

Consell Superior d'Investigacions Científiques (CSIC)
Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera"
Departament d'Estructura i Dinàmica de la Terra

Programa de doctorat Ciències de la Terra
Bienni 2006-2007

**CARACTERITZACIÓ ESTRUCTURAL I
SISMOTECTÒNICA DE LA LITOSFERA EN EL
DOMINI PIRENAICO-CANTÀBRIC A PARTIR DE
MÈTODES DE SÍSMICA ACTIVA I PASSIVA**

Tesi

presentada per

Mario Ruiz Fernández

Al Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona

Directors:

Dr. Josep Gallart Muset

Dr. Jordi Díaz Cusí

Tutor: Dr. Francesc Sàbat Montserrat

9.- SÍNTESI I DISCUSSIÓ DELS RESULTATS ESTRUCTURALS

Els resultats obtinguts en aquest estudi a partir de la modelització dels perfils sísmics de gran angle del projecte MARCONI posen de manifest la complexitat estructural del sector nord de la península Ibèrica, que presenta importants variacions laterals heretades principalment del procés orogènic Alpí. Aquests resultats contribueixen a assolir els principals objectius del projecte, que eren establir les característiques de l'estructura litosfèrica, la transició d'escorça continental a oceànica, l'evolució geodinàmica recent del marge i la seva relació amb el sistema Pirinenc.

En aquest capítol es discutiran els resultats d'estructura sísmica tenint en compte el context geodinàmic. Per això, s'inclou un primer apartat de síntesi de l'evolució estructural recent de la regió.

9.1.- Evolució i marcadors estructurals

L'evolució post Varisca del domini Septentrional de la península Ibèrica es pot separar en dues etapes que es veuen reflectides a les estructures mostrejades per aquest experiment. Primerament es va produir una etapa extensional que abasta des del Triàsic Superior (230 Ma) fins al Cretaci Superior (80 Ma) durant la qual es produeix l'extensió i desmembrament del supercontinent Pangea. Aquesta etapa culmina en la formació de l'Oceà Atlàntic i l'obertura del Golf de Biscaia, i la generació d'escorça oceànica en els seus fons. El Golf de Biscaia esdevé un domini oceànic profund, delimitat pels marges conjugats Armoricà i Nord-Ibèric, situats al seu sector nord i sud, respectivament. Aquest procés extensional va ser seguit d'una etapa de compressió. Entre el Cretaci Superior i el Miocè (15 Ma), la col·lisió d'Àfrica i Europa produeix l'aixecament de l'edifici Alpí dels Pirineus, el tancament parcial del Golf de Biscaia i una intensa deformació del marge Nord-Ibèric, acompanyat de l'aixecament de la serralada Cantàbrica (Ries, 1978; Derégnaucourt i Boillot, 1982; Choukroune, 1992; Olivet et al., 1996; Muñoz, 2002).

Els mapes d'anomalies magnètiques permeten obtenir una primera aproximació dels límits entre els dominis oceànic i continental. El domini oceànic del Golf de Biscaia forma

una zona triangular, on les anomalies 33 i 34, d'orientació E-O, constitueixen les referències cronològiques regionals de major importància, mostrant la presència d'un eix d'acreció d'escorça oceànica fòssil al llarg d'aquesta direcció (Williams, 1975; Sibuet et al., 1980; Thinon, 1999; Sibuet et al., 2004). L'anomalia 33 apareix com una prominent anomalia negativa, situada a la latitud de 45° N i aproximadament entre les longituds de 14° O i 8° O, que es presenta envoltada per dues anomalies positives de similar amplitud, separades per anomalies negatives d'intensitat molt feble. La zona on es produeix el canvi de tendència, entre negatiu i positiu, a ambdós costats de l'anomalia 33, s'ha identificat com l'anomalia 34 (Figures 9.1 i 9.2) (Srivastava et al., 1990b; Sibuet et al., 2004)

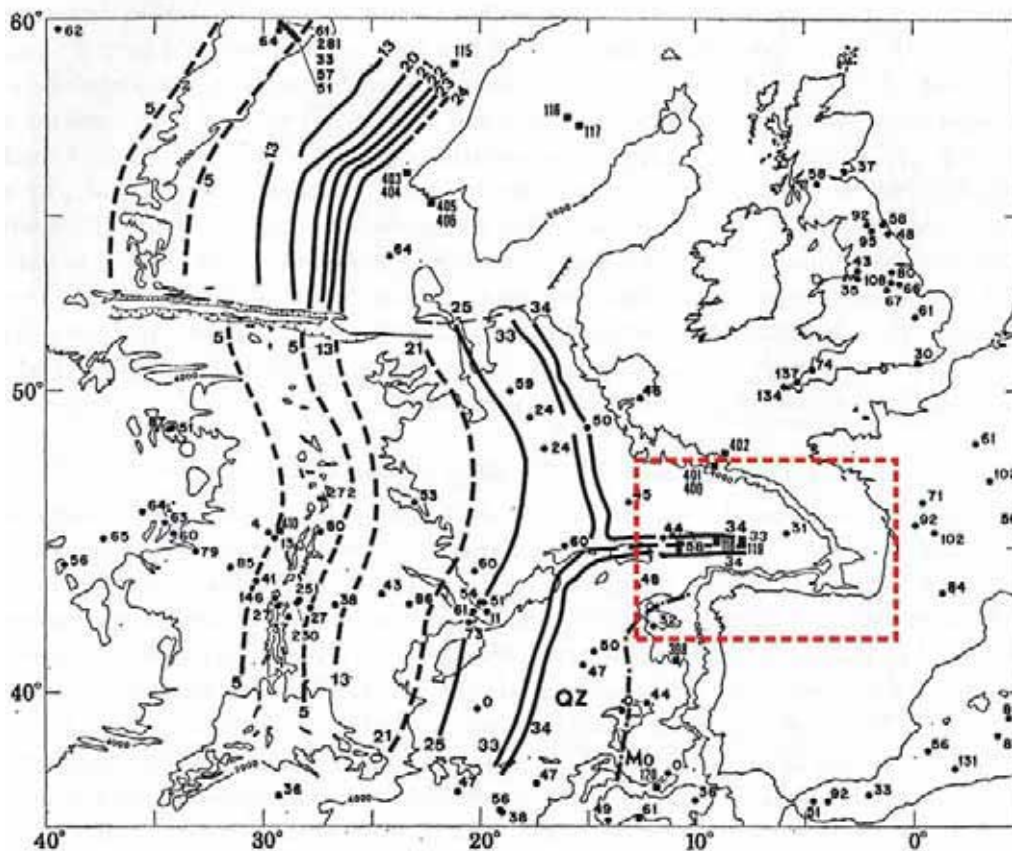


Figura 9.1.- Anomalies magnètiques de l'atlàntic nord-oriental segons Sibuet et al. (1980). S'aprecia l'alineació E-O de les anomalies 33 i 34 situades al sector occidental del Golf de Biscaia. Els punts numerats indiquen la situació de diferents perforacions del programa DSDP. El rectangle vermell indica l'àrea ampliada a la Figura 9.2.

Una inspecció detallada de les anomalies realitzada per Sibuet et al. (2004), va permetre correlacionar les anomalies positives que es prolonguen en la direcció NE-SO pel sector sud del Golf de Biscaia, i en la direcció NO-SE al sector nord, convergint aproximadament a la longitud de 6° O, amb l'anomalia M0 (Figura 9.2), i que tradicionalment només era possible identificar al marge occidental Ibèric fins a l'alçada del Banc de Galícia (Figura 9.1) (Montadert et al., 1979; Olivet et al., 1980; Malod i Maufred, 1990).

L'edat dels sediments sin-rift trobats a perforacions realitzades a l'extrem nord-occidental del Golf de Biscaia i al marge occidental Nord-Ibèric, marquen l'inici del procés d'obertura i la creació dels marges continentals passius durant el final del Juràssic i principis del Cretaci Inferior (150-120 Ma) (Montadert et al., 1979; Derégnaucourt i Boillot, 1982; Le Pichon i Barbier, 1987; Malod i Maufred, 1990; Thinon et al., 2003), on els moviments relatius entre les plaques d'Amèrica del Nord, Europa i Iberia (Olivet, 1996), provocaren la formació del golf de forma contemporània a l'obertura de l'Atlàntic Nord. La presència de l'anomalia M0 a l'interior del golf és un indicador de que el procés de creació d'escorça oceànica no es va iniciar fins a l'Aptià Superior-Albià Inferior (118-110 Ma), quan la dorsal Atlàntica es va corbar cap a l'est iniciant-se l'oceanització del seu interior (Williams, 1975; Montadert et al., 1979; Sibuet et al., 1980). Al final del Cretaci es va formar un punt triple a l'oest del Golf de Biscaia i, a mesura que la dorsal Atlàntica s'estenia cap al nord, va fer que el procés de generació d'escorça oceànica a l'interior del Golf de Biscaia s'aturés entre les anomalies magnètiques 34 (84 Ma) i 33 (79 Ma) (Williams, 1975; Ries, 1978, Sibuet i Collette, 1991; Thinon et al., 2002; Sibuet et al., 2004).

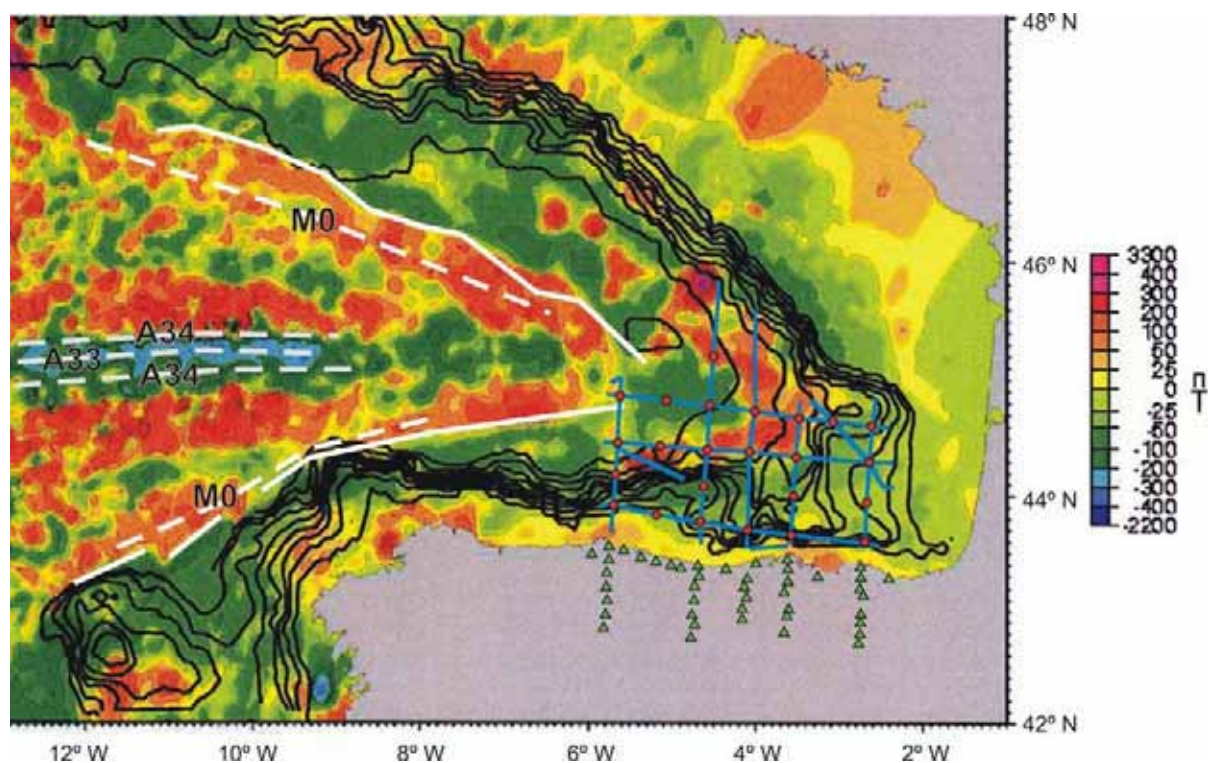


Figura 9. 2. Mapa d'anomalies magnètiques a l'interior del Golf de Biscaia segons Thinon (1999). Les línies blanques discontinuades, mostren les correlacions i interpretacions de les anomalies segons Sibuet et al., 2004. Les línies blanques contínues indiquen el límit de l'escorça oceànica segons Thinon, 1999. S'hi ha superposat el dispositiu experimental MARCONI a fi de tenir una referència sobre el tipus d'escorça que està mostrejant cada un dels perfils efectuats.

Al vèrtex del Golf de Biscaia, a la zona situada al peu del talús continental, al centre i nord de la zona d'estudi (Figura 9.2), apareixen unes anomalies magnètiques positives de

moderada amplitud, orientades seguint la forma còncava del marge i presentant algunes discontinuïtats transversals que es poden relacionar amb falles transverses pròpies del procés extensional (Thinon, 1999). El fet de que tant el patró de les anomalies com el sistema de falles extensives sigui similar a l'observat per Montadert et al. (1979) a l'extrem nord-oest de la plataforma Armoricana i que foren identificades com a anomalies de caràcter continental, fa pensar que les d'aquest sector oriental del talús també ho són. Les zones de transició oceà-continent es caracteritzen per una signatura magnètica atípica, amb anomalies febles i molt diferents de les anomalies lineals característiques de l'escorça oceànica (Thinon, 1999). El límit entre la zona oceànica i continental del Golf de Biscaia apareix marcat com una anomalia negativa, contigua al traçat de l'anomalia positiva interpretada com M0 per Sibuet et al. (2004), d'orientació OSO-ENE al marge Nord-Ibèric i NO-SE a l'Armoricà (Figura 9.2) (Thinon, 1999). Tal com s'aprecia a la Figura 9.2, l'anomalia magnètica de fons oceànic M0 es tanca cap al vèrtex oriental del Golf de Biscaia, produint-se la seva convergència a l'est del cap Peñas (6° O). Aquest fet suggereix que a partir d'aquesta longitud, el fons del Golf de Biscaia ja no està format per escorça oceànica sinó per escorça continental de transició molt fortament estirada. Derégnaucourt i Boillot (1982) generaren un diagrama estructural del Golf de Biscaia, reflectint les diferents naturaleses de l'escorça de la planura Abissal (Figura 9.3).

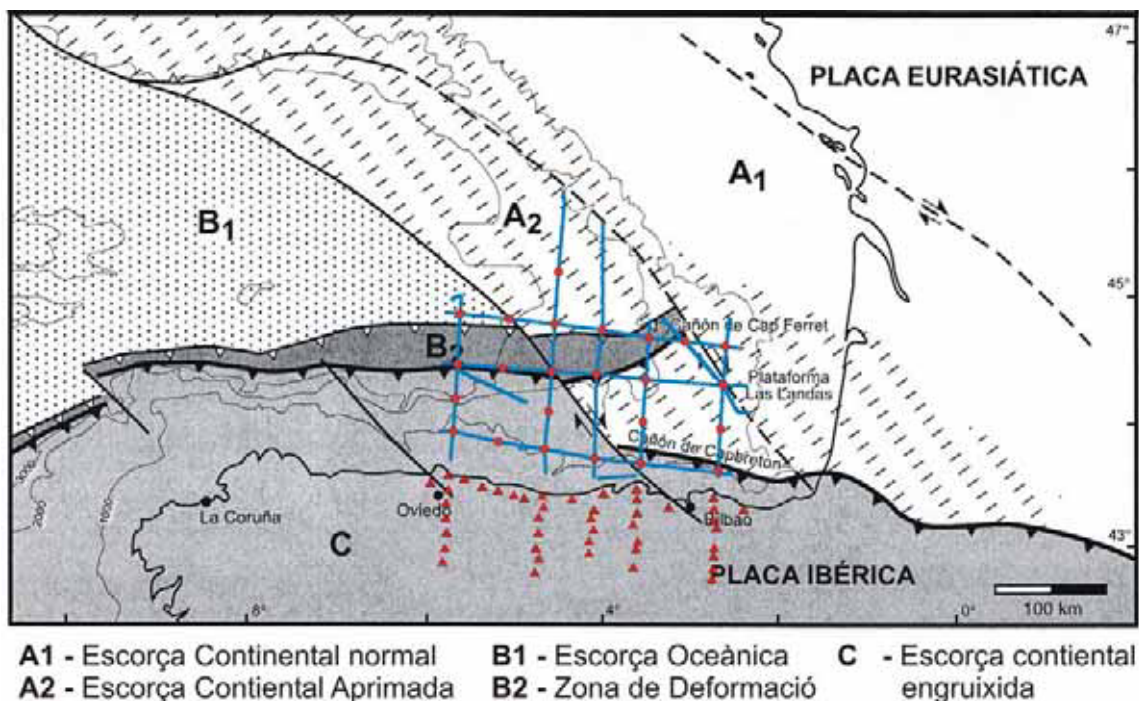


Figura 9. 3.- Esquema estructural del Golf de Biscaia segons Derégnaucourt i Boillot (1982) on s'hi ha superposat el dispositiu experimental MARCONI. La part terrestre de la zona d'estudi, i gran part del sector marí occidental es trobarien situats sobre l'escorça continental engruixida, mentre que la part marina del sector oriental estaria situada sobre escorça continental aprimada. El sector nord-occidental de la malla de perfils sísmics estaria localitzat sobre la frontera entre l'escorça oceànica i l'escorça continental aprimada.

Segons aquest esquema estructural, el punt triple entre l'escorça oceànica, l'escorça aprimada i la normal de les plaques Ibèriques i Europees es trobaria a la transversal de 5° O. A l'oest d'aquesta longitud el basament al peu del talús seria de naturalesa oceànica, mentre que a l'est seria de tipus continental de transició (Figura 9.3). Seria doncs una escorça de característiques intermèdies entre una escorça continental i una escorça oceànica, situada en una zona molt propera a l'eix del Rift i de la zona d'inici de creació d'escorça oceànica (Gallastegui, 2000).

9.2.- Síntesi dels models de velocitat obtinguts: estructura 3D del marge Nord Ibèric

9.2.1.- Sector occidental

La interpretació dels perfils 4 i 8 E-O i del perfil 1 N-S, el més occidental dels tres analitzats, ens mostra un important aprimament cortical cap al sector nord-oest, a mesura que ens endinsem a la part central del Golf de Biscaia (Figura 9.4).

En aquest sector l'aprimament cortical, arribant a espessors inferiors als 10 km a l'extrem septentrional del perfil 1, i d'entre 13-14 km a la zona occidental dels perfils 4 i 8, es deu principalment a la pèrdua d'una escorça mitja ben diferenciada. L'escorça inferior presenta un gruix de menys de 4 km tant als perfils E-O com al N-S, mentre que les capes situades per sobre tenen un espessor d'aproximadament 5 km al perfil 1 N-S i d'uns 10 km als perfils E-O. Els models mostren altes velocitats a l'escorça inferior, arribant a 7.2-7.3 km/s, precedides de velocitats anòmalament baixes, inferiors als 5.5 km/s, a les capes superiors (Figura 9.4). Sembla doncs que en aquesta regió més occidental de la zona d'estudi es perd la típica estructura continental, distribuïda en escorça superior, mitja i inferior (Holbrook et al., 1992; Rudnick i Fountain, 1995; Christensen i Mooney, 1995; Mooney et al., 2002). Les dades semblen ajustar-se millor amb distribucions de velocitats similars a les de tipus oceànic, on l'escorça apareix dividida en dues capes. Recordem que a l'escorça oceànica se sol diferenciar entre la capa 2, que engloba els sediments i el basament, i la capa 3, representant l'escorça inferior. I on la capa 1 és la làmina d'aigua. L'escorça oceànica tipus presenta un espessor mig de 7 km i una distribució de velocitat-fondària de 2.5-6.6 km/s i gruixos de 2-3 km per a la capa 2, i gruixos de 3-5 km amb velocitats de 6.6-7.6 km/s per a la capa 3 (White et al., 1992; Minshull, 2002).

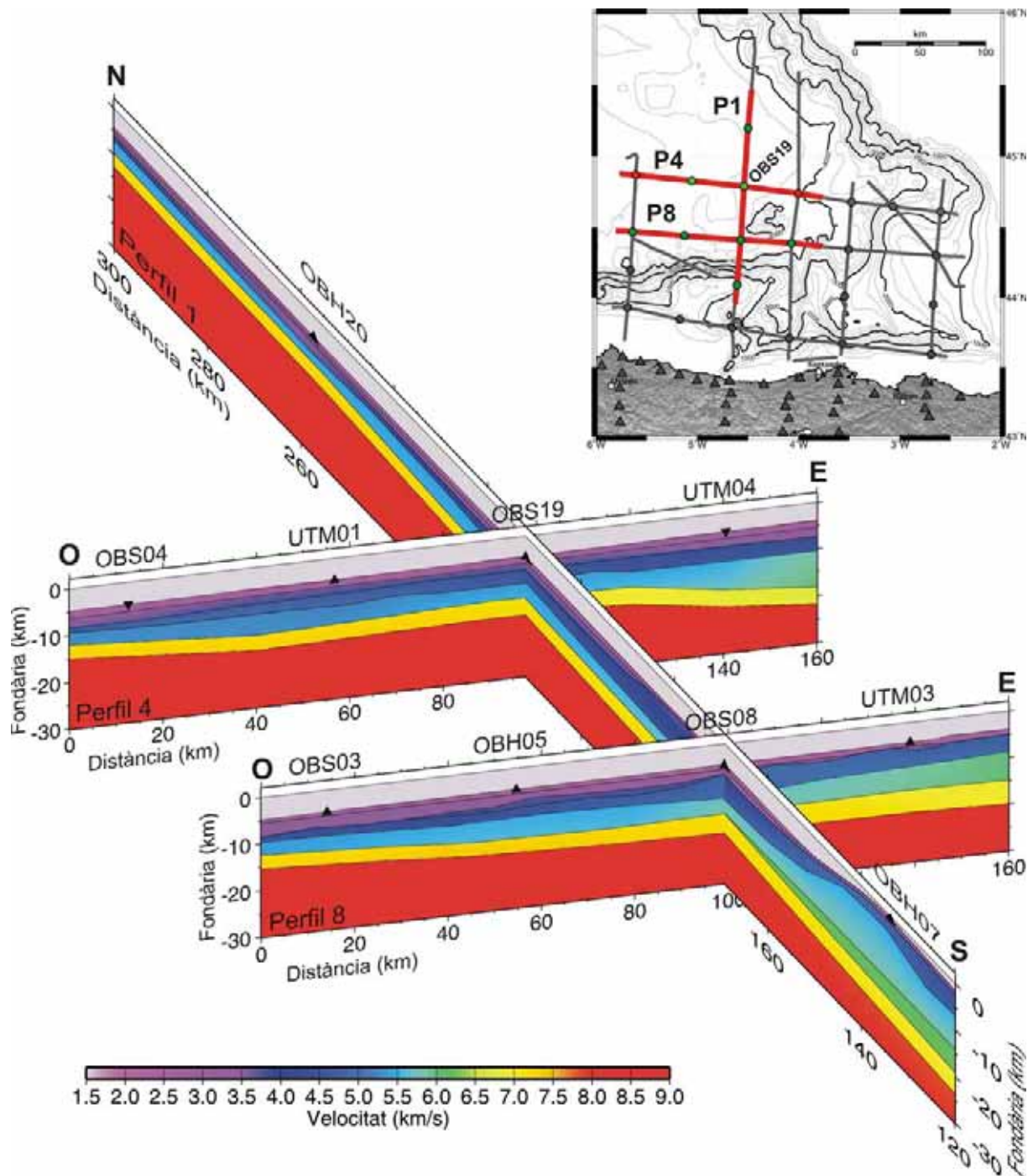


Figura 9. 4.- Intersecció del perfil 1 N-S amb els perfils 4 i 8 E-O. Es pot apreciar el fort aprimament cortical al sector nord-occidental de la zona d'estudi, amb velocitats elevades a l'escorça inferior i reduïdes a les capes superiors.

Per a una valoració comparativa dels resultats de distribució interna de velocitats obtinguts en aquest estudi, a continuació recopilarem altres dades existents a zones relativament properes.

Experiments de gran angle portats a terme a principis dels anys 70 van postular que l'escorça a la zona situada aproximadament a 80 km al nord-oest de l'OBS04 i entorn al punt

de tall entre els perfils 1 i 4, a l'alçada de l'OBS19, presentaven característiques d'escorça oceànica, on la capa 3 assolía velocitats de 6.7-6.8 km/s i un gruix de 2 km en el primer cas i de 4 km en el segon, situant-se la base de l'escorça a 10.5 i 12.5 km de fondària respectivament (Limond et al., 1972; Limond et al., 1974).

Els perfils de sísmica vertical i de gran angle analitzats per Thinon (1999) i Thinon et al. (2003) mostren la transició d'escorça oceànica a continental al marge Armoricà, al nord-oest de la zona d'estudi del projecte MARCONI. Aquest marge presenta les principals característiques d'un marge passiu no volcànic, observant-se una sèrie de blocs inclinats i rotats, i una zona transició de continent a oceà d'aproximadament 80 km d'amplada, coincidint amb la posició de la conca Armoricana. El fet més remarcable d'aquest estudi és la presència, just a la zona de transició, d'una escorça inferior d'alta velocitat, d'entorn 7.4-7.5 km/s, precedida d'un basament amb velocitats que no superen els 5.2 km/s (Thinon et al., 2003).

La recopilació feta per Loudon i Chian (1999) mostra que aquestes velocitats tant elevades observades als sectors més profunds de l'escorça són característiques de les zones de transició d'altres marges passius no volcànics, com són el marge Occidental Ibèric (Whitmarsh et al., 1990; Whitmarsh et al., 1996; Chian et al., 1999), el marge sud occidental de Groenlàndia (Chian i Loudon, 1994) i els Grans Bancs i Flemish Cap (Funck et al., 2003; Lau et al., 2006), entre d'altres. Aquestes velocitats, inferiors a les mesurades en un mantell superior normal (8 km/s), però superiors a les de l'escorça inferior continental (6.8-7.2 km/s) i en alguns casos a les de la capa 3 oceànica, conformen el que es coneix com capa d'escorça inferior d'alta velocitat. S'han donat varies explicacions a aquestes altes velocitats. Podrien ser degudes a una escorça oceànica produïda a molt baixa velocitat, a escorça continental aprimada i intruïda per materials mantèl·lics fosos o bé a mantell superior serpentinitzat per fluids percolats a través de fractures de l'escorça (Whitmarsh i Miles, 1995; Srivastava i Roest, 1995; Loudon i Chian, 1999, Pérez-Gussinyé i Reston, 2001; Pérez-Gussinyé et al., 2001).

En el cas del marge Armoricà, l'estructura mostrejada per la sísmica vertical, mostrant reflectors aprofundint-se cap a mar obert i cap a terra arribant fins a grans fondàries, i la presència d'un potent reflector subhoritzontal, localitzat a la zona de transició, fan que la hipòtesi més plausible per a aquestes altes velocitats sigui la del mantell serpentinitzat (Thinon et al., 2003).

Les serpentinites es caracteritzen per presentar un menor coeficient de fricció que un mantell normal. Per tant, l'inici de la serpentinització del mantell a través de fluids introduïts a

grans fondàries per fractures que arriben fins als nivells més profunds de l'escorça, controla el desenvolupament de nivells de desenganxament al límit escorça-mantell. Aquests nivells de desenganxament apareixen reflectits als perfils de sísmica de reflexió vertical a través de les potents bandes reflectores, anomenades tradicionalment reflectors S, i degudes al fort contrast de velocitats entre materials del basament i els serpentinitzats. Per altra banda, el desenvolupament d'un gruix important de serpentinites contribueix a l'afebliment dels sectors més superficials de la litosfera, desencadenant la ruptura final de l'escorça i l'inici de generació d'escorça oceànica (Pérez-Gussinyé i Reston, 2001; Pérez-Gussinyé et al., 2001).

El fet que no s'observin anomalies magnètiques de caràcter oceànic a l'interior de la zona d'estudi és un primer indicador de que l'escorça del sector nord-occidental de l'experiment MARCONI pot considerar-se de tipus continental de transició, molt estirada i aprimada tal com es desprèn de l'anàlisi estructural de Derégnaucourt i Boillot (1982) (Figura 9.3), i no pas escorça oceànica. Com hem vist, les altes velocitats obtingudes a l'escorça inferior, entorn als 7.2-7.3 km/s, són característiques també dels marges sotmesos a processos extensionals (Holbrook et al., 1992; Rudnick i Fountain, 1995; Loudon i Chian, 1999) i, per tant, no és necessari invocar una estructura oceànica per a explicar-les. Que no s'observin velocitats superiors, que indiquin la presència d'un mantell anòmal com el del marge conjugat, es pot deure a que els processos extensionals en el vèrtex oriental del golf, en una zona on el marge no es va arribar a trencar per iniciar la formació d'escorça oceànica, deuen haver estat de menor intensitat que els soferts més a l'oest, a la zona analitzada per Thion, et al. (2003), i per tant no es produïren fenòmens de serpentinització ni intrusió de materials mantèl·lics. Per altre banda, cal no oblidar que en l'actualitat el marge Nord-Ibèric no és un marge passiu normal, ja que al finalitzar els processos extensionals va ser sotmès a compressió, i per tant les característiques dels marges passius no-volcànics que poguessin existir en el passat, estan avui dia destruïdes o com a mínim desvirtuades. Per tant les característiques actuals d'aquest marge no són directament comparables a les d'altres marges passius, ni tan sols a les del seu marge conjugat.

Finalment, els gruixos corticals obtinguts, superiors als típics oceànics, i sobretot el patró de sedimentació observat als perfils de sísmica vertical 1 N-S i 4 i 8 E-O, on apareixen gran quantitat de falles normals i conques de tipus semi-graben (Figura 9.5) (Fernández-Viejo et al., 2007), típiques dels processos extensionals continentals i que no es donen mai a l'escorça oceànica (Ruppel, 1995; Cho et al., 2004), constitueixen un altre fet prou remarcable i que permet posar en dubte l'origen oceànic d'aquesta escorça.

En qualsevol cas, els resultats obtinguts en aquest estudi permeten descartar la interpretació del model de velocitats obtingut a finals dels anys 70 en la regió al voltant de

l'OBS19 on s'atribuïen propietats d'escorça oceànica a l'estructura cortical d'aquesta regió (Limond et al., 1974).

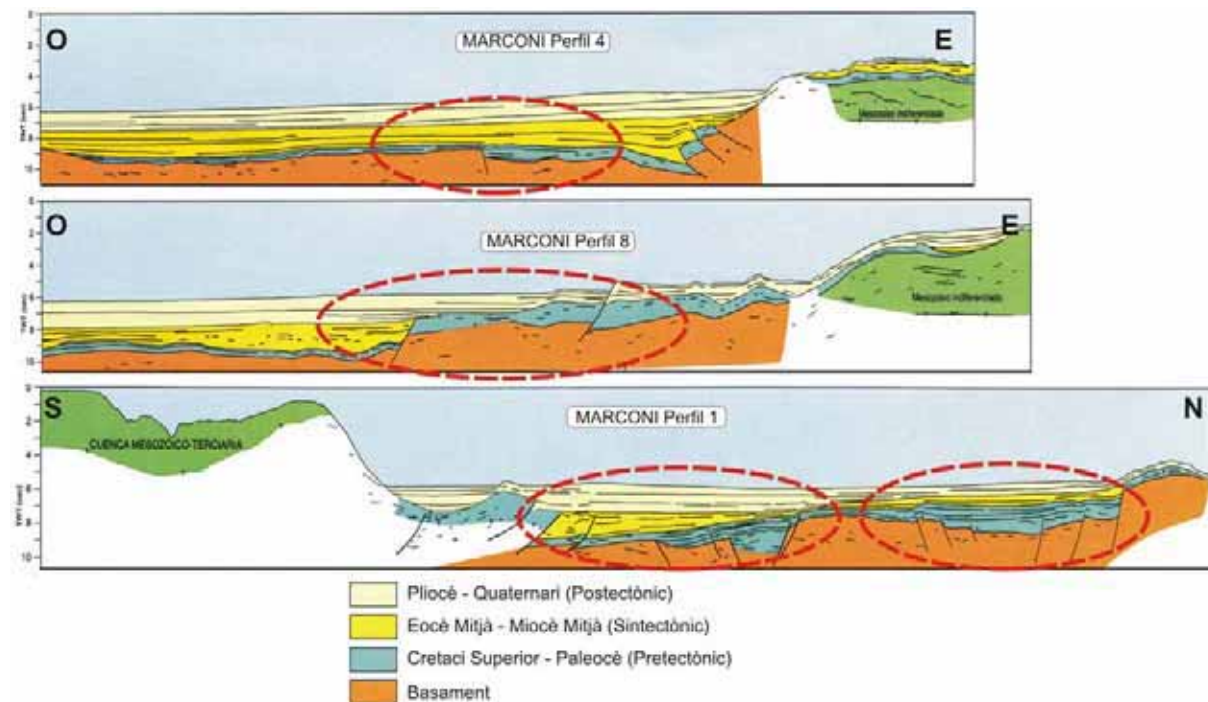


Figura 9. 5.- Interpretació geològica dels perfils de sísmica vertical 4 i 8 E-O i 1 N-S (Figura modificada de Fernández-Viejo et al., 2007). Les el·lipses vermelles indiquen les posicions de les estructures extensives característiques d'escorça continental sotmesa a processos extensionals, i que permeten dubtar de la naturalesa oceànica del sector nord-occidental de l'àrea d'estudi.

La sísmica de reflexió vertical MARCONI obtinguda de forma simultània als perfils de gran angle no aporta informació concloent de la part profunda de l'escorça. Altres dades ja existents, tant del perfil IAM-12, al seu sector més septentrional (Álvarez-Marrón et al., 1997a), com dels perfils ESCIN-3.1 i IAM-9, en els seus sectors més occidentals (Álvarez-Marrón et al., 1996; Pickup et al., 1996; Fernández-Viejo i Gallastegui, 2005), mostren, a la part abissal, una sèrie de reflexions horitzontals i paral·leles originades a les capes sedimentàries no deformades, seguides d'un basament molt difractiu i irregular, i d'un potent reflector horitzontal que es pot associar amb la Moho oceànica. Aquesta típica estructura oceànica no és possible observar-la als perfils de reflexió MARCONI. Els extrems més occidentals dels perfils E-O 4 i 8 presenten capes sedimentàries ben estratificades i poc deformades, però no s'observa el característic basament oceànic, difractiu i de reflexions irregulars, ni cap indicati d'una Moho potent i reflectiva.

Així doncs, les dades sísmiques obtingudes a MARCONI no aporten indicis significatius de l'existència d'escorça oceànica a cap sector de la zona d'estudi. Possiblement només el sector més occidental del perfil 4 tingui una naturalesa oceànica, ja

que l'OBS04 està situat sobre el vèrtex de les anomalies magnètiques (Figura 9.2). En aquest sector els sediments es troben molt estratificats i no s'aprecia cap estructura de tipus extensional (Figura 9.5), malgrat que tampoc s'aprecià cap rastre de la Moho oceànica. Però el fet de que no es disposi de dades de gran angle per aquest instrument fa que la distribució de velocitats-fondàries d'aquesta zona quedi mal resolta.

9.2.2.- Sector oriental

Com veurem a continuació, l'estructura cortical del sector oriental marí de la zona d'estudi, definit per l'extrem septentrional dels perfils N-S 3 i 6, l'oriental dels perfils E-O 4 i 8 i el perfil 7 de direcció NO-SE, és clarament continental (Figures 9.6 i 9.7).

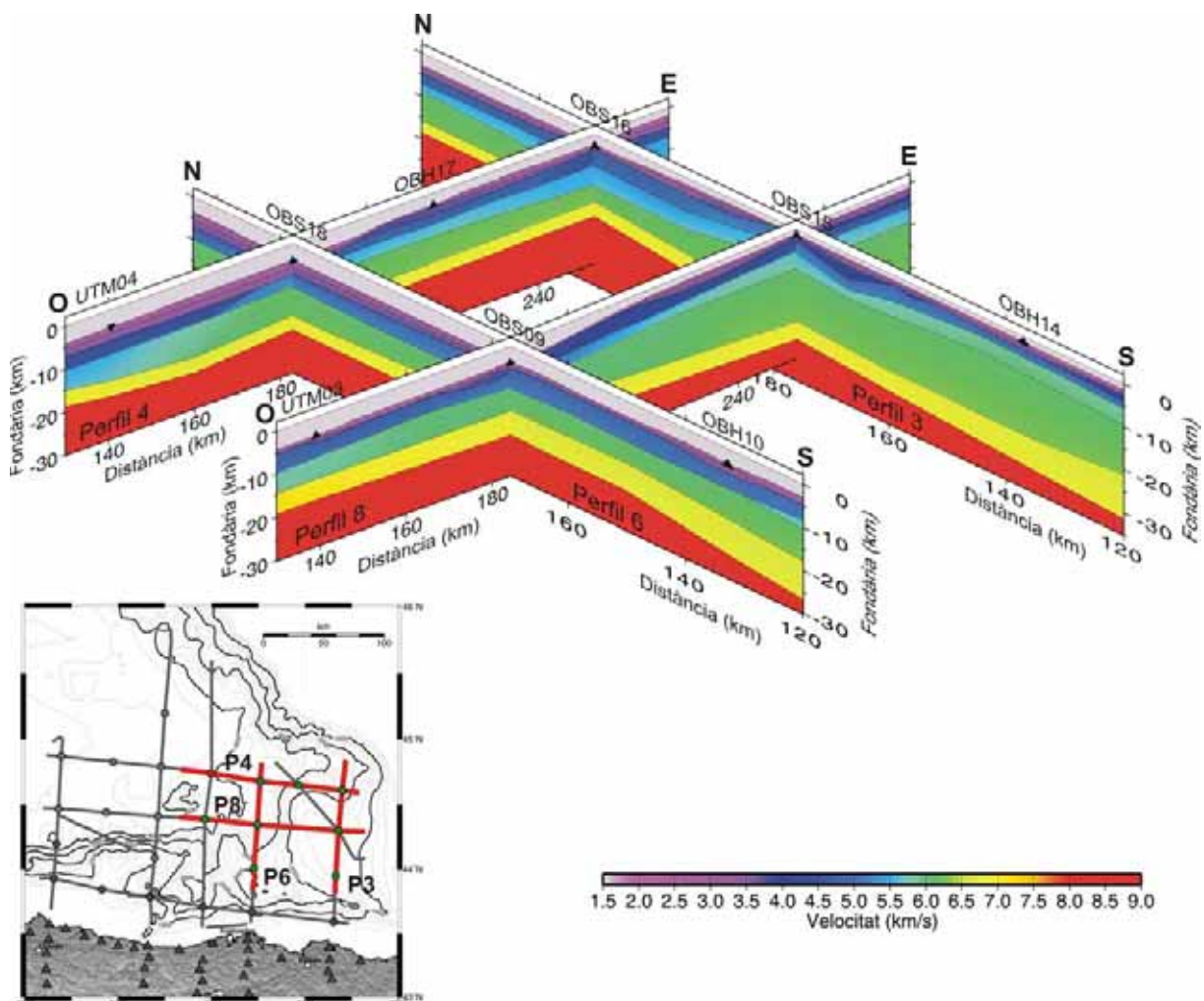


Figura 9. 6.- Intersecció dels perfils 3 i 6 N-S i els 4 i 8 E-O. S'aprecia l'aprimament cortical cap al nord i cap a l'oest, però mantenint-se en tot moment les propietats d'escorça continental.

Els perfils travessen longitudinalment i transversalment l'Alt de les Landes, l'extrem

occidental de la conca de Parentis i el talús continental, mostrant un considerable aprimament cortical cap al nord, tal com es deduïa de la interpretació del perfil ECORS-Golf de Biscaia, on a l'alçada de la conca de Parentis s'obtingueren espessors de 15-20 km (Pinet et al., 1987; Marillier et al., 1988; Bois et al., 1997; Tomasino i Marillier, 1997). L'escorça també s'aprima cap a l'oest, en direcció a la part central del golf, on un cop sobrepassat el talús i el canó de Santander, els perfils E-O 4 i 8 enllacen amb la zona fortament aprimada descrita anteriorment. En aquesta zona més oriental, però, es mantenen les propietats i l'estructuració característiques d'escorça continental (Figures 9.6 i 9.7).

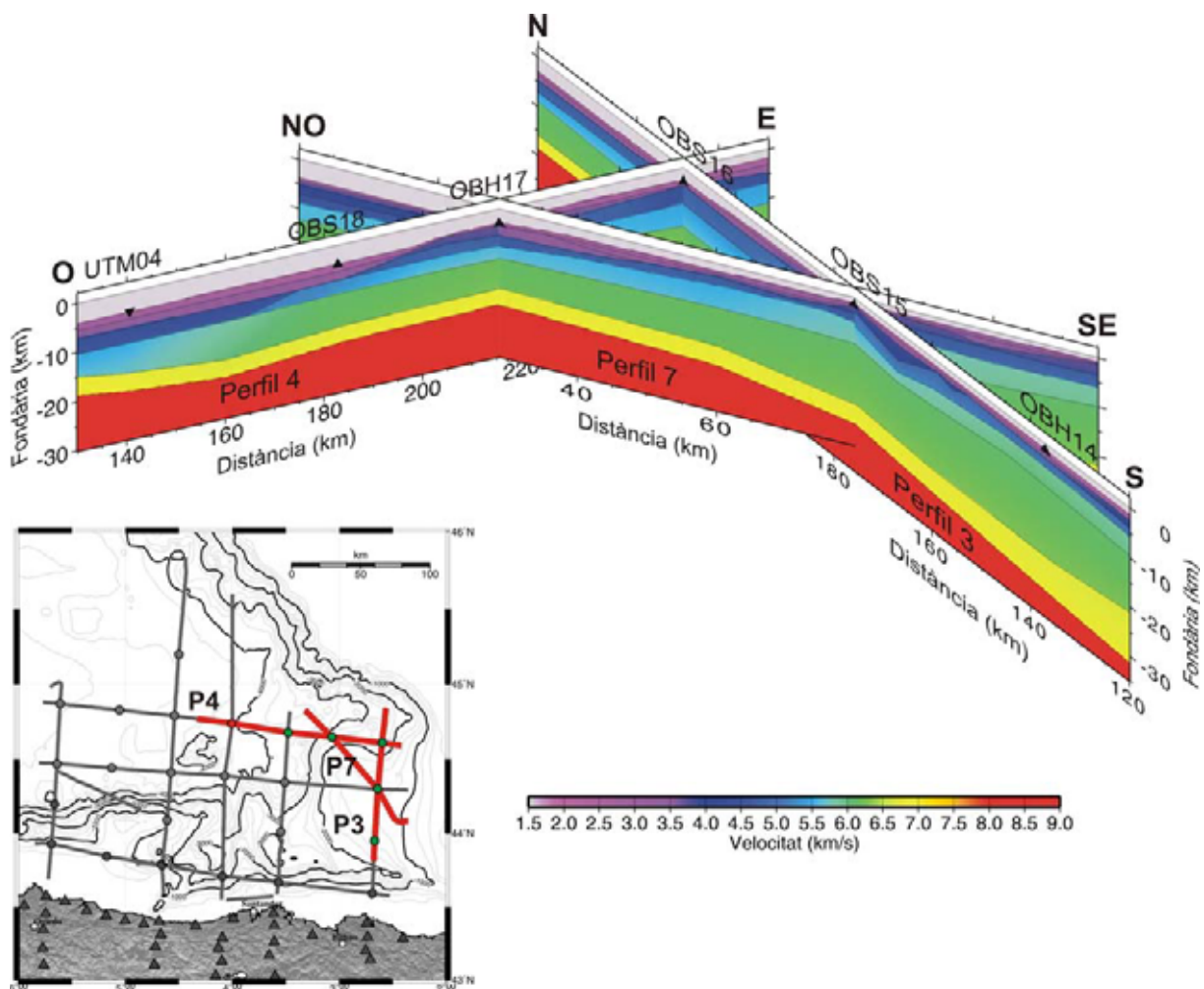


Figura 9. 7. - Intersecció dels perfils 3 N-S, 4 E-O i 7 NO-SE, on apareix reflectit el considerable aprimament cortical cap al nord i en direcció de la planura abissal, d'aquest sector més oriental del Golf de Biscaia.

La base de l'escorça passa dels 25 i 30 km de fondària detectats a la vertical dels OBH10 i OBH14, dels perfils 6 i 3 respectivament, als menys de 20 km de fondària a l'extrem septentrional d'aquests perfils. En el sentit E-O, el perfil 8 mostra com la base de l'escorça passa suaument dels 25 km de fondària detectats a la vertical de l'OBS15 pels perfils 3, 7 i 8, a menys de 20 km de fondària detectats a la zona del canó de Santander. Al

perfil 4, situat en una zona més septentrional, i per tant més aprimada, la base de l'escorça es manté pràcticament constant a 20 km de fondària al llarg del sector oriental del model i només un cop entrats a la planura abissal, es produeix un ascens de la seva base fins als 16-17 km de fondària detectats al nord de l'UTM04, gràcies a les dades de l'OBS19. El perfil 7 permet enllaçar amb continuïtat les estructures mostrejades pels perfils 3, 4 i 8, mostrant un aprimament progressiu de l'escorça des de l'Alt de les Landes al canó de Cap Ferret. En aquest sector oriental de la zona d'estudi, l'escorça mitja apareix ben diferenciada, presentant velocitats de 6.0-6.3 km/s, seguida d'una escorça inferior de 6.8-6.9 km/s, valors tots ells típics d'escorça continental (Rudnick i Fountain, 1995; Christensen i Mooney, 1995; Mooney et al., 2002).

9.2.3.- Transició cap al domini terrestre

Malgrat que el fenomen compressiu Alpí va afectar la configuració inicial de les anomalies M0 i 33-34, només les va desplaçar cap al sud, sense afectar significativament la seva forma ni amplitud, generant l'asimetria actual del Golf de Biscaia (Williams, 1975; Sibuet et al., 1980). Aquesta asimetria és indicativa de que part de l'escorça del golf s'ha consumit sota el marge Nord-Ibèric. A fi de donar explicació a la nova posició de les anomalies magnètiques i a la quantitat de convergència entre les plaques Ibèrica i Europea, deduïda dels models cinemàtics, i necessària per explicar la formació dels Pirineus, a finals de la dècada dels 60 i durant els anys 70 es va postular l'existència d'una subducció oceànica (Jones and Edwing, 1969; Sibuet i Le Pichon, 1971; Boillot et al., 1979) que continua essent considerada encara avui dia amb certs matisos (Turner, 1996; Álvarez Marrón et al., 1997a; Ayarza et al., 2004; Sibuet et al., 2004). A més, la subducció permetia donar una explicació a l'acusada anomalia gravimètrica negativa localitzada al peu del talús continental, interpretada clàssicament com l'anomalia produïda per una fossa repleta de sediments (Bacon et al., 1969; Bacon i Gray, 1970). I per últim, permetia explicar la geometria del marge Nord-Ibèric, el fort pendent i deformació de la zona del talús continental, i la curta extensió de la plataforma. Però no hi ha cap evidència directa de que existeixi una subducció, entenent com a tal l'enfonsament d'escorça o litosfera oceànica del Golf de Biscaia en el mantell sota el marge continental Ibèric. Un fet prou remarcable és que a cap sector del marge sud del Golf de Biscaia s'aprecia vulcanisme (Williams, 1975; Olivet, 1996; Fernández-Viejo i Gallastegui, 2005).

Com es desprèn dels treballs de Derégnaucourt i Boillot (1982), Gallastegui (2000) i Gallastegui et al. (2002), i es confirma de l'anàlisi de les dades d'aquest estudi, l'escorça del sector occidental del Golf de Biscaia, és escorça continental de transició molt estirada i

aprimada (Figures 9.4 i 9.5). Per tant, aquest tipus d'escorça, molt menys densa que l'oceànica, trobaria grans dificultats mecàniques per enfonsar-se sota l'escorça continental i subduir (Fernández-Viejo, 1997; Gallastegui, 2000; Fernández-Viejo i Gallastegui, 2005).

Els models derivats de l'anàlisi de les dades dels perfils ESCIN-2 i ESCIN-4 i la modelització gravimètrica permeten donar explicació, sense necessitat d'una subducció d'escorça oceànica, a totes les qüestions esmentades anteriorment (Figura 9.8) (Fernández-Viejo, 1997; Fernández-Viejo et al., 1998; Gallastegui, 2000; Gallastegui et al., 2002; Pedreira, 2004; Fernández-Viejo i Gallastegui, 2005). Aquests models estan basats en un desplaçament cap al sud de l'escorça inferior del marge Cantàbric, introduint-se sota el talús i la plataforma continental. Aquest desplaçament seria el responsable de l'escurçament de la plataforma Cantàbrica, generant, a través del desenvolupament i l'acció d'estructures de vergència nord, el fort pendent actual del talús, que deixarien al seu peu una zona àmpliament deformada i de morfologia similar a la d'un prisma d'acreció, però sense la necessitat d'invocar la presència d'una fossa oceànica pròpiament dita (Figura 9.8).

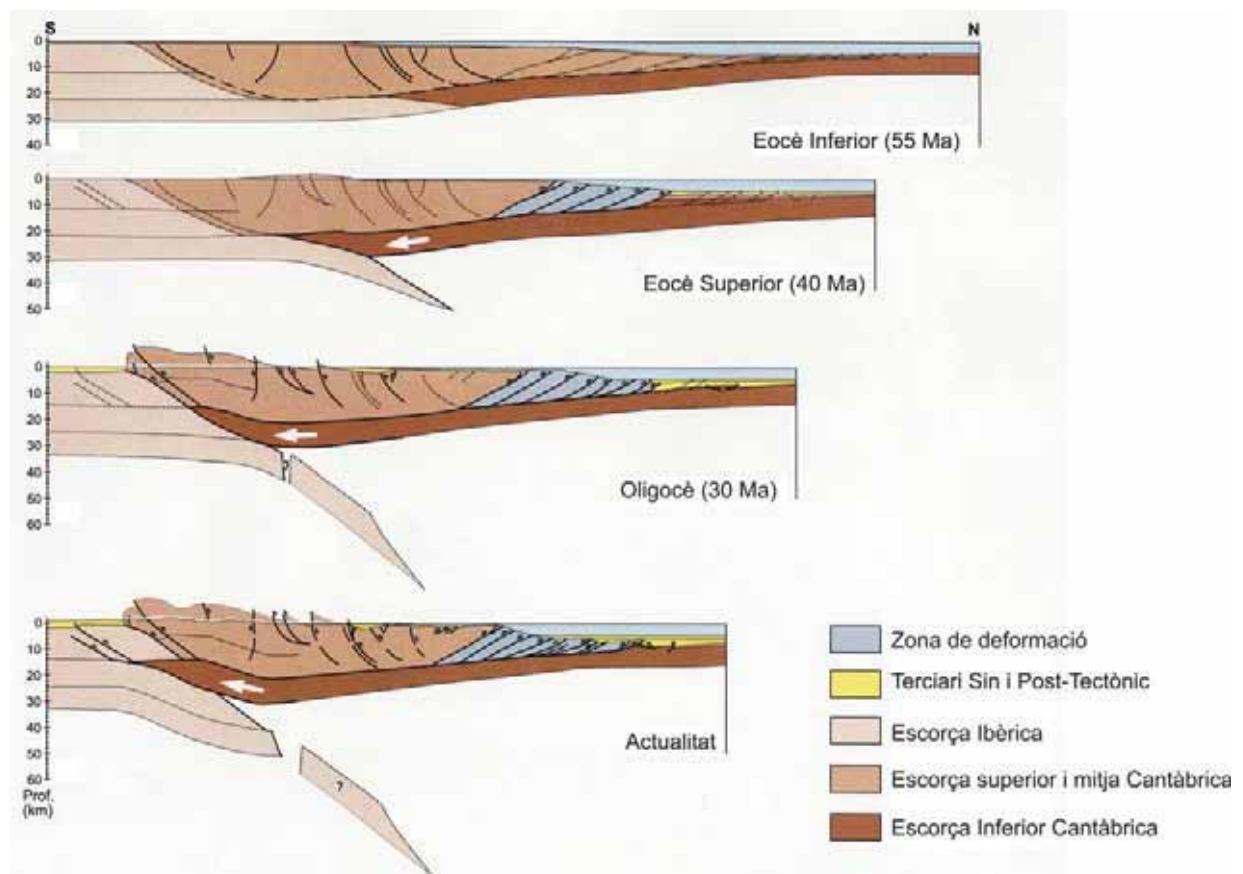


Figura 9. 8.- Figura adaptada de Gallastegui (2000). Model d'evolució de la Serralada Cantàbrica i del marge continental Nord-Ibèric durant la l'etapa de compressió Alpina.

Els models gravimètrics recents, obtinguts reproduint aquesta geometria d'indentació,

expliquen el mínim observat al peu del talús per un efecte de vora produït per l'augment de la làmina d'aigua i l'important espessor dels sediments (Fernández-Viejo, 1997; Fernández-Viejo et al., 1998; Gallastegui, 2000; Gallastegui et al., 2002; Pedreira, 2004).

Per últim, el lliscament cap al sud de l'escorça inferior del Golf de Biscaia, indentant-se a l'escorça Ibèrica, produeix la consumició de part de l'escorça del marge, i genera, de forma natural, l'asimetria observada a les anomalies magnètiques. Per altre banda, l'indentació produeix la delaminació de l'escorça Ibèrica, aprofitant els nivells de desenganxament d'antigues estructures extensionals Mesozòiques, i la subducció cap al sud de part de la seva escorça mitja i inferior (Fernández-Viejo, 1997; Gallastegui, 2000; Pedreira, 2004). D'aquesta forma s'estén cap a l'oest, a la conca Basco Cantàbrica i el sistema Cantàbric, la imatge estructural proposada als Pirineus Centrals i Occidentals a partir de la interpretació dels perfils ECORS-Pirineus (ECORS-Pyrennes Team, 1988; Roure et al., 1989; Mattauer, 1990; Chouckrone, 1992; Muñoz, 1992) i ECORS-Arzac (Daignières et al., 1994; Teixell, 1998).

La principal dificultat per a l'acceptació d'aquest tipus de models a la zona de la Serralada Cantàbrica radicava en el fet que no s'observés una marcada anomalia gravimètrica negativa associada a l'arrel cortical, tal com caldria esperar que generés una massa d'escorça continental enfonsada en el mantell, i com efectivament s'observava a la zona dels Pirineus (Torné et al., 1989; Casas et al., 1997; Vacher i Souriau, 2001). Aquesta absència, i l'observació al seu lloc d'un fort gradient positiu, es pot explicar per l'important aprimament cortical de sud a nord i amb la consegüent posició més somera del mantell, tal com s'aprecia als models del ESCIN-4 (Figura 2.18) i als resultats del perfil 1 N-S (Figura 9.4), i que és el responsable de que en el valor de la gravetat aparegui un fort gradient positiu cap al nord que emmascara fortament l'anomalia negativa que produeix l'arrel. Si a aquest fenomen se li afegeix l'efecte de l'escorça mitja i inferior del marge indentades cap al sud, que al ser més denses que els materials dels nivells corticals sobre els que s'indenten, generen una anomalia positiva que compensa l'anomalia negativa de l'arrel, i l'efecte dels sediments i el mar, amb la seva contribució negativa de curta longitud d'ona, el resultat és que la contribució de l'arrel és pràcticament irreconeixible. Aquest fet però, no permet descartar la seva presència ni la validesa d'aquest tipus de models (Gallastegui, 2000; Pedreira, 2004).

L'obtenció, l'estiu del 1997, del perfil de gran angle terrestre E-O (Figura 2.23) va permetre constatar la continuïtat lateral de l'arrel cortical entre Pirineus i la Serralada Cantàbrica, mostrant per primer cop la seva existència a la zona de la Conca Basco-Cantàbrica. Aquest perfil mostra certes variacions d'espessor que han estat atribuïdes a

l'acció, durant el procés de convergència Alpina, d'estructures transversals i obliqües de direcció N-S a NE-SO que controlaren el grau d'indentació de l'escorça del Golf de Biscaia. La Moho assoleix els 45-48 km de fondària a sector oriental de la Conca Basco-Cantàbrica i a la Serralada Cantàbrica, mentre que se situa a uns 40 km de fondària al sector central i occidental de la Conca Basco-Cantàbrica. La presència, a les zones més engruixides, de cossos d'alta velocitat (6.4-6.7 km/s) situats a fondàries mesocorticals, es van interpretar com seccions longitudinals de l'escorça inferior del Golf de Biscaia indentades a l'escorça Ibèrica (Pedreira et al., 2003; Pedreira, 2004).

En el nostre estudi, les dades obtingudes als OBS més meridionals i a les estacions terrestres més properes a la costa dels perfils N-S 3 i 1, han permès acotar amb continuïtat la geometria de l'escorça inferior del Golf de Biscaia fins al punt on s'indenta amb l'escorça Ibèrica. A les estacions terrestres més meridionals és possible detectar-hi fases d'origen profund que presenten importants retards temporals respecte als temps d'arribada, a les estacions situades més al nord, de les reflexions a la base de l'escorça del Golf de Biscaia. Les arribades detectades a aquestes estacions no són explicables amb una única discontinuïtat (veure les Figures 8.16 i 8.43), sinó que per a poder ajustar-les és necessària la introducció de dues interfícies reflectores que s'aprofundeixen cap al nord i que no son compatibles amb la geometria ni amb la fondària a la que es troba la base de l'escorça del Golf de Biscaia. Aquestes noves discontinuïtats s'han associat amb la base i el sostre de l'escorça inferior Ibèriques. Els resultats obtinguts al sector meridional dels perfils N-S 3, 6 i 1 MARCONI, permeten acotar doncs l'estructura d'indentació de l'escorça del Golf de Biscaia, produint la subducció cap al nord de l'escorça mitja i inferior Ibèriques fins a aproximadament els 55 km de fondària, corroborant així els resultats obtinguts per Pedreira (2004) al perfil E-O del 1997 i posant de manifest la complexa estructura cortical d'aquesta regió del Nord-Oest peninsular (Figures 9.9 i 9.10).

La figura 9.9 mostra l'encaix, al sector dels perfils marins N-S 3 i 1, de l'escorça inferior del Golf de Biscaia i els cossos d'alta velocitat identificats al perfil terrestre E-O. A la zona d'intersecció dels perfils 3 N-S i E-O del 1997, la Moho de l'escorça del Golf de Biscaia se situa a uns 24-25 km de fondària, valor superior al trobat al perfil terrestre E-O on figurava a tan sols 21 km de fondària (Figura 2.23). Cal remarcar, però, que en aquesta zona el tir I de la campanya de 1997 no aportava una fase clara que permetés localitzar amb precisió la fondària d'aquesta interfície. En canvi, les noves dades obtingudes en aquest estudi, on la fase PmP relacionada amb la base de l'escorça del marge Cantàbric se segueix amb continuïtat a les estacions de fons marí i terrestres, permetent acotar-la adequadament. En aquest sector oriental de la Conca Basco-Cantàbrica, el perfil E-O del 1997 mostra la presència d'un segon cos d'alta velocitat més superficial, situat entre els 10 i els 12 km de

fondària, i que va ser interpretat, seguint l'esquema estructural dels Pirineus Centrals derivat del perfil ECORS-Pirineus (Roure, et al., 1989; Choucroune et al., 1990; Muñoz, 1992), com una porció d'escorça inferior del Golf de Biscaia portada a posicions més someres per estructures Alpines de vergència nord (Pedreira et al., 2003; Pedreira, 2004).

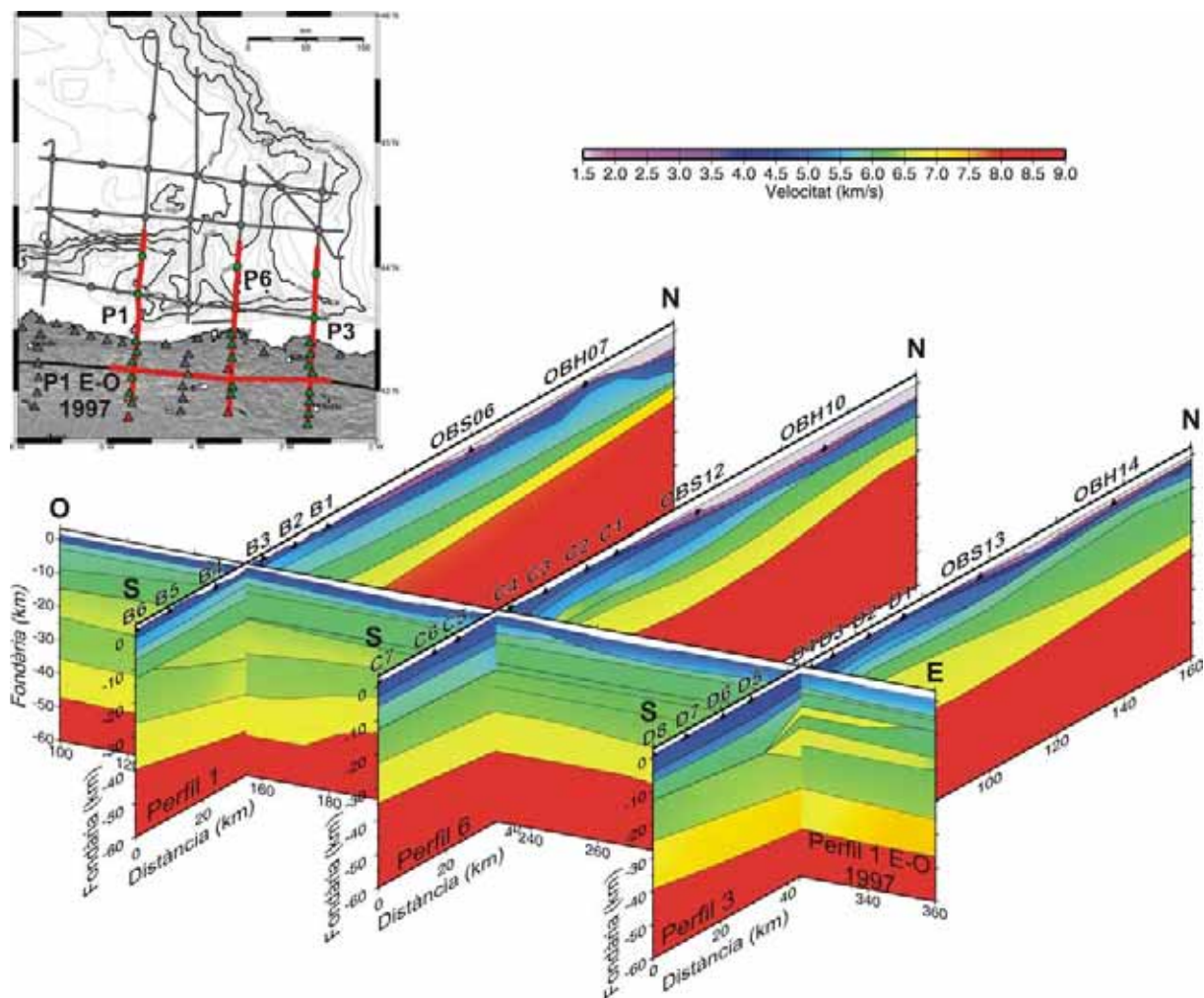


Figura 9.9.- Visió, des del sector terrestre de la zona d'estudi, de la intersecció dels perfils MARCONI 3, 6 i 1 N-S amb el perfil 1 E-O de la campanya de 1997 obtingut per Pedreira et al. (2003) i Pedreira, (2004). S'aprecia el major engruiximent cortical a la zona de transició entre Pirineus i la conca Basco-Cantàbrica (zona del perfil 3), i sota la Serralada Cantàbrica (zona del perfil 1) degut al major grau d'indentació de l'escorça del Golf de Biscaia. En canvi, l'arrel cortical sota la Conca Basco-Cantàbrica, es manté a fondàries més someres degut a que aquest sector l'escorça del golf presenta una menor progressió cap al sud, tal com dedueix Pedreira (2004) a partir de la presència discontinua dels cossos d'alta velocitat situats a fondàries mesocorticals.

La distribució nord-sud dels perfils d'aquest experiment no és l'òptima per acotar amb precisió la geometria d'aquest cos que, per altre banda, és el responsable de l'anomalia gravimètrica positiva detectada a la conca Basco-Cantàbrica (Figura 9.11A) i de la forta anomalia aeromagnètica del País Basc (Figura 9.11B) (Ardizzone et al., 1989; Aller i Zeyen, 1996; Casas et al., 1997; Pedreira, 2004). Així doncs, el cos d'alta velocitat/densitat s'ha

introduït al model de velocitats per coherència amb els resultats del perfil terrestre E-O i amb l'existència de les anomalies magnètiques i gravimètriques.

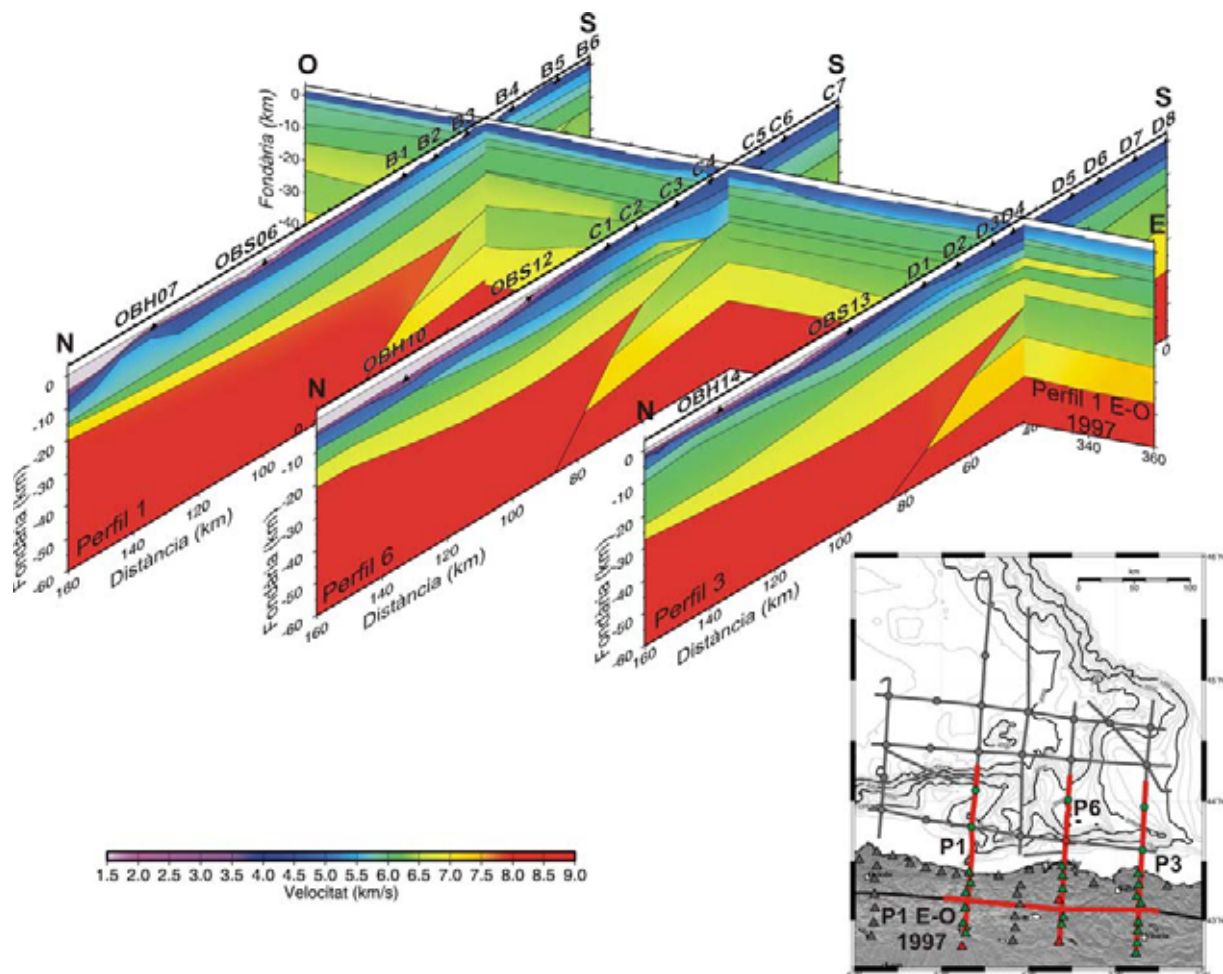


Figura 9.10.- Visió, des del sector marí de la zona d'estudi, de l'intersecció del perfil 1 E-O de la campanya de 1997 obtingut per Pedreira et al. (2003) i Pedreira (2004) amb els perfils MARCONI 3, 6 i 1 N-S. S'aprecia la delaminació i subducció de l'escorça mitja i inferior Ibèriques, i el menor grau d'indentació assolit pel perfil 6 N-S.

L'anomalia gravimètrica segueix una orientació E-O, al llarg de la línia de costa des de San Sebastián a Santander, però presenta una petita component N-S que fa que a l'alçada del perfil 6 aparegui desplaçada uns quilòmetres més al nord que a la zona del perfil 3 (Figura 9.11A). Aquest fet, junt amb l'absència de cossos d'alta velocitat al perfil E-O del 1997 a la zona de tall amb el perfil 6 N-S, fa pensar que el grau d'indentació de l'escorça inferior del marge en el sector occidental de la Conca Basco-Cantàbrica és menor, i no arriba fins a posicions tant meridionals com als perfils 3 i 1 N-S. Aquest aspecte es reflecteix al perfil 6 N-S en el fet de que s'observin fases relacionades amb l'estructura profunda de l'escorça Ibèrica, a estacions terrestres situades a posicions més septentrionals que al perfil 3 N-S. Per tant, al model de velocitats-fondàries del perfil 6 N-S, s'ha situat el límit meridional de l'escorça del marge i el cos d'alta velocitat/densitat, necessari per a l'ajust de

l'anomalia gravimètrica, a posicions més septentrionals que a la resta de perfils N-S. El menor avanç de l'indentació, producte molt possiblement de moviments senestres de les falles d'Hendaya i Pamplona, i les estructures dels Canons de Santander i Torrelavega durant els moviments compressius N-S Alps, fa que a l'alçada del perfil terrestre E-O no es profunditzi tant l'arrel cortical com a les zones veïnes del sector oriental de la conca i la serralada Cantàbrica (Figura 9.9) (Pedreira et al., 2003; Pedreira, 2004).

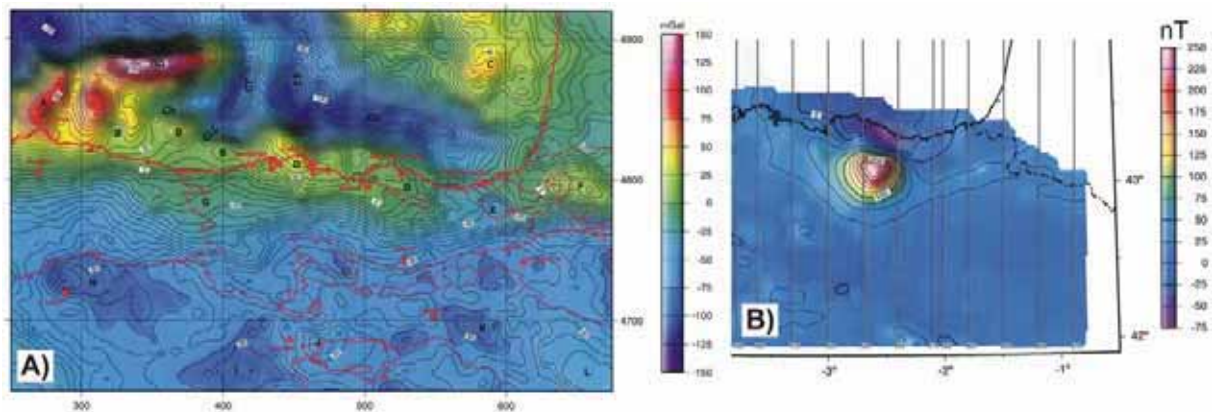


Figura 9. 11.- A) Mapa d'anomalies gravimètriques de la zona estidiada (Bouguer en terra i Aire Lliure a mar). Els contorns en vermell indiquen les principals unitats geològiques B) Mapa de l'anomalia magnètica del País Basc (Figura adaptada de Pedreira, 2004).

A la zona d'intersecció dels perfils N-S 3 i 6 amb el perfil terrestre E-O s'aprecien certes discrepàncies a les distribucions de velocitats de l'escorça superior. Les velocitats obtingudes als perfils N-S són lleugerament inferiors a les registrades pel perfil E-O de l'any 1997. De fet, ja s'havien observat diferències similars en aquesta zona anteriorment i havien estat atribuïdes a la gran complexitat estructural i a les grans heterogeneïtats litològiques de la conca Basco-Cantàbrica. El perfil 8 de la campanya del 1997, el qual formava poc menys de 25° amb el perfil 1 E-O, mostrava en la direcció SOS-ENE velocitats inferiors a les primeres capes de l'escorça que les enregistrades en la direcció E-O (Pedreira, 2004).

A la zona d'intersecció dels perfils 1 N-S i E-O, s'observa un petit decalatge, d'aproximadament 1 km, entre la base del cos d'alta velocitat del perfil 1 E-O, situada a 24 km de fondària, i la base de l'escorça del Golf de Biscaia, localitzada a uns 25 km al perfil 1 N-S. Igual que en el cas del perfil 3, aquesta interfície està millor acotada per les noves dades obtingudes en aquest experiment que per les dades dels tirs A i B de l'any 1997, que no aportaren reflexions clares relacionades amb límit inferior d'aquesta capa (Pedreira, 2004). Com es pot observar a la Figura 8.42, la geometria de l'escorça inferior del Golf de Biscaia obtinguda en aquest experiment coincideix amb l'obtinguda al perfil ESCIN-2 (Gallastegui, 2000). Per altra banda, la base de l'escorça Ibèrica en el punt de tall dels dos

perfils no està acotada per les dades del perfil 1 N-S, les quals només permeten resoldre el seu extrem més septentrional. En canvi, als tirs B i A del perfil terrestre E-O es detecten fases PmP que permeten situar amb precisió la seva base a 48 km fondària (Pedreira, 2004).

En definitiva, els models de velocitat-fondària en la direcció N-S obtinguts en aquest estudi confirmen la presència d'una arrel crustal Alpina sota el Sistema Cantàbric i la Conca Basco-Cantàbrica, amb una subducció de l'escorça Ibèrica fins més enllà dels 50-55 km de fondària (Figura 9.10), tal com mostraven els resultats dels projectes ESCIN-N (Pulgar et al., 1996; Gallart et al., 1997; Fernández-Viejo, 1997; Fernández-Viejo et al., 1998; Fernández-Viejo et al., 2000; Gallastegui, 2000; Fernández-Viejo et al., 2005). Aquests resultats són una prova de la validesa dels models d'indentació proposats prèviament per la convergència Alpina en aquest sector nord de la península Ibèrica, estenent cap a l'oest, al llarg de tot el marge Nord-Ibèric afectat per la tectònica Alpina, la imatge estructural derivada dels perfils sísmics dels projectes ECORS (ECORS-Pyrenees Team, 1988; Muñoz, 1992; Choukroune, 1992; Teixell, 1998).

La presència de l'arrel crustal i la subducció cap al nord de l'escorça Ibèrica és un fet que també ha estat provat per mètodes passius sísmics i elèctrics, a part dels perfils gravimètrics descrits anteriorment. A la zona del Sistema Cantàbric i als Pirineus es realitzaren varis perfils magnetotel·lúrics, coincidents amb el perfil ESCIN-2 (Pous et al., 2001) i els perfils ECORS (Pous et al., 1995a; Pous et al., 1995b; Ledo, et al., 2000), i transectes de Funcions Receptores, utilitzant telesísmes per a detectar interfícies conversores d'ones P a S, una a l'alçada del perfil ESCIN-4 i l'altre als Pirineus Occidentals (Díaz et al., 2003) que, malgrat la menor resolució d'aquests mètodes geofísics, donaren imatges del tot compatibles amb les obtingudes en aquest estudi.