

## Interpretación en 2 1/2D de la anomalía magnética del País Vasco: implicaciones geodinámicas

### A 2 1/2D interpretation of the Basque magnetic anomaly: geodynamical implications

ALLER, J.; ZEYEN, H. J.

The Basque magnetic anomaly (BMA) follows a NW-SE trend over the Basque country with intensities up to 250 nT and displays a paired negative part to the north with intensities down to -60 nT. A model of the magnetic properties of the crust in the area has been carried out that takes into account previous geological and geophysical data. The models proposed indicate a mafic wedge of materials with a magnetic susceptibility of 0.07 SI. This wedge is composed mainly of Upper Cretaceous mafic intrusives with minor lower crustal rocks and reaches a minimum depth of 5-7 km increasing to 12 km towards the northeast. Rocks on top of the anomalous wedge are deep marine facies rocks in transition to normal continental platform facies rocks to the southwest, and suggest that during the Upper Cretaceous this zone underwent crustal thinning due to rifting. Tectonic inversion during the Alpine deformation gave rise to displacement on a basal thrust and emplacement of the mafic wedge towards the northeast. The southeastern termination of the BMA may be produced by the lateral termination of the mafic rocks that constitute the anomalous wedge in a transform fault related to rifting processes.

**Key words:** Magnetic anomaly, crustal structure, Basque-Cantabrian basin.

ALLER, J. (Dpto. de Geología, Univ. Oviedo, 33005 OVIEDO). ZEYEN, H. J. (Geophysicalisches Institut, Univ. Karlsruhe, Hertzstrasse 16, D-76187 Karlsruhe, Alemania).

## INTRODUCCION

La anomalía magnética del País Vasco (AMPV) se extiende sobre la mayor parte de esta región (Fig. 1) y alcanza las mayores intensidades de campo total observadas en el mapa aeromagnético de España (ARDIZONE et al., 1989). La estructura geológica de la zona cubierta por la anomalía refleja la complejidad de una situación en la parte más oriental de las montañas Vasco-Cantábricas, en la transición al Pirineo. La adquisición reciente de datos de sismica de refracción (DAIGNIERES et al., 1981; GALLART et al., 1981), sismica de reflexión (ECORS PYRENEES TEAM, 1988; CHOUKROUNE et al., 1989) y gravimétricos (TORNE et al., 1989) a través de los Pirineos, ha mejorado mucho el conocimiento de la estructura profunda de la zona situada al este de la AMPV. Este hecho invita a una modelización de las propiedades magnéticas de la corteza en la zona de la AMPV, y a un análisis de las implicaciones estructurales de este modelo en el contexto de la estructura de los Pirineos, que es el objeto de este trabajo.

## DESCRIPCION DE LA ANOMALIA

La AMPV puede seguirse desde Laredo en la costa cantábrica hasta las proximidades de Vitoria con un trazado NW-SE (Fig. 1), paralelo a las estructuras alpinas de la zona (Fig. 2). La intensidad de la parte meridional positiva de la anomalía crece desde 20 nT en la parte occidental hasta 250 nT en la parte oriental, donde la anomalía se ensancha y se hace más superficial, presentando un fuerte máximo local al norte de Vitoria. La parte negativa de la anomalía corre paralela a la parte positiva que acabamos de

describir y al norte de esta, con una intensidad que aumenta hacia el sudeste desde -10 hasta -60 nT.

Al nordeste de Vitoria, la AMPV puede seguirse con un trazado SSW-NNE y una intensidad baja en torno a 30 nT. Esta rama de la anomalía llega hasta la frontera franco-española, donde cambia de trazado de nuevo, y enlaza con la zona de anomalías asociadas a la zona norpirenaica.

## SITUACION GEOLOGICA

La geología de la zona de transición entre el Pirineo y las montañas Vasco-Cantábricas se caracteriza por la existencia de un basamento Varisco que aflora al sudeste de San Sebastián en el Macizo de Cinco Villas con rocas cuya edad abarca desde el Silúrico hasta el Carbonífero, y una sucesión discordante que abarca desde el Pérmico hasta el Eoceno y que sufrió solamente deformación alpina a partir del Eoceno (OLIVE DAVO et al., 1990) (Fig. 2). La sucesión post-Carbonífera está constituida por una alternancia de niveles carbonatados y detríticos que desde el Jurásico Superior muestran importantes cambios laterales de facies relacionados con la deformación extensional en el contexto del movimiento entre las placas Ibérica y Europea y la apertura del Golfo de Vizcaya (AMIOT et al., 1982). En el Cretácico Superior, se desarrolla un importante episodio volcánico con traquitas y basaltos, que ha sido interpretado en relación con este contexto tectónico (AZAMBRE y ROSSI, 1976).

La evolución estructural varisca del basamento ha sido estudiada por CAMPOS (1979), que describe una deformación polifásica bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado.

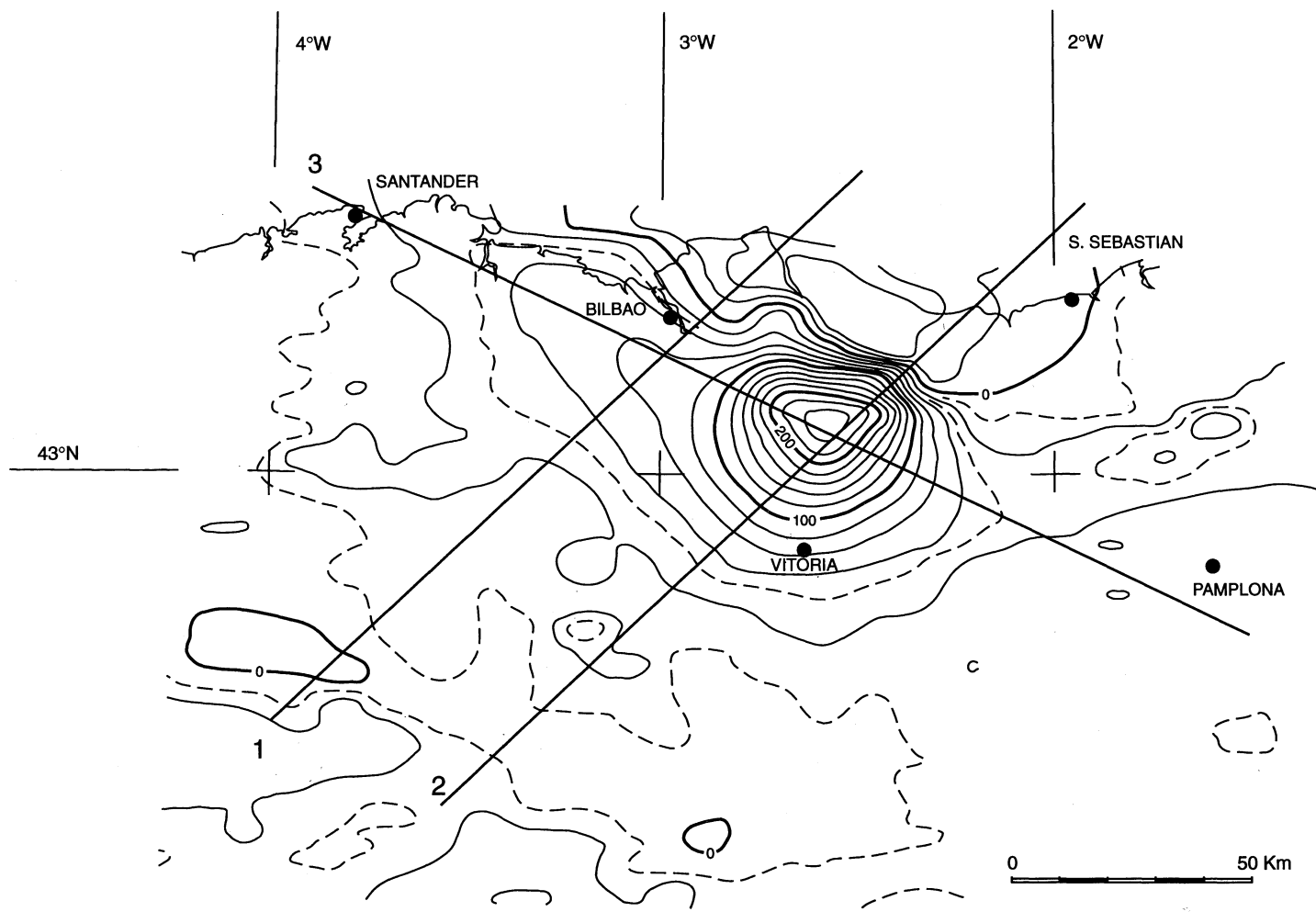


Fig. 1. Mapa aeromagnético del País Vasco y zonas adyacentes, basado en ARDIZONE et al. (1989). Se muestra la posición de los perfiles estudiados.

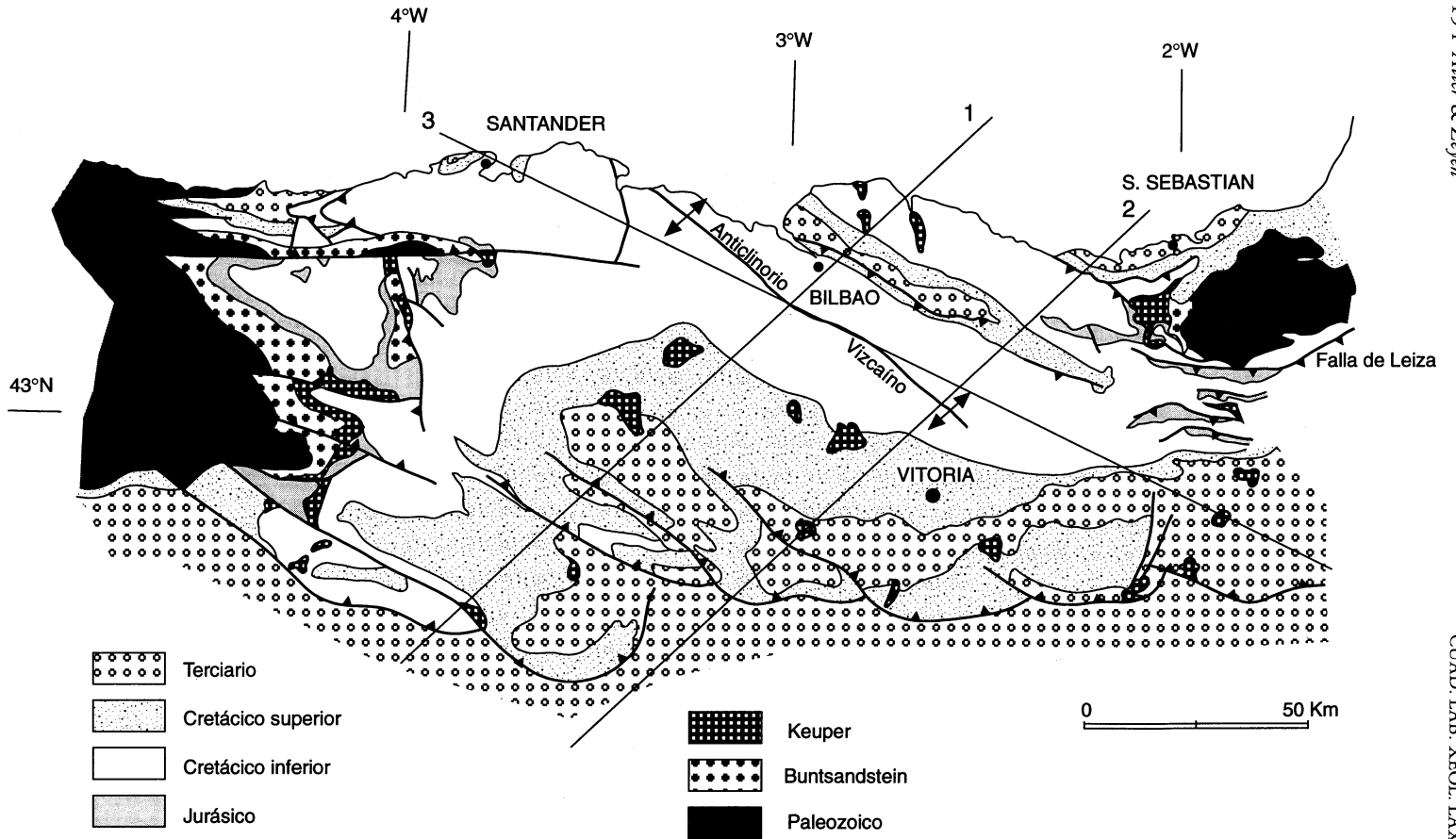


Fig. 2. Esquema geológico de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Se muestra la posición de los perfiles estudiados.

Por lo que respecta a la evolución estructural de las rocas post-Carboníferas, debe indicarse en primer lugar que el «rifting» y movimiento de placas durante el Jurásico Superior y Cretácico dan lugar a fallas que controlan la sedimentación durante este tiempo. La más importante de estas fallas en los Pirineos es la Falla Norpirenaica (FNP), que presenta un importante movimiento de desgarre levógiro y ha sido considerada el límite entre las placas Ibérica y Europea (CHOUKROUNE, 1976). En la zona próxima a la FNP, se ha descrito un importante metamorfismo de alta temperatura y edad Cretácico Superior, asociado a adelgazamiento cortical (GOLDBERG y MALUSKI, 1988). Por otra parte, se han encontrado en la zona próxima a la falla rocas del manto superior (lherzolitas), así como rocas granulíticas de la corteza inferior, que han sido relacionadas con la fracturación por fallas de desgarre de una corteza adelgazada (VILZEUF y KORNPROBST, 1984). La prolongación hacia el oeste de la FNP ha sido localizada en la Falla de Leiza (FL) (LLANOS, 1983) (Fig. 2), en relación con la cual se ha descrito también la existencia de un metamorfismo Cretácico Superior y rocas de origen profundo (LLANOS, op. cit.; EGUILUZ et al., 1982; MENDIA y GIL IBARGUCHI, 1991).

La deformación alpina en la zona de la AMPV se originó en dos fases principales. La primera dio lugar a pliegues y cabalgamientos con un clivaje asociado y una vergencia variable al norte. La traza de estas estructuras sigue la curvatura del Arco Vasco desde un trazado NW-SE en la parte occidental hasta E-W en la oriental (Fig. 2). La segunda fase es responsable de pliegues y cabalgamientos vergentes al sur con un clivaje de crenulación asociado. Estas es-

tructuras también siguen el trazado del Arco Vasco y tienen un carácter más localizado que las de la primera fase (ALVARO, 1976; CUEVAS et al., 1982; EGUILUZ et al., 1988, OLIVE DAVO et al., 1990).

## DATOS GEOFISICOS PREVIOS

Los datos de sismica de reflexión obtenidos en la parte sur del perfil ECORS Golfo de Vizcaya (MARILLIER et al., 1988) indican la existencia de una corteza inferior reflectiva a una profundidad de 19 Km y de un Moho a 35 Km en la Plataforma de Cantabria justo al norte de la zona de estudio. Los datos de sismica de refracción existentes (GALLART et al., 1981) indican que la profundidad del Moho varía desde unos 45 Km al este de la Falla de Leiza en la zona donde esta falla presenta un trazado NE-SW (parte más oriental de la Fig. 2) hasta unos 30 Km al oeste de ella, lo cual favorece claramente considerar esta falla como la prolongación occidental de la FNP.

Los datos gravimétricos existentes para la zona estudiada (datos inéditos de CIEPSA en OLIVE DAVO et al., 1990) muestran una distribución de máximos que se corresponde bien con la que se observa en el mapa aeromagnético de la Fig. 1. Este hecho indica que el cuerpo de alta susceptibilidad que produce la AMPV presenta también una densidad más alta que la de las rocas comunes que afloran en la zona.

Los datos de flujo de calor existentes para la zona (CABAL, 1993) indican una profundidad para la isoterma de Curie en la zona en torno a 27 Km.

## DESCRIPCION E INTERPRETACION DE LOS MODELOS

Se han modelizado dos perfiles perpendiculares al trazado general de la AMPV

(perfiles 1 y 2) y un perfil de control a lo largo del eje de la parte positiva de la anomalía (perfil 3), utilizando un programa que trabaja en 2 1/2 dimensiones y permite calcular el efecto magnético de cuerpos de forma irregular, utilizando las fórmulas de PLOUFF (1975) para calcular la anomalía magnética de prismas. Las Figs. 1 y 2 muestran la situación de los perfiles, y en las Figs. 3 y 4 pueden verse los cortes geológicos con la distribución en profundidad de los cuatro cuerpos magnetizados con los que se han construido los modelos y las anomalías observada (triángulos) y calculada (línea). La extensión lateral de los cuerpos en cada perfil se ha indicado en la Tabla I.

Los perfiles 1 y 2 muestran una distribución superficial de materiales anómalos, constituida por los cuerpos 2 y 3, formando una cuña que se inclina hacia el SSW. La cuña se continúa en profundidad en otro cuerpo anómalo, el cuerpo 1, situado a unos 20 Km. Esta profundidad coincide con la de la corteza inferior al norte de la zona estudiada (MARILLIER et al., 1988), y se ha considerado que este cuerpo forma parte de la corteza inferior de esta zona. Es posible construir otros modelos que producen la misma anomalía, y en los que la parte nororiental de los cuerpos anómalos superficiales desciende con alta pendiente hasta la corteza inferior, pero el modelo propuesto es

el que mejor encaja con los movimientos cabalgantes hacia el norte descritos por MARILLIER et al. (1988) en la Plataforma de Cantabria, justo al norte de la zona estudiada. Por último, el cuerpo 4 es una pequeña acumulación superficial de rocas anómalas situada a unos 2 Km de profundidad y que sólo aparece en el perfil 2. En ausencia de datos de susceptibilidad de las rocas de la zona, a los cuatro cuerpos presentes en los modelos se les ha atribuido una susceptibilidad de 0,07 SI. Este valor permite atribuir a los cuerpos tamaños que configuran una estructura cortical coherente, tratándose además de un valor de susceptibilidad medio para los tipos de rocas que, de acuerdo con la discusión que se aborda en el próximo párrafo, pueden constituir el cuerpo anómalo: basaltos (TELFORD et al. 1990) y rocas de la corteza inferior (HAHN y ROESER, 1989). La cuña anómala muestra un máximo espesor variable entre 4 y 8 Km, y presenta un desarrollo mayor en el perfil 2, en el que la profundidad mínima es también menor, situándose en torno a 5-7 Km (contra los 12 del perfil 1). El perfil 3 muestra que el cambio de forma y posición de la cuña del perfil 2 al perfil 1 es debido a la terminación lateral del cuerpo más superficial que constituye la cuña en el perfil 2 (cuerpo 3). También puede verse en el perfil 3 que la brusca terminación de la anomalía en su

TABLA I. Extensión lateral de los cuerpos anómalos en los diferentes perfiles.

	Perfil 1		Perfil 2		Perfil 3	
	NW (Km)	SE (Km)	NW (Km)	SE (Km)	NE (Km)	SW (Km)
Cuerpo 1	150,00	150,00	150,00	150,00	150,00	150,00
Cuerpo 2	36,00	46,00	73,00	9,00	7,00	14,00
Cuerpo 3			20,5	3,70	11,20	2,80
Cuerpo 4			20,00	4,00		

extremo sudeste puede relacionarse con la terminación en esta zona de los cuerpos 2 y 3. Los cortes geológicos indican que estas terminaciones de los cuerpos 2 y 3 no se relacionan claramente con estructuras superficiales. La geometría de la parte basal de la cuña se supone debida a la existencia de un cabalgamiento basal, que presenta desplazamientos superiores a los 10 Km tanto en el perfil 1 como en el perfil 2. No obstante, La terminación de la cuña anómala en la parte frontal del perfil 2 se debe también probablemente a la geometría inicial del cuerpo. Suponer que esta terminación se debe exclusivamente al cabalgamiento basal plantea problemas a la hora de correlacionar la geometría del cabalgamiento en los perfiles 1 y 2. Por otra parte, la terminación frontal de la cuña en el perfil 2 coincide con la posición deducida para la Falla de Leiza en este corte en base a datos geológicos de superficie (Fig. 3), lo que sugiere la posibilidad de que esta falla actúe aquí como un límite para la extensión del cuerpo 3 hacia el nordeste. La geometría de la cuña en los perfiles 1 y 2 está de acuerdo con los datos geológicos, y la parte sudoccidental inclinada al SSW de los modelos se relaciona con la presencia en superficie de materiales mesozoicos inclinados en general en esta misma dirección (Fig. 3).

Por lo que respecta al significado geológico de los cuerpos de alta susceptibilidad que producen la AMPV, la presencia de importantes acumulaciones de basaltos y traquitas de edad Cretácico Superior sobre los cuerpos anómalos 2 y 3, así como la propia geometría de estos cuerpos, con rápidas terminaciones laterales que no se relacionan con pliegues o fallas en la geología de superficie (Fig. 4), indican que los cuerpos 2 y 3 están formados básicamente por rocas

máficas de edad Cretácico Superior. Lo mismo debe ocurrir con el cuerpo 4, que aparece exclusivamente en el perfil 2 y se encuentra próximo a los afloramientos de basaltos. Por otra parte, la proximidad de la Falla de Leiza, con rocas máficas de la corteza inferior (MENDIA y GIL IBARGUCHI, 1991), y la forma de la parte sudoeste de la cuña, que se enraíza en este nivel cortical, sugieren la presencia también de rocas máficas de la corteza inferior en los cuerpos anómalos 2 y 3.

## IMPLICACIONES GEODINAMICAS

La estructura cortical que se observa en la Fig. 3 muestra que en la zona estudiada pueden diferenciarse dos dominios estructurales principales. El dominio nordeste puede considerarse limitado al sur por la traza axial del Anticlinorio Vizcaíno (Figs. 2 y 3), y de acuerdo con los datos presentados en este trabajo presenta importantes acumulaciones de materiales máficos en niveles mesocrustales. No obstante, y debido probablemente a la tectónica de cabalgamientos hacia el NNE existente en la zona, los afloramientos más importantes de rocas máficas se encuentran ligeramente desviados hacia el norte respecto a la posición de la cuña máfica (Fig. 3). Por otra parte, basándose en el análisis petrológico de las rocas volcánicas del Cretácico Superior que afloran en este dominio, que indica rocas alcalinas y subalcalinas relacionadas con un proceso de «rifting» (AZAMBRE y ROSSI, 1976; OLIVE DAVO et al., 1990), y en el análisis sedimentológico de las rocas del Cretácico Superior de este sector, que indica una zona oceánica profunda (AMIOT et al., 1982), diversos autores han propuesto la existencia de un importante adelgazamiento cortical

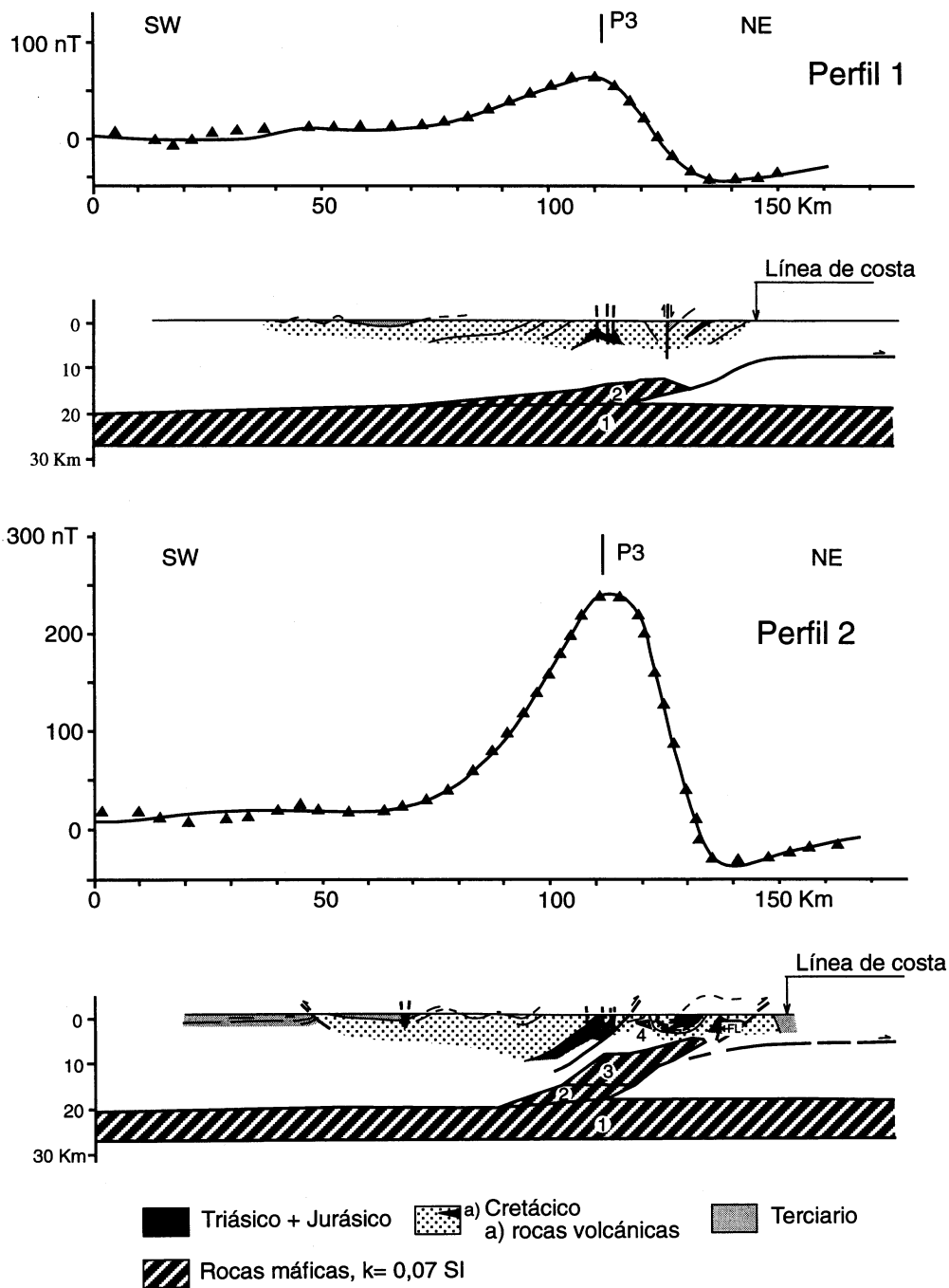


Fig. 3. Anomalía observada (triángulos) y calculada (línea), corte geológico y distribución de cuerpos anómalos para los perfiles 1 y 2. FL: Falla de Leiza, P3: intersección del perfil 3.



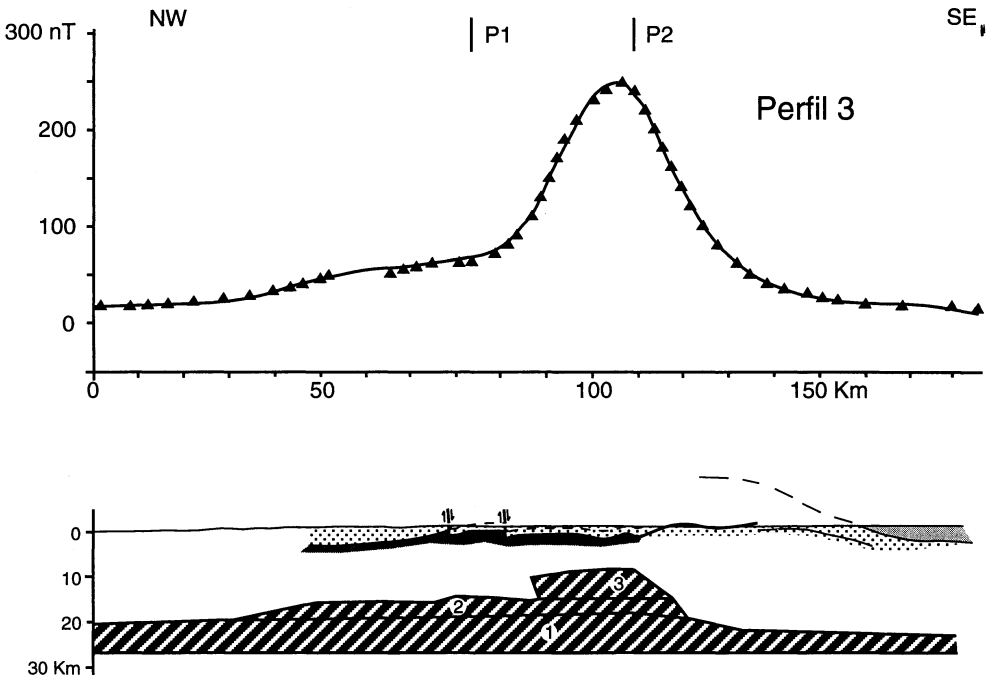


Fig. 4. Anomalía observada (triángulos) y calculada (línea), corte geológico y distribución de cuerpos anómalos para el perfil 3. La leyenda es la de la Fig. 3. P1 y P2: intersecciones de los perfiles 1 y 2.

durante el Cretácico Superior en este dominio (AZAMBRE y ROSSI, 1976; AMIOT et al., 1982). Esta idea es fuertemente apoyada por la presencia de importantes acumulaciones de rocas máficas en profundidad. Este dominio cortical adelgazado fue emplazado posteriormente hacia el Norte por cabalgamientos, debido a la inversión tectónica durante la orogénesis alpina. Entre estos cabalgamientos merece destacarse el cabalgamiento basal del dominio, con un desplazamiento mínimo en torno a 10 Km y que transfiere su desplazamiento hacia el norte a las estructuras cabalgantes descritas por MARILLIER et al. (1989) en la Plataforma de Cantabria.

El dominio sudoccidental se localiza al sur de la traza axial del Anticlinorio Vizcaíno (Fig. 2) y se caracteriza por la profundización de los cuerpos anómalos hasta profundidades normales en una corteza inferior continental (Fig. 3). Las causas de esta transición deben buscarse en la profundización en esta dirección del cabalgamiento basal que originaba la posición más superficial de la cuña en el dominio nororiental y también en la morfología inicial de los cuerpos máficos superficiales, sobre todo el cuerpo 3, que probablemente se terminan en esta dirección. En este dominio, las rocas del Cretácico Superior muestran una transición a rocas de plataforma normales (AMIOT et al., 1982).

La evolución estructural descrita presenta claras semejanzas con la propuesta para el perfil pirenaico ECORS, situado unos 250 Km al oeste de la zona estudiada (ROURE et al., 1989; MUÑOZ, 1992). Este perfil, que integra una gran cantidad de datos geológicos y geofísicos, implica también en su parte norte la formación de cabalgamientos alpinos moviéndose hacia el norte, y afectando a niveles corticales profundos en una

zona que había sufrido previamente un importante adelgazamiento cortical durante el Cretácico Superior. Debe señalarse, además, que la prolongación hacia el este de la AMPV, a través de la flexión que se describió anteriormente (Fig. 1), enlaza con las anomalías de la zona norpirenaica, sugiriendo una relación entre ambas zonas anómalas. Una morfología inicial quebrada de la Falla de Leiza-Norpirenaica, cuyo origen debe buscarse en una falla transformante orientada ENE-WSW durante la etapa de «rifting», es la explicación más razonable para la terminación hacia el SE de las grandes acumulaciones intrusivas que producen la AMPV. Esta morfología inicial puede haber condicionado la formación posterior de la Falla de Pamplona, y contribuir a producir, ya en la etapa compresiva, el cambio de posición observado en la zona con cabalgamientos hacia el norte a lo largo de la cadena pirenaica (MARTINEZ TORRES et al., 1984)

## CONCLUSIONES

1: Se presenta un modelo magnético de estructura cortical para la zona de la anomalía magnética del País Vasco, que tiene en cuenta los datos geológicos y geofísicos previos. Según este modelo, la anomalía es producida fundamentalmente por una cuña de rocas con susceptibilidad de 0,07 SI. La cuña se orienta como la anomalía, NW-SE, y se levanta hacia el nordeste, presentando un espesor máximo en la parte sur, en torno a 8 Km. La profundidad mínima de las rocas que constituyen la cuña es de unos 5-7 Km en la parte sur de la zona, y aumenta hasta unos 12 Km hacia el noroeste.

2: La cuña anómala está compuesta principalmente por rocas máficas del Cre-

tácico Superior, con una participación menor de rocas máficas de la corteza inferior.

3: La forma de la cuña y sus brascas terminaciones hacia el sudeste y el noroeste y, en menor grado, hacia el nordeste y suroeste, se deben en gran parte a la morfología inicial de los cuerpos intrusivos. No obstante, la cuña también está limitada en su parte inferior por un importante cabalgamiento con un desplazamiento mínimo de 10 Km hacia el nordeste, que produjo el levantamiento de la masa máfica a su situación actual.

4: La evolución estructural de la zona donde se desarrolla la cuña anómala puede considerarse resultado de la superposición de una primera etapa de adelgazamiento cortical durante el Cretácico Superior, responsable de las intrusiones máficas, y una segunda etapa durante el ciclo alpino, con

una tectónica compresiva que determina la estructura actual de la zona.

## AGRADECIMIENTOS

Discusiones con algunos miembros del grupo de Geología Estructural de la Universidad de Oviedo han ayudado en la gestión del trabajo. Especialmente agradecemos a Juan Luis Alonso, Fernando Bastida, Andrés Pérez Estaún y Javier Pulgar los cambios de impresiones mantenidos sobre la estructura profunda de la Cuenca Vasco-Cantábrica y la lectura crítica del manuscrito original. El trabajo ha sido financiado por los proyectos CICYT GEO91-1086 y DGICYT PB92-1013. Esta es la publicación número 636 del Instituto de Geofísica de la Universidad de Karlsruhe.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M. (1976): Nota sobre la presencia de dos esquistosidades en el Cretácico Inferior de Bilbao (Cordillera vasco-cantábrica). *Bol. Geol. y Min.*, 87, 453-455.
- AMIOT, M.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A.; RAT, P. y SALOMON, J. (1982): Evolution de la marge cantabrique et son arrière-pays ibérique au Crétacé. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 37-63.
- ARDIZONE, J.; MEZCUA, J. y SOCIAS, I. (1989): Mapa aeromagnético de España peninsular. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1976): Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 1725-1728.
- CABAL, J. (1993): Régimen térmico en el noroeste de la Península Ibérica y sus márgenes continentales: flujo de calor y estructura térmica de la litosfera. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo.
- CAMPOS, J. (1979): Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa. *Munibe*, Soc. Ciencias Aranzadi, 31, 3-139.
- CUEVAS, J.; EGUILUZ, L.; RAMON LLUCH, R. y TUBIA, J. M. (1982): Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja en el flanco N del sinclinal de Oiz-Punta Galea Vizcaya): nota preliminar. *Rev. Lurralde*, 47-61.
- CHOUKROUNE, P. (1976): Structure et évolution tectonique de la zone Nord Pyrénéenne, analyse de la déformation dans une partie de chaîne à schistosité sub-verticale. *Mem. Soc. géol. France*, 55.
- CHOUKROUNE y ECORS TEAM (1989): The ECORS Pyrenean deep seismic profile: reflection data and the overall structure of the orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- DAIGNIERES, M.; GALLART, J. y BANDA E. (1981): Lateral variation of the crust in the North Pyrenean Zone. *Ann. Géophys.*, 37, 435-456.
- ECORS PYRENEES TEAM (1988): Deep reflection seismic survey across an entire orogenic belt, the ECORS Pyrenees profile. *Nature*, 306, 506-511.
- EGUILUZ, L.; GARROTE, A. y LLANOS, H. (1982): El metamorfismo de los materiales mesozoicos en la prolongación occidental de la falla nordpirenaica (sector de Leiza, Navarra). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 6, 81-91.

- EGUILUZ, L.; MARTINEZ-TORRES, L. M.; RAMON-LLUCH, R. y ZUAZO, J. A. (1988): Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca). *Bol. Geol. y Min.*, 99, 59-64.
- GALLART, J.; BANDA, E. y DAIGNIERES, M. (1981): Crustal structure of the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone. *Ann. Géophys.*, 37, 457-480.
- GOLDBERG, J. M. y MALUSKI, H. (1988): Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 306, 429-435.
- HAHN, A. G. y ROESER, H. A. (1989): The magnetisation of the Lower Continental Crust. In: Mereu, R.F., Mueller, S. y Fountain, D.M. (eds.), *Properties and Processes of the Earth's Lower Crust, Geophysical Monograph*, 51.
- LLANOS, H. (1983): Estudio geológico del borde sur del macizo de Cinco Villas. Transversal Huici-Leiza (Navarra). *Eusko-Ikaskuntza. Sociedad de Estudios Vascos, Sección de Ciencias Naturales*, 1, 79-160.
- MARILLIER, F.; TOMASSINO, A.; PATRIAT, PH. y PINET, B. (1988): Deep structure of the Aquitaine Shelf: constraints from expanding spread profiles on the ECORS Bay of Biscay transect. *Mar. and Pet. Geol.*, 5, 65-74.
- MARTINEZ-TORRES, L. M.; EGUILUZ, L.; RAMON LLUCH, R. y LLANOS, H. (1984): Geometría del Pirineo occidental y Arco Vasco. *I Congreso Español de Geología*, III: 207-217.
- MENDIA, M. S. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1991): High-grade metamorphic rocks and peridotites along the Leiza Fault (Western Pyrenees, Spain). *Geol. Rund.*, 80, 93-107.
- MUÑOZ, J. A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McKlay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman y Hall, London.
- OLIVE DAVO, A.; RAMIREZ MERINO, J. I.; ALVARO LOPEZ, M.; RAMIREZ DEL POZO, J. y AGUILAR TOMAS, M. (1990): Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Hoja 5-12 (Bermeo-Bilbao). ITGE.
- PLOUFF, D. (1975): Derivation of formulas and FORTRAN programs to compute magnetic anomalies of prisms. *U. S. Geol. Serv. Rep. GD 75-014*.
- ROURE, F.; CHOUKROUNE, P.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J. A.; VILLIEN, A.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEGURET, M.; CAMARA, P. y DERAMOND, J. (1989): ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P. y SHERIFF, R. E. (1990): *Applied Geophysics*. Cambridge Univ. Press.
- TORNE, M.; DE CABISSOLE, B.; BAYER, R.; CASAS, A.; DAIGNIERES, M. y RIVERO, A. (1989): Gravity constraints on the deep structure of the pyreneen belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, 165, 105-116.
- VILZEUF, D. y KORNPROBST, J. (1984): Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 383-386.

*Recibido: 24-III-94*

*Aceptado: 15-VII-94*