte les característiques geofísiques del cos CB2 i aquests models numèrics s'interpreta el cos CB2 com a una intrusió de material astenosfèric dins de la litosfera mitjançant el trencament d'una llosa litosfèrica que subdueix.

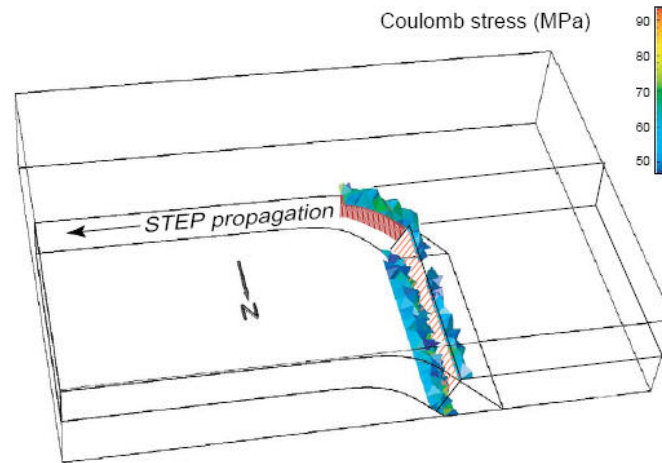


Figura 4.23: Model de subducció amb trencament lateral (*tearing*) presentat per Govers i Wortel (2005). S'hi indiquen els esforços de Coulomb més grans de 50 Mpa i el possible pla de trencament de la llosa que subdueix.

La forma, les dimensions i la localització d'aquesta intrusió de material astenosfèric es pot correlacionar amb un desenganxament de la part inferior de la llosa litosfèrica que subdueix cap a l'est (Figura 4.24). Un trencament d'aquesta llosa és possible en un escenari d'aquestes característiques (Govers i Wortel, 2005) i pot ser també la conseqüència de l'aixecament recent de tota la zona d'estudi tal i com s'explica a Zeck (1996, 1997). El trencament d'aquesta llosa estaria limitat al nord per un *tearing* litosfèric amb direcció E-W en el qual el material astenosfèric s'introdueix per el seu límit occidental, generant així el gir de 90° al límit septentrional del cos conductor CB2. Aquest *tearing* lateral de la subducció, amb direcció E-W, es correspon amb el límit entre la placa Ibèrica i la litosfera oceànica Liguriana que subdueix cap a l'Est i va desapareixent progressivament prop del meridià 5°W (Figura 4.24). Aquest trencament lateral de la litosfera s'observa també en el model litosfèric presentat per García-Castellanos i Villaseñor (2011), tot i que amb una extensió i unes característiques diferents.

El límit litosfera-astenosfera resultant (LAB) es pot observar a la Figura 4.24. A més, existeixen evidències geofísiques de trencaments de lloses litosfèriques en zones de subducció com, per exemple, a la regió Mediterraneo-Carpàtica (Wortel i Spakman, 2000).

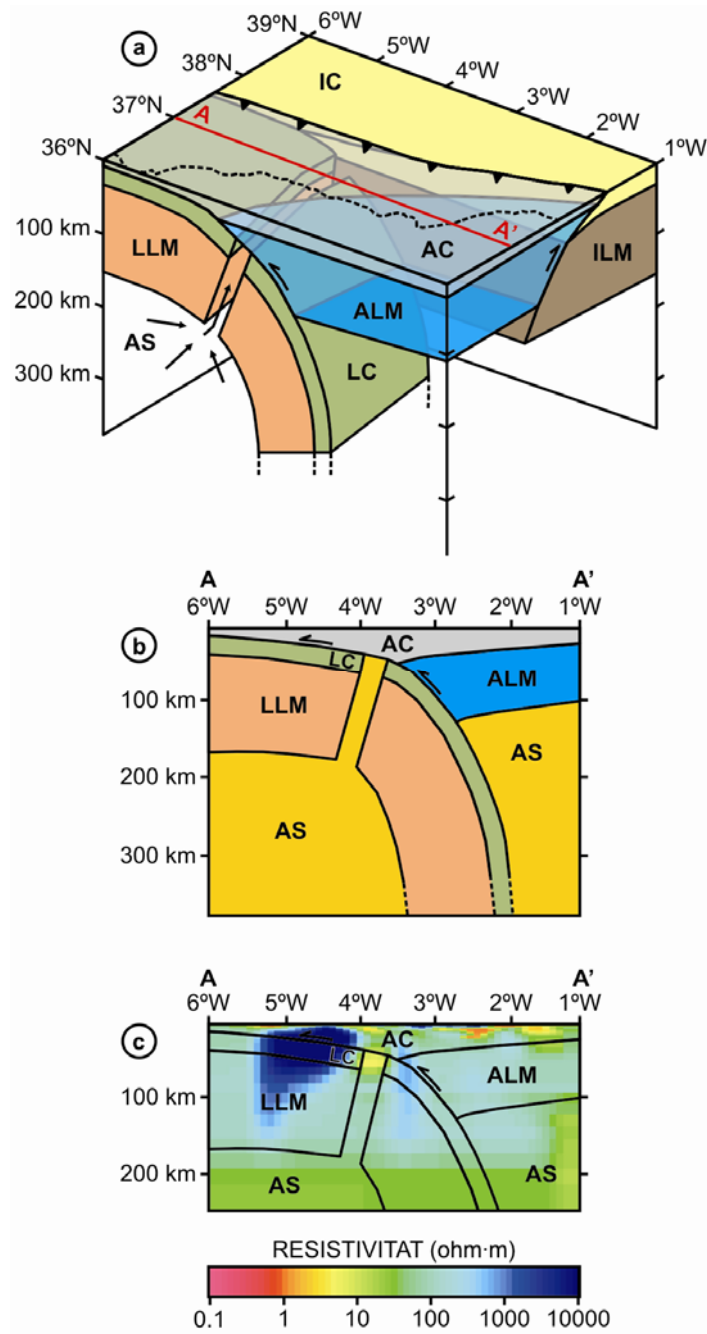


Figura 4.24: (a,b) Esquema geodinàmic 3D i secció vertical de l'estructura litosfèrica interpretada sota la Serralada Bètica i el nord del Mar d'Alborán. IC, Escorça Ibèrica; AC, Escorça d'Alborán (Zones Internes i Mar d'Alborán); LC, Escorça Liguriana; ILM, Mantell litosfèric Ibèric; ALM, Mantell litosfèric d'Alborán; LLM, Mantell litosfèric Ligurià; AS, Astenosfera. La línia negra discontinua indica la línia de costa actual. (c) Estructura litosfèrica interpretada superposada al tall corresponent del model 3D de resistivitat elèctrica A-A'.

4.8 Conclusions

El model 3D de resistivitat elèctrica de la litosfera de la Serralada Bètica és una nova aportació al coneixement i a la comprensió de l'estructura litosfèrica de la part septentrional de l'Arc de Gibraltar. L'existència d'una anomalia de baixa resistivitat a profunditats corresponents al mantell litosfèric a l'est del meridià 4°W coincideix amb una zona sense localització d'hipocentres de terratrèmols i una zona que prèviament s'havia descrit com a zona de baixa velocitat de les ones sísmiques.

El model geodinàmic derivat de la interpretació del model 3D de resistivitat elèctrica suggereix que l'estructura litosfèrica sota la Serralada Bètica i la contigua Conca d'Alborán és el resultat d'un retrocés cap a l'oest d'una llosa que subdueix cap a l'est i que presenta, a la vegada, un trencament lateral (*tearing*) al seu límit més septentrional. Aquesta subducció ha resultat en les seves darreres etapes en un trencament i enfonsament de la llosa que subdueix cap a l'est donant lloc, a la vegada, a una intrusió de material astenosfèric dins del mantell litosfèric omplint l'espai generat.

També s'ha pogut determinar que el cos responsable de l'anomalia conductora descrit per Martí *et al.* (2009b) sota la Sierra de los Filabres i interpretat com un conjunt de roques bàsiques o ultrabàsiques que contenen una fase mineral conductora no presenta continuïtat cap a l'oest sota Sierra Nevada. A més, no s'observa cap altre cos de característiques geolèctriques similars a cap altre indret de la Serralada Bètica, tot i que sí que es coneix la presència d'altres roques ultrabàsiques (p.e., peridotites de Ronda).

El model geodinàmic presentat coincideix parcialment amb els models de subducció cap a l'Est proposats prèviament per Royden (1993), Lonergan i White (1997) o Gutscher *et al.* (2002), però introdueix altres elements ja observats en alguns models geodinàmics anteriors com el trencament lateral (*tearing*, García Castellanos i Villaseñor, 2011) o el trencament de la llosa subduent (Zeck, 1996, 1997).

La geometria del límit entre la litosfera i l'astenosfera, situat a profunditats entre 110 km a la zona NE i 160 km a la zona SW, es correspon amb les geometries presentades prèviament, amb l'única excepció de la intrusió astenosfèrica descoberta en aquest treball.

**CONCLUSIONS FINALS I TREBALLS
FUTURS**

CONCLUSIONS FINALS

En aquest treball s'ha analitzat la utilització del mètode magnetotel·lúric en el cas d'estudis aplicats a zones geològicament complexes. Concretament s'han tingut en compte dos d'aquests casos: la presència de materials elèctricament anisòtrops a la zona d'estudi i la presència d'estructures regionals 3D. Al Capítol 2 s'han tractat aspectes metodològics i exemples amb dades sintètiques, mentre que als Capítols 3 i 4 s'han aplicat aquests aspectes a estudis reals d'escala litosfèrica. Al Capítol 3 s'ha treballat amb dades de la província d'Alberta (Canadà) afectades per anisotropia, mentre que al Capítol 4 s'han tractat dades de la Serralada Bètica (Espanya) afectades per estructures regionals 3D. Les conclusions que s'han extret d'aquesta memòria s'expliquen a continuació.

Conclusions metodològiques

La identificació de la possible presència de materials elèctricament anisòtrops a una zona d'estudi és important de cara a seleccionar el tipus de modelització més adient per caracteritzar l'estructura geoelectrica de la zona d'estudi. En aquest treball s'han revisat els indicis habitualment utilitzats per identificar la possible presència d'efectes de l'anisotropia i que es poden agrupar en tres tipus:

Els que es mostren directament sobre les dades magnetotel·lúriques, que són:

- corbes iguals en diferents estacions
- vectors d'inducció nuls
- vectors d'inducció no perpendiculars a l'*strike*
- fases fora de quadrant

Els que es manifesten durant l'anàlisi de la dimensionalitat de les dades, que són:

- resultats de l'anàlisi amb el codi WALDIM per a casos determinats com a 2D
- resultats contradictoris entre els codis WALDIM i STRIKE

Els que estan relacionats amb els processos de modelització isòtropa 2D, que són:

- alternança de cossos subverticals conductors i resistius.
- canvi de les característiques d'aquests cossos en funció de l'espaiat utilitzat.

Si bé la majoria d'aquests indicis ja eren coneguts, dos d'ells es consideren aportacions d'aquest treball: l'existència de resultats contradictoris entre els codis d'anàlisi de la dimensionalitat WALDIM i STRIKE i les variacions de la morfologia de l'alternança de cossos conductors i resistius degut al canvi de l'espaiat entre les estacions en els models obtinguts per inversió isòtropa 2D.

Com a resum de tot aquest procés s'ha presentat un esquema que relaciona tots aquests indicis enumerats anteriorment amb les possibles estructures geolèctriques que els poden causar, siguin aquestes anisòtropes o no.

Pel que fa als estudis magnetotel·lúrics en zones afectades per estructures 3D, s'ha presentat una extensa descripció dels efectes que es poden observar a les dades en diferents situacions. També s'han avaluat les possibles solucions per optimitzar la modelització i la interpretació en aquests casos.

Conclusions de la caracterització litosfèrica a la província d'Alberta (Canadà)

Aquestes eines s'han aplicat a un estudi magnetotel·lúric a la província d'Alberta (Canadà) amb l'objectiu de caracteritzar els materials a la litosfera identificats com a anisòtrops en estudis anteriors però que no es van poder interpretar correctament. L'anàlisi exhaustiva de les dades ha determinat que l'estructura litosfèrica regional a la zona d'estudi és bàsicament estratificada (1D) amb algunes de les capes afectades per anisotropia.

La modelització anisòtropa 2D de la regió ha permès diferenciar quatre unitats principals: la Conca d'Alberta (isòtropa), l'Escut Canadenc (anisòtrop), el mantell litosfèric (anisòtrop) i l'astenosfera (isòtropa). La Moho se situa a una profunditat d'entre 30 km i 40 km a tota la zona d'estudi, mentre que el LAB se situa entre 250 km i 280 km. A més, a la part superior de l'Escut Canadenc i seguint el contacte entre els blocs de Lacombe i Loverna s'hi ha observat un cos prim extremadament conductor (RDC) que augmenta la seva extensió progressivament cap al SW i que també presenta anisotropia.

L'origen de l'anisotropia no és el mateix per a totes les unitats tectòniques de la zona d'estudi. En aquest treball s'ha conclòs que l'anisotropia a l'escorça es deu a efectes macroanisòtrops relacionats amb processos tectònics (falles, fractures, circulació

de fluids, etc.). En canvi, s'ha determinat que la causa més probable de la presència d'anisotropia al mantell litosfèric és la difusió anisòtropa de l'hidrogen a l'olivina preferentment orientada en presència d'aigua. Aquest efecte és més significatiu a les zones limítrofes de l'Escut Canadenc. Aquesta interpretació queda suportada tant per les dades magnetotel·lúriques com per les velocitat de les ones sísmiques. Existeixen altres mecanismes que poden generar efectes elèctricament anisòtrops al mantell litosfèric, però s'han anat descartant per motius diferents (no coincidir les característiques de l'anisotropia elèctrica o no ser compatibles amb altres dades geofísiques existents).

Conclusions de la caracterització litosfèrica a la Serralada Bètica (Espanya)

S'ha realitzat un estudi en una zona amb una estructura litosfèrica tridimensional: la Serralada Bètica, situada a la meitat nord de l'Arc de Gibraltar. L'estructura litosfèrica d'aquest arc ha estat objecte de multitud d'estudis geofísics i està en discussió. Els diferents models proposats, però, no tenen en compte en general dades electromagnètiques que poden ser de molta utilitat en zones de col·lisió de plaques. Per aquest motiu s'han obtingut dades magnetotel·lúriques a la zona d'estudi tant de banda ampla com de llarg període. L'anàlisi de la dimensionalitat de les dades obtingudes en 100 estacions de mesura determina que l'estructura litosfèrica és tridimensional i que, per tant, es requereix una modelització 3D per caracteritzar-la. No s'han detectat evidències clares de presència d'anisotropia elèctrica a les dades que suggereixin la necessitat de realitzar una modelització anisòtropa.

S'ha obtingut un model 3D de resistivitat elèctrica de la litosfera mitjançant un procés d'inversió en el que s'han utilitzat les dades magnetotel·lúriques de banda ampla i de llarg període, aquestes darreres per primera vegada a la zona d'estudi. El model resultant caracteritza l'estructura elèctrica de la litosfera a la part septentrional de l'Arc de Gibraltar, i hi queden caracteritzades tant les unitats que afloren (conques neògenes, Zones Externes, Zones internes i Massís Ibèric) com les estructures geoelèctriques més profundes.

A nivell cortical el model mostra que el cos responsable de l'anomalia conductora escrita per Martí *et al.* (2009b) sota la Sierra de los Filabres no presenta continuïtat cap a l'oest sota Sierra Nevada. Malgrat que aquest cos s'associa a unitats ultrabàsiques que

sí que apareixen a altres zones de la Serralada Bètica (p.e. peridotites de Ronda), en cap cas presenten característiques geolèctriques similars.

Com a novetat principal el model mostra per sota de la Moho una anomalia de baixa resistivitat a profunditats corresponents al mantell litosfèric a l'est del meridià 4°W que coincideix amb una zona sense localització d'hipocentres de terratrèmols i que prèviament s'havia descrit com a zona de baixa velocitat de les ones sísmiques. La geometria del límit entre la litosfera i l'astenosfera es correspon bastant bé amb les geometries presentades prèviament, amb l'única excepció de la intrusió astenosfèrica descoberta en aquest treball.

El model geodinàmic derivat de la interpretació del model 3D de resistivitat elèctrica mostra que l'estructura litosfèrica sota la Serralada Bètica i la contigua Conca d'Alborán és el resultat d'un retrocés (*roll-back*) cap a l'oest d'una llosa que subdueix cap a l'est i que presenta, a la vegada, un trencament (*tearing*) lateral al seu límit més septentrional. Aquesta subducció ha resultat en les seves darreres etapes en un trencament i enfonsament de la llosa que subdueix cap a l'est donant lloc, a la vegada, a una intrusió de material astenosfèric dins del mantell litosfèric omplint l'espai generat. Aquest model geodinàmic coincideix parcialment amb els models de subducció cap a l'Est proposats prèviament (p.e. Gutscher *et al.*, 2002), però en aquest cas la subducció està situada més cap a l'est i es produeixen també un estrip lateral (*tearing*) i el trencament de la llosa subduent. El context geodinàmic proposat s'assimila al dels models numèrics de subducció proposats per Govers i Wortel (2005).

TREBALLS FUTURS

Tot i que el mètode d'assaig i error ha estat útil per obtenir els models 2D anisòtrops de la litosfera de la província d'Alberta, caldria completar l'estudi amb una inversió anisòtropa 2D dels mateixos perfils amb algun dels codis existents. En el moment de realitzar la modelització no es va tenir la possibilitat d'accedir a algun d'ells i altres es trobaven encara en desenvolupament, però seria interessant donar aquest pas en el futur. Els resultats obtinguts segurament serien molt similars, però un procés d'inversió acostuma a obtenir models més suavitzats.

Un dels aspectes del mètode magnetotel·lúric que està en desenvolupament actualment és la inversió conjunta amb altres dades geofísiques com la velocitat de les

ones sísmiques o les anomalies de Bouguer. A la Serralada Bètica pot ser interessant realitzar aquesta inversió conjunta per ajustar millor la interpretació geodinàmica.

En aquest treball s'ha realitzat un estudi magnetotel·lúric de la meitat nord de l'Arc de Gibraltar i caldria ampliar la zona d'estudi al Mar d'Alborán i a la Serralada del Rif per veure la continuïtat (o no) de l'estructura litosfèrica proposada cap al sud. De fet, altres grups de recerca (p.e. projecte AMELIE) ja han realitzat algunes mesures al fons del Mar d'Alborán i s'està mirant de realitzar una modelització conjunta de les dades obtingudes amb les d'aquest treball.

BIBLIOGRAFIA

Articles, llibres i capítols de llibre

- Arango, C., 2005. Estudio magnetotélúrico de la zona de Llucmajor (Mallorca): avances en el proceso de datos y modelo 3D, PhD thesis, Barcelona, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona.
- Ardizzone, J., Mezcua, J. i Socias, I., 1989. Mapa aeromagnético de la España Peninsular, *Instituto Geográfico Nacional*, Madrid.
- Árnason, K., Eysteinnsson, H. i Hersir, G.P., 2010. Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland, *Geothermics*, 39, 13-34.
- Avdeev, D. i Avdeeva, A., 2009. 3D magnetotelluric inversion using a limited-memory quasi-Newton optimization, *Geophysics*, 74 (3), F45-F57.
- Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., García-Dueñas, V. i Jabaloy, A., 2002. Alpine Tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. *In: The Geology of Spain*, edited by Gibbons, W. i Moreno, T., Geological Society (London), p. 401-416.
- Baba, K., Chave, A.D., Evans, R.L., Hirth, G. i Mackie, R.L., 2006. Mantle dynamics beneath the East Pacific Rise at 178S: insights from the mantle electromagnetic and tomography (MELT) experiment, *J. Geophys. Res.*, 111, B02101.
- Bahr, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *J. Geophys.*, 62, 119-127.
- Bahr, K. i Simpson, F., 2002. Electrical anisotropy below slow- and fast-moving plates: paleoflow in the upper mantle?, *Science*, 295, 1270-1272.
- Bailey, R.C., 1970. Inversion of the geomagnetic induction problem, *Proc. Roy. Soc. Lond.*, 315 (A), 185-194.
- Banda E. i Ansorge, J., 1980. Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera, *Geophys. J. Int.*, 63 (2), 515-532.
- Banda E., Udias, A., Mueller, St., Mezcua, J., Boloix, M., Gallart, J. i Aparicio, A., 1983. Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments, *Phys. Earth Planet. Int.*, 31 (4), 277-280.

- Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J. i Markis, J., 1993. Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: New evidence from the Betic Cordillera, *Tectonophysics*, 221 (1), 53-66.
- Bendat, J.S. i Piersol, A.G., 1966. Measurement and analysis of random data, *John Wiley & Sons.*, New York, 390 p.
- Berdichevsky, M.N. i Dmitriev, V.I., 1976. Basic principles of interpretation of magnetotelluric curves. *In: Geoelectric and Geothermal studies*, edited by Adam, Á., KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, Budapest, 165-221.
- Bertrand, E., Unsworth, M., Chiang, C. Chen, S. Chen, C., Wu, F., Türkoglu, E., Hsu, H. i Hill, G., 2009. Magnetotelluric evidence for thick-skinned tectonics in central Taiwan, *Geology*, 37 (8), 711-714.
- Blanco, M.J. i Spakman, W., 1993. The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain, *Tectonophysics*, 221 (1), 13-34.
- Boerner, D.E., Kurtz, R.D., Craven, J.A., Rondenay, S. i Qian, W., 1995. Buried Proterozoic foredeep under the Western Canada Sedimentary Basin?, *Geology*, 23 (4), 297-300.
- Boerner, D.E., Kurtz, R.D., Craven, J.A., Ross, G.M. i Jones, F.W., 2000. A synthesis of electromagnetic studies in the Lithoprobe Alberta Basement Transect: constraints on Paleoproterozoic indentation tectonics, *Can. J. Earth Sci.*, 37, 1509-1534.
- Bokelmann, G., Maufroy, E., Buontempo, L., Morales, J. i Barruol, G., 2011. Testing oceanic subduction and convective removal models for the Gibraltar arc: Seismological constraints from dispersion and anisotropy, *Tectonophysics*, 502, 28-37.
- Brasse, H. i Eydam, D., 2008. Electrical conductivity beneath the Bolivian Orocline and its relation to subduction processes at the South American continental margin, *J. Geophys. Res.*, 113, B07109
- Brasse, H., Kapinos, G., Mütschard, L., Alvarado, G.E., Worzewski, T. i Jegen, M., 2009. Deep electrical resistivity structure of northwestern Costa Rica, *Geoph. Res. Lett.*, 36, L02310.

- Brigham, E.O., 1974. The Fast Fourier Transform, New Jersey, Prentice-Hall Inc. 252 p.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 15, 123-157.
- Cagniard, L., 1956. Electricité tellurique. In: *Encyclopedia of Physics*, Berlin, Springer-Verlag, 47, 407-469.
- Caldwell, T.G., Bibby, H.M. i Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor, *Geophys. J. Int.*, 158, 457-469.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil G. i Jabour, N., 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.
- Campanyà, J., 2013. Innovation of the Magnetotelluric method and its application to the characterization of the Pyrenean lithosphere, PhD thesis, Barcelona, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona.
- Carbonell, R., Sallarés, V., Pous, J., Dañobeitia, J.J., Queralt, P., Ledo, J.J. i García-Dueñas, V., 1998. A multidisciplinary geophysical study in the Betic Chain (southern Iberia Peninsula), *Tectonophysics*, 288, 137-152.
- Caricchi, L., Gaillard, F., Mecklenburgh, J. i Le Trong, E., 2011. Experimental determination of electrical conductivity during deformation of melt-bearing olivine aggregates: implications for electrical anisotropy in the oceanic low velocity zone, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 302, 81-94.
- Chave, A.D. i Smith, J.T., 1994. On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions, *J. Geophys. Res.*, 99 (B3), 4669-4682.
- Chave, A.D. i Thomson, D.J., 2004. Bounded influence magnetotelluric response function estimation, *Geophysical J. Int.*, 99 (B3), 4669-4682.
- Chen, J., Heincke, B., Jegen, M. i Moorkamp, M., 2012. Using empirical mode decomposition to process marine magnetotelluric data, *Geophys. J. Int.*, 190, 293-309.

- Dañobeitia, J.J., Sallarès, V. i Gallart, J., 1998. Local earthquakes seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain), *Earth Plan. Sci. Lett.*, 160 (3-4) 225-239.
- Díaz, J., Gallart, J., Villaseñor, A., Mancilla, F., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, J.A., Ibarra, P. i Harnafí, M., 2010. Mantle dynamics beneath the Gibraltar Arc (western Mediterranean) from shear-wave splitting measurements on a dense seismic array, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L18304.
- Docherty, C. i Banda, E., 1995. Evidence for the eastward migration of the Albroan Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere?, *Tectonics*, 14 (4), 804-818.
- Dogliani, C., Gueguen, E., Sàbat, F. i Fernández, M., 1997. The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen, *Terra Nova*, 9, 109-112.
- Dogliani, C., Fernández, M., Gueguen, E. i Sàbat, F., 1999a. On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean, *Boll. Soc. Geol. It.*, 118, 75-89.
- Dogliani, C., Gueguen, E., Harabaglia, P. i Mongelli, F., 1999b. On the origin of west-directed subduction zones and applications to western Mediterranean. *A: The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, editat per Durand, B., Jolivet, L. Horváth, F. i Séranne, M.). Geological Society, Special Publications, London, 156, 541-561.
- Duggen, S., Hoernie, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L. i Morgan, J.P., 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 422, 602-606.
- Dündar, S., Kind, R., Yuan, X., Bulut, F., Sodoudi, F., Heit, B., Kumar, P., Li, X., Hanka, W., Martin, R., Stiller, M., Eken, T., Bianchi, M., Buform, E. i Martin-Davila, J., 2011. Receiver function images of the base of the lithosphere in the Alboran region, *Geophys. J. Int.*, 187, 1019-1026.
- Dupis, A., 1997. A third of a century in magnetotellurics, *The Leading Edge*, 16, 497-502.
- Eaton, D.W. i Cassidy, J.F., 1996. A relic Proterozoic subduction zone in western Canada: New evidence from seismic reflection and receiver function data, *Geophys. Res. Lett.*, 23 (25), 3791-3794.

- Eaton, D.W., Jones, A.G. i Ferguson, I.J., 2004. Lithospheric anisotropy structure inferred from collocated teleseismic and magnetotelluric observations: Great Slave Lake shear zone, northern Canada, *Geophys. Res. Lett.*, 31(19), L19614.
- Eaton, D.W., Darbyshire, F., Evans, R.L., Grütter, H., Jones, A.G. i Yuan, X., 2009. The elusive lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons, *Lithos*, 109, 1-22.
- Eisel, M. i Bahr, K., 1993. Electrical anisotropy in the lower crust of British Columbia, an interpretation of a magnetotelluric tensor decomposition, *J. Geomagnet. Geoelect.*, 45 (9), 1115-1126.
- Eisel, M. i Haak, V., 1999. Macro-anisotropy of the electrical conductivity of the crust: a magnetotelluric study of the German Continental Deep Drilling site (KTB), *Geophys. J. Int.*, 136, 109-122.
- Egbert, G.D. i Booker, J.R., 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, 173-194.
- Egbert, G.D. i Kelbert, A., 2012. Computational recipes for electromagnetic inverse problems, *Geophys. J. Int.*, 189, 251-267.
- Escalas, M., Queralt, P., Ledo, J i Marcuello, A., 2013. Polarisation analysis of magnetotelluric time series using a wavelet-based scheme: A method for detection and characterisation of cultural noise sources, *Phys. Earth and Plan. Int.*, 218, 31-50.
- Farquharson, C.G. i Craven, J.A., 2009. Three-dimensional inversion of magnetotelluric data for mineral exploration: An exemple from McArthur River uranium deposit, Saskatchewan, Canada, *J. App. Geophys.*, 68 (450-458).
- Farquharson, C.G., Oldenburg, D.W., Haber, E. i Shekhtman, R., 2002. An algorithm for the three-dimensional inversion of magnetotelluric data. 72nd Annual International Meeting of the Society of Exploration Geophysicists, pp. 649–652.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. i Ramalho, E., 1998. Heat flow, heat production and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, 291, 29-54.

- Frederiksen, A.W., Ferguson, I.J., Eaton, D., Miong, S.K. i Gowan, E., 2006. Mantle fabric at multiple scales across an Archean-Proterozoic boundary, Grenville Front, Canada. *Phys. Earth Planet. Int.*, 158, 240-263.
- Friedrichs, B., 2003. MAPROS, Magnetotelluric processing software (Metronix). User Manual.
- Fullea, J., Fernández, M., Afonso, J.C., Vergés, J. i Zeyen, H., 2010. The structure and evolution of the lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Atlantic-Mediterranean Transition Region, *Lithos*, 120 (1-2), 74-95.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M. i Clarke, J., 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, 44, 53-68.
- Gatzemeier, A. i Moorkamp, M., 2005. 3D modelling of electrical anisotropy from electromagnetic array data: hypothesis testing for different upper mantle conduction mechanisms, *Phys. Earth Planet. Int.*, 149, 225-242.
- Gatzemeier, A. i Tommasi, A., 2006. Flow and electrical anisotropy in the upper mantle: finite-element models constraints on the effects of olivine crystal preferred orientation and microstructure, *Phys. Earth Planet. Int.*, 158, 92-106.
- García, X., Ledo, J. i Queralt, P., 1999. 2D inversion od 3D magnetotelluric data: The Kayabe dataset, *Earth Planets Space*, 51, 1135-1143.
- García-Castellanos, D. i Villaseñor, A., 2011. Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc, *Nature*, 480, 359-363.
- García-Dueñas, V., Banda, E., Torné, M., Córdoba, D. i ESCi-Béticas Working Group, 1994. A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results, *Tectonophysics*, 232, 77-89.
- Govers, R., 2009. Cjoking the Mediterranean to dehydration: The Messinian salinity crisis, *Geology*, 37 (2) 167-170.
- Govers, R. i Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236, 505-523.
- Groom, R.W. i Bailey, R.C., 1989. Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *J. Geophys. Res.*, 94, 1913-1925.

- Groom, R.W. i Bailey, R.C., 1991. Analytic investigations of the effects of near-surface 3-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions, *Geophysics*, 56 (4), 496-518.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Víctor, L. i Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology*, 30 (12), 1071-1074.
- Gutscher, M.A., Domínguez, S., Westbrook, G.K., Le Roy, P., Rosas, F., Duarte, J.C., Terrinha, P., Mirnada, J.M., Graindorge, D., Gailler, A., Sallares, V., i Bartolomé, R., 2012. The Gibraltar subduction. A decade of new geophysical data, *Tectonophysics*, 574-575, 72-91.
- Hamilton, M.P., Jones, A.G., Evans, R.L., Evans, S., Fourie, C.J.S., Garcia, X., Mountford, A., Spratt, J.E. i the SAMTEX team, 2006. Electrical anisotropy of South African lithosphere compared with seismic anisotropy from shear-wave splitting analyses, *Phys. Earth Planet. Int.*, 158, 226-239.
- Han, N., Nam, M.J., Kim, H.J., Lee, T.J., Song, Y. i Suh, J.H., 2009. Three-dimensional inversion of magnetotelluric data including sea effects obtained in Pohang, Korea, *J. App. Geophys.*, 68, 533-545.
- Häuserer, M. i Junge, A., 2011. Electrical mantle anisotropy and crustal conductor: a 3D conductivity model of the Rwenzori Region in western Uganda, *Geophys. J. Int.*, 185, 1235–1242.
- Heise, W. i Pous, J., 2001. Effects of anisotropy on the two-dimensional inversion procedure, *Geophys. J. Int.*, 147, 610-621.
- Heise, W. i Pous, J., 2003. Anomalous phases exceeding 90° in magnetotellurics: anisotropic model studies and a field example, *Geophys. J. Int.*, 155, 308-318.
- Heise, W., Caldwell, T.G., Bibby, H.M. i Bannister, S.C., 2008. Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the Rotokawa geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, 173, 740-750.
- Hill, G.J., Caldwell, T.G., Heise, W., Chertkoff, D.G., Bibby, H.M., Burgess, M.K., Cull, J.P. i Cas, R.A.F., 2009. Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data, *Nat. Geosci.*, 2, 785–789.

- Hirth, G., Evans, R.L. i Chave, A.D., 2000. Comparison of continental and oceanic mantle electrical conductivity: is the Archean lithosphere dry?, *Geochem. Geophys. Geosys.*, 1 (12).
- Hoffman, P.F., 1988. United plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic assembly and growth of Laurentia, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, 543-603.
- Hope, J. i Eaton, D.W., 2002. Crustal structure beneath the Western Canada Sedimentary Basin: constraints from gravity and magnetic modelling, *Canadian J. Earth Sci.*, 39 (3), 291-312.
- Ingham, M.R., Bibby, H.M., Heise, W., Jones, K.A., Cairns, P., Dravitzki, S., Bennie, S.L., Caldwell, T.G. i Ogawa, Y., 2009. A magnetotelluric study of Mount Ruapehu volcano, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, 179 (2), 887-904.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. i Aldaya, F., 1995. Main features of the deep structure of the central Betic Cordillera (SE Spain) from the ESCI-Béticas deep seismic reflection profiles, *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4), 461-476.
- Jabaloy, A., Fernández-Fernández, E.M. i González-Lodeiro, F., 2007. A cross section of the eastern Betic Cordillera (SE Spain) according field data and a seismic reflection profile, *Tectonophysics*, 433 (1-4), 97-126.
- Jiracek, G.R., 1990. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction, *Surveys in Geophysics*, 11, 163-203.
- Jodicke, H., 1992. Water and graphite in the earth's crust an approach to interpretation of conductivity models, *Surveys in Geophysics*, 13, 381-407.
- Jones, A.G., 1992. Electrical conductivity of the continental lower crust. *In: Continental lower crust*, edited by D.M. Fountain, R.J. Arculus and R.W. Kay. Elsevier, 81-143.
- Jones, A.G., 1999. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods, *Lithos*, 48, 57-80.
- Jones, A.G., Evans, R.L. i Eaton, D.W., 2009. Velocity–conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin–Shtrikman extremal bounds, *Lithos*, 109 (1-2), 131-143.

- Jones, F.W., Munro, R.A., Craven, J.A., Boerner, D.E., Kurtz, R.D. i Sydora, R.D., 2002. Regional geoelectrical complexity of the Western Canada Basin from magnetotelluric tensor invariants, *Earth Planets Space*, 54, 899-905.
- Jones, K.A., Ingham, M.R. i Bibby, H.M., 2008. The hydrothermal vent system of Mount Ruapehu, New Zealand – a high frequency MT survey of the summit plateau, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 176 (4), 591-600.
- Junge, A., 1996. Characterization of and correction for cultural noise, *Surveys in Geophysics*, 17, 361-391.
- Karato, S., 1990. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle, *Nature*, 347, 272–73.
- Kellett, R.L., Mareschal, M. i Kurtz, R.D., 1992. A model of lower crustal electrical anisotropy for Pontiac subprovince of the Canadian Shield, *Geophys. J. Int*, 3, 141-150.
- Khazaradze, G., Gárate, J., Suriñach, E., Davila, J.M. i Asensio, E., 2008. Crustal deformation in south-eastern Betics from CuaTeNeo GPS network, *GeoTemas*, 10, 10123-10127.
- Kiss, J., Szarka, L. i Prácsér, E., 2005. Second-order magnetic phase transition in the Earth, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24310.
- Kohlstedt, D.L. i Mackwell, S.J., 1998. Diffusion of hydrogen and intrinsic point defects in olivine, *Zeitsch. Physik. Chem.*, 207, 147-162.
- Koulakov, I., Kaban, M.K., Tesauro, M. i Cloething, S., 2009. P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data, *Geophys. J. Int.*, 179, 345-366.
- Krijgsman, W. i Garcés, M., 2004. Palaeomagnetic constraints on the geodynamic evolution of the Gibraltar Arc, *Terra Nova*, 16 (5), 281-287.
- Ledo, J., 2006. 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation, *Surveys in Geophysics*, 27, 111-148.
- Ledo, J., Queralt, P. i Pous, J., 1998. Effects of galvanic distortion on magnetotelluric data over a three-dimensional regional structure, *Geophys. J. Int.*, 132, 295-301.

- Ledo, J., Ayala, C., Pous, J., Queralt, P., Marcellulo, A. i Muñoz, J.A., 2000. New geophysical constraints on the deep structure of the Pyrenees, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (7), 1037-1040.
- Ledo, J., Gabàs, A. i Marcellulo, A., 2002. Static shift levelling using geomagnetic transfer functions, *Earth Planets Space*, 54, 493-498.
- Leibercker, J., Gatzemeier, A., Höning, M., Kuras, O. i Soyer, W., 2002. Evidence of electrical anisotropic structures in the lower crust and the upper mantle beneath the Rhenish Shield, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 202, 289-302.
- Lezaeta, P. i Haak, V., 2003. Beyond magnetotelluric decomposition: Induction, current channeling, and magnetotelluric phases over 90°, *J. Geophys. Res.*, 108 (B6), 2305
- Lilley, F.E.M., 1993. Magnetotelluric analysis using Mohr circles, *Geophysics*, 58, 1498-1506.
- Lonergan, L. i White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, 16 (3), 504-522.
- Mackie, R.L., 2002. User Manual and Software Documentation for Two-Dimensional Inversion of Magnetotelluric data. Anisotropy Version 6.7, GSY-USA, Inc., San Francisco, CA, USA.
- Mackie, R.L. i Madden, T.R., 1993. Three dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients, *Geophys. J. Int.*, 115, 215-229.
- Mackie, R.L., Madden, T.R. i Wannamaker, P.E., 1993. 3-dimensional magnetotelluric modelling using difference-equations – theory and comparisons to integral-equation solutions, *Geophysics*, 58 (2), 215-226.
- Mancilla, F., Stich, D., Berrocoso, M., Martín, R., Morales, J., Fernandez-Ros, A., Páez, R. i Pérez-Peña, A., 2013. Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity and GPS motion, *Geology*, 41 (3), 307-310
- Marcellulo, A., Queralt, P. i Ledo, J., 2005. Applications of dispersion relations to the geomagnetic transfer function, *Phys. Earth Plan. Int.*, 150 (1-3), 85-91.
- Mareschal, M., Kellett, R.L., Kurtz, R.D., Ludden, J.N., Ji, S. i Bailey, R.C., 1995. Archaean cratonic roots, mantle shear zones and deep electrical anisotropy, *Nature*, 375, 134-137.

- Martí, A., 2006. A magnetotelluric investigation of geoelectrical dimensionality and study of the central Betic crustal structure, PhD thesis, Barcelona, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona.
- Martí, A., 2013. The Role of Electrical Anisotropy in Magnetotelluric Responses: From Modelling and Dimensionality Analysis to Inversion and Interpretation, *Surv. Geophys.*, in press.
- Martí, A., Queralt, P. i Ledo, J., 2009a. WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor, *Computers & Geosciences*, 35, 2295-2303.
- Martí, A., Queralt, P., Roca, E., Ledo, J. i Galindo-Zaldívar, J., 2009b. Geodynamic implications for the formation of the Betic-Rif orogen from magnetotelluric studies, *J. Geophys. Res.*, 114, B01103.
- Martí, A., Queralt, P., Ledo, J. i Farquharson, C., 2010. Dimensionality imprint of electrical anisotropy in magnetotelluric responses, *Phys. Earth and Plan. Int.*, 182, 139-151.
- McNeice, G. i Jones, A.G., 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysics*, 66, 158-173.
- Medialdea, T., Suriñach, E., Vegas, R., Banda, E. i Ansorge, J., 1986. Crustal structure under the western end of the Betic Cordillera (Spain), *Ann. Geophys.*, 4 (B4), 457-464.
- Mezcua, J. i Rueda, J., 1997. Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea, *Geophys. J. Int.*, 129, F1-F8.
- Miensopust, M.P. i Jones, A.G., 2011. Artefacts of isotropic inversion applied to magnetotelluric data from an anisotropic Earth, *Geophys. J. Int.*, 187, 677-689.
- Miensopust, M., Martí, A. i Jones, A.G., 2007. Inversion of synthetic data using WSINV3DMT code. Contributed paper at: 4th International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics, Freiberg, Germany, 27-30 September.
- Moorkamp, M., Heincke, B. i Jegen, M., 2011. A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data, *Geophys. J. Int.*, 184 (1), 477-493.

- Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F. i González-Lodeiro, F., 1999. Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea, *Geology*, 27 (8), 735-738.
- Muñoz, G., Mateus, A., Pous, J., Heise, W., Monteiro Santos, F. i Almeida, E., 2008. Unraveling middle-crust conductive layers in Paleozoic Orogens through 3D modeling of magnetotelluric data: The Ossa-Morena Zone case study (SW Iberian Variscides), *J. Geophys. Res.*, 113, B06106.
- Naif, S., Key, K., Constable, S. i Evans, R., 2013. Melt-rich channel observed at the lithosphere-asthenosphere boundary, *Nature*, 495, 356–359.
- Negi, J.G. i Saraf, P.D., 1989. Anisotropy in geoelectromagnetism, *Elsevier*, 238 p.
- Newman, G.A. i Alumbaugh, D.L., 2000. Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients, *Geophys. J. Int.*, 140, 541-424.
- Newman, G. A., Hoversten, M., Gasperikova, E. i Wannamaker, P. E., 2008. Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field, *Geothermics*, 37, 369-399.
- Niewenhuis, G., 2011. Magnetotelluric imaging of Precambrian lithosphere beneath Southern Alberta, MSc, *University of Alberta*, Edmonton, 156 pp.
- Osella, A.M., i Martinelli, P., 1993. Magnetotelluric response of anisotropic 2-D structures, *Geophys. J. Int.*, 115, 819–828.
- Padilha, A.L., Vitorello, I., Pádua, M.B. i Bologna, M.S., 2006. Lithospheric and sublithospheric anisotropy beneath central-southeastern Brazil constrained by long period magnetotelluric data, *Phys. Earth. Planet. Int.*, 158, 190–209.
- Palacky, G.J., 1987. Resistivity characteristics of geologic targets. In: *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, edited by Nabighian, M.N. Tulsa, OK, Society of Exploration Geophysicists, vol. 1, 53-129.
- Parkinson, W.D., 1962. The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 6, 441–449.
- Patro, P.K. i Egbert, G.D., 2008. Regional conductivity structure of Cascadia: Preliminary results from 3D inversion of USArray transportable array magnetotelluric data, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20311.

- Pedreira, A., 2008. Structure and tectonic evolution of the Almanzora Corridor and the eastern Huércal-Overa basin (Eastern Betic Cordillera), PhD thesis, Granada, Editorial de la Universidad de Granada.
- Pedreira, A., Galindo-Zaldívar, J., Ruíz-Constán, A., Duque, C., Marín-Lechado, C. i Serrano, I., 2009. Recent large fold nucleation in the upper crust: Insight from gravity, magnetic, magnetotelluric and seismicity data (Sierra de los Filabres-Sierra de las Estancias), Internal Zones, Betic Cordillera, *Tectonophysics*, 463, 145-160.
- Pedreira, A., Galindo-Zaldívar, J., Tello, A. i Marín Lechado, C., 2010. Intramontane basin development related to contractional and extensional structure interaction at the termination of a major sinistral fault: The Huércal-Overa Basin (Eastern Betic Cordillera), *J. Geodynam.*, 49 (5), 271-286.
- Pek, J. i Verner, T., 1997. Finite-difference modelling of magnetotelluric fields in two-dimensional anisotropic data, *Geophys. J. Int.*, 128, 505-521.
- Pek, J. i Santos, F.A.M., 2002. Magnetotelluric impedances and parametric sensitivities for 1-D anisotropic layered media, *Comput. Geosci.*, 28, 939-950.
- Pek, J. i Santos, F.A.M., 2006. Magnetotelluric inversion for anisotropic conductivities in layered media. *Phys. Earth Planet. Int.*, 158, 139-158.
- Pek, J., Santos, F.A.M. i Li, Y., 2011. Non-linear conjugate gradient magnetotelluric inversion for 2-D anisotropic conductivities. Schmucker-Weidelt-Colloquium. Neustadt and der Weinstrasse, Germany.
- Platt, J.P. i Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc, *Geology*, 17, 540-543.
- Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J. i Kelley, S.P., 1998. Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean, *Tectonics*, 17 (5), 671-689.
- Polyak, B.G., Fernández, M., Khutorskoy, M.D., Soto, J.I., Basov, I.A., Comas, M.C., Khain, V.Y., Alonso, B., Agapova, G.V., Mazurova, I.S., Negrodo, A., Tochitsky, V.O., Linde, J.d.l., Bogdanov, N.A. i Banda, E., 1996. Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean, *Tectonophysics*, 263, 191-218.

- Pous, J., Queralt, P., Ledo, J. i Roca, E., 1999. A high electrical conductive zone at lower crustal depth beneath the Betic Chain (Spain), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 167, 35-45.
- Pous, J., Muñoz, G., Heise, W., Melgarejo, J.C., Quesada, C., 2004. Electromagnetic imaging of Variscan crustal structures in SW Iberia: the role of interconnected graphite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 435-450.
- Rodi, W. i Mackie, R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174-187.
- Ross, G.M., 2002. Evolution of Precambrian continental lithosphere in Western Canada: results from Lithosphere studies in Alberta and beyond, *Canadian J. Earth Sci.*, 39 (3), 413-437.
- Ross, G.M., Eaton, D.W., Boerner, D.E. i Miles, W., 2000. Tectonic entrapment and its role in the evolution of the continental lithosphere: An example from the Precambrian of eastern Canada, *Tectonics*, 19, 116-134.
- Roux, E., Moorkamp, M., Jones, A.G., Bischoff, M., Endrun, B., Lebedev, S. i Meier, T., 2011. Joint inversion of long-period magnetotelluric data and surface-wave dispersion curves for anisotropic structure: Application to data from Central Germany, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L05304.
- Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, 12, 629-638.
- Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Arzate, J.A., Pous, J., Anahnah, F., Heise, W., Monteiro Santos, F.A. i Marín-Lechado, C., 2010. Deep deformation pattern from electrical anisotropy in an arched orogen (Betic Cordillera, western Mediterranean), *Geology*, 38 (8), 731-734.
- Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Célérier, B. i Marín-Lechado, C., 2011. Stress distribution at the transition from subduction to continental collision (northwestern and central Betic Cordillera), *Geochem. Geophys. Geosys.*, 12 (12), 17p.
- Ruiz-Constán, A., Pedrera, A., Galindo-Zaldívar, J., Pous, J., Arzate, J., Roldán-García, F.J., Marín Lechado, C. i Anahnah, F., 2012. Constraints on the frontal crustal structure of a continental collision from an integrated geophysical research: The

- central-western Betic Cordillera (SW Spain), *Geochem. Geophys. Geosys.*, 13 (8), 19p.
- Sasaki, Y., 2001. Full 3D inversion of electromagnetic data on PC, *J. App. Geophys.*, 46, 45–54.
- Seber, D., Baranzagi, M., Ibenbrahim, A. i Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains, *Nature*, 379, 785-790.
- Selway, K., Hand, M., Hainson, G.S. i Payne, J.L., 2009. Magnetotelluric constraints on subduction polarity: reversing reconstruction models for Proterozoic Australia, *Geology*, 37 (9), 799-802.
- Serrano, I., Morales, J., Zhao, D., Torcal, F. i Vidal, F., 1998. P-wave tomographic images in the Central Betics-Alborán sea (South Spain) using local earthquakes: contribution for a continental collision, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (21), 4031-4034.
- Shragge, J., Bostock, M.G., Bank, C.G. i Ellis, R.M., 2002. Integrated teleseismic studies of the southern Alberta upper mantle. *Canadian J. Earth Sci.*, 39, 399-411.
- Simpson, F., 2002. Intensity and direction of lattice-preferred orientation of olivine: are electrical and seismic anisotropies of the Australian mantle reconcilable?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, 535-547.
- Simpson, F. i Bahr, K., 2005. Practical magnetotellurics, *Cambridge University Press*, Cambridge, 254 pp.
- Siripunvaraporn, W., 2011. An efficient data space conjugate gradient Occam's method for three-dimensional magnetotelluric inversion, *Geophys. J. Int.*, 186 (2), 567-579.
- Siripunvaraporn, W. i Egbert, G.D., 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data, *Geophysics*, 65 (3), 791-803.
- Siripunvaraporn, W. i Egbert, G., 2009. WSINV3DMT: vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation, *Phys. Earth Planet. Int.*, 173 (3-4), 317-329.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y. i Uyeshima, M., 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method, *Phys. Earth and Plan. Int.*, 150, 3-14.

- Soto, J.I., Fernández-Ibáñez, F., Fernández, M. i García-Casco, A., 2008. Thermal structure of the crust in the Gibraltar Arc: Influence on active tectonics in the western Mediterranean, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9 (10), 27 pp.
- Spakman, W. i Wortel, R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics. *A: The TRANSMED Atlas. The Mediterranean region from crust to mantle. Geological and Geophysical framework*. Editat per Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. i Ziegler, P. 31-52.
- Spichak, V.V., Borisova, V.P., Fainberg, E.B., Khalezov, A.A. i Goidina, A.G., 2007. Electromagnetic 3D tomography of the Elbrus volcanic center according to magnetotelluric and satellite data, *J. Volc. Seism.*, 1 (1), 53-66.
- Suriñach, E. i Udías, A., 1978. Determinación de la raíz de Sierra Nevada-Filabres a partir de sondeos sísmicos profundos y medidas gravimétricas. *A: Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Univ. de Granada, 25-34.
- Suriñach, E. i Vegas, R., 1993. Estructura general de la corteza en una transversal del Mar de Alborán a partir de datos de sísmica de refracción-reflexión de gran ángulo. Interpretación geodinámica, *Geogaceta*, 14, 126-128.
- Tesauro, M., Kaban, M.K. i Cloething, S.A.P.L., 2009. A new thermal and rheological model of the European lithosphere, *Tectonophysics*, 476, 478-495.
- Tikhonov, A. N., 1950. Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust, *Doklady Akadamaia Nauk*, 73, 295-297.
- Torné, M. i Banda, E., 1992. Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea, *Geo-Marine Letters*, 12, 76-81.
- Trad, D.O. i Travassos, J.M., 2000. Wavelet filtering of magnetotelluric data, *Geophysics*, 65, 482-491.
- Türkoğlu, E., Unsworth, M.J., i Pana, D., 2009. Deep electrical structure of northern Alberta (Canada): Implications for diamond exploration, *Can. J. Earth Sci.*, 46, 139-154.
- Unsworth, M., 2010. Magnetotelluric Studies of Active Continent-Continent Collisions, *Surv. Geophys.*, 31, 137-161.

- Uyeshima, M., 2007. EM monitoring of crustal processes including the use of the Network-MT observations, *Surv. Geophys.*, 28 (2-3), 199-237.
- Vera, J.A. (editor), 2004. *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 379 p.
- Vergés, J. i Sàbat, F., 1999. Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. Geological Society Special Publication, 156, pp. 63–80.
- Vergés, J. i Fernández, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system, *Tectonophysics*, 579, 144-172.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, 37 (1), 98-141.
- Wang, D., Mookherjee, M., Xu, Y. i Karato, S., 2006. The effect of water on the electrical conductivity of olivine, *Nature*, 443, 977-980.
- Wannamaker, P.E., Stodt, J.A. i Rijo, L., 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 88, 277-296.
- Wannamaker, P.E., Booker, J.R., Jones, A.G., Chave, A.d., Filloux, J.H., Waff, H.S. i Law, L.K., 1989. Resistivity Cross Section Through the Juan de Fuca Subduction System and Its Tectonic Implications, *J. Geophys. Res.*, 94 (B10), 14127-14144.
- Wannamaker, P.E., 2005. Anisotropy versus heterogeneity in continental solid earth electromagnetic studies: fundamental response characteristics and implications for physicochemical state, *Surv. in Geophys.*, 26, 733-765.
- Weaver, J.T., Agarwal, A.K. i Lilley, F.E.M., 2000. Characterisation of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants, *Geophys. J. Int.*, 141, 321-336.
- Weckmann, U., Magunia, A. i Ritter, O., 2005. Effective noise separation for magnetotelluric single site data processing using a frequency domain selection scheme, *Geophys. J. Int.*, 161 (3), 635-652
- Weidelt, P., 1972. The inverse problem of geomagnetic induction., *Z. Geophys.*, 38, 257-289.
- Weidelt, P., 1999. 3D conductivity models: implications of electrical anisotropy. *In: Three-dimensional electromagnetics*, edited by Oristaglio, M. and Spies, B., SEG, 119-137.

- Wight, D.E. i Bostick, F.X., 1980. Cascade decimation – A technique for real time estimation of power spectra, *Proc. IEEE Intern. Conf. Accoustic, Speech, Signal processing*, Denver, Colorado, April 9-11, 626-629.
- Wortel, M.J.R. i Spakman, W., 2000. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region, *Science*, 290, 1910-1917.
- Worzewski, T., Jegen, M. i Swidinsky, A., 2012. Approximations for the 2-D coast effect on marine magnetotelluric data, *Geophys. J. Int.*, 189 (1), 357-368.
- Xiao, Q., Cai, X., Xu, X., Liang, G. i Zhang, B., 2010. Application of the 3D magnetotelluric inversion code in a geologically complex area, *Geophys. Prosp.*, 58 (6), 1177-1192.
- Yoshino, T., Matsuzaki, T., Yamashita, S. i Katura, T., 2006. Hydrous olivine unable to account for conductivity anomaly at the top of the asthenosphere, *Nature*, 443, 973-976.
- Yuan, H. i Romanowicz, B., 2010. Lithospheric layering in the North American craton, *Nature*, 466, 1063-1068.
- Zeck, H.P., 1996. Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics, *Tectonophysics*, 254, 1-16.
- Zeck, H.P., 1997. Mantle peridotites outlining the Gibraltar Arc - centrifugal extensional allochthons derived from the earlier Alpine, westward subducted nappe pile, *Tectonophysics*, 281, 195-207.
- Zhang, M.S. i Paulson, K.V., 1997. Enhancement of signal-to-noise ratio in natural source transient magnetotelluric data with wavelet transform, *Pure and Applied Geophysics*, 149, 405-419.
- Zhanxiang, H., Hu, Z. i Luo, W., 2010. Mapping reservoirs based on resistivity and induced polarization derived from continuous 3D Magnetotelluric profiling: case study from Qaidam basin, China, *Geophysics*, 75, B25–B33.
- Zhdanov, M.S., Fang, S. i Hursán, G., 2000. Electromagnetic inversion using quasi-linear approximation, *Geophysics*, 65 (5), 1501-1513.

Recursos online

Gological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin [atlas, 15/9/2013]

http://www.ags.gov.ab.ca/publications/wcsb_atlas/atlas.html

IGN, Servicio de información sísmica [base de dades, 15/9/2013]

<http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo.do>

The Berkeley course in applied geophysics [curs, 15/9/2013]

<http://appliedgeophysics.berkeley.edu/>

