

Fig. 3.—Modelo conceptual sintético elaborado a partir de los cortes geológicos de la figura anterior. El conjunto arrecifal se sitúa discordantemente sobre diferentes términos de la serie tortoniense/messiniense, cambia de facies, hacia cuenca, a margas limosas con intercalaciones diatomíticas y hunde por debajo del yeso messiniense.

gías de crecimiento importantes y diferenciadas en los arrecifes de edad messiniense, la de pináculos y la de arrecife costero, superpuestas verticalmente.

Todas las relaciones estratigráficas aquí señaladas quedan sintetizadas de un modo gráfico en el modelo conceptual de la figura 3.

Trabajo perteneciente al proyecto 88-0032.9 (Junta de Andalucía).

Referencias

Dabrio, C. J.; Esteban, M. y Martín, J. M. (1981): *Jour. Sed. Petrol.*, 51, 2, 521-539.
 Dabrio, C. J.; Martín, J. M. y Megías, A. G. (1985): En: Milá, M. D. y Rosell, J., eds.: *6th Europ. Reg. Mtg. Sedim. I.A.S., Lleida, Excursion Guidebook*, 269-305.
 Dronkert, H. y Pagnier, H. (1977): *Messinian Seminar 3. Field trip 2*, 1-21.
 Esteban, M.; Calvet, F.; Dabrio, C. J.;

Baron, A.; Giner, J.; Pomar, L. y Salas, R. (1978): *Acta Geol. Hisp.*, XIII, 20-22.
 Esteban, M. (1979): *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 29, 169-182.
 Iaccarino, S.; Morlotti, E.; Papani, G.; Pelosio, G. y Raffi, S. (1975): *Ateneo Parmense, acta nat.*, 11, 237-313.
 Megías, A. G. (1983): *Actas X Congr. Nac. Sedim. Menorca*, 2, 33-36.
 Megías, A. G. (1985a): *6th Europ. Reg. Mtg. Sedim. I.A.S., Lleida, Abstracts*, 292-295.
 Megías, A. G. (1985b): *Trabajos Geol. Univ. Oviedo.*, 15, 153-158.
 Montenat, C. (1973): *Tesis doctoral. Univ. Orsay*, 1170 p.
 Montenat, C. (1977): *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 69, 345 p.
 Montenat, C.; Ott D'Estevou, P. y Masse, P. (1987): *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 11, 1-22.
 Ott d'Estevou, P. (1980): *Tesis doctoral. Univ. Paris*, 264 p.
 Reyes, J. L.; Crespo, V.; Feixas, J. C. y Zapata, M. J. (1984): *I Congr. Geol. Esp. Segovia.*, II, 803-815.
 Rouchy, J. M. (1982): *Mém. Mus. nat. Hist. nat., Paris, C.*, 50, 267 p.
 Rouchy, J. M.; Saint-Martin, J. P.; Maurin, A. y Bernet-Rollande, M. C. (1986): *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 10, 2, 333-348.
 Völk, H. R. y Rondeel, H. E. (1964): *Geol. Mijnb.*, 43, 310-315.
 Weijermars, R.; Roep, T. B.; Van den Eeckhout, B.; Postma, G. y Kleverlaan, K. (1985): *Geol. Mijnb.*, 64, 397-411.

Recibido el 4 de septiembre de 1989
 Aceptado el 10 de octubre de 1989

Estructura geológica en el borde oriental del Anticlinorio de Bilbao

A. Aranguren (*), J. Cuevas (*), L. Eguluz (*) y J. M. Tubía (*)

(*) Departamento de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao.

ABSTRACT

This paper provides new structural data from the Bilbao Anticlinorium, near Santurce (Basque Country). Lower Cretaceous rocks within this region show bed-parallel-thrusts, which are deformed during the development of the Bilbao Anticlinorium. Both, the thrusts and the folds indicate a top-to-the-NE motion. This tectonic evolution is correlable with that showed by the Upper Cretaceous and Lower Tertiary rocks surrounding Bilbao.

Key words: Thrusting, Bilbao Anticlinorium, Basque Country.

Geogaceta, 7 (1990), 68-70.

Introducción

Clásicamente se ha considerado que la estructura de la región Vasco-Can-

tábrica está configurada esencialmente por grandes pliegues, de tipo concéntrico, acompañados localmente por fallas inversas de dirección paralela a

la de los pliegues y por perforaciones diapíricas. No obstante, algunos estudios estructurales más recientes han señalado una complejidad estructural

mayor, poniendo de manifiesto la existencia de cabalgamientos dirigidos hacia el Norte (Cuevas *et al.*, 1982); esta complejidad está avalada además por los sondeos para la prospección de hidrocarburos, efectuados en la plataforma marina de la costa vasca (IGME, 1987) que muestran importantes repeticiones tectónicas de las secuencias estratigráficas. Este trabajo, efectuado en la zona comprendida entre Santurce y la playa de La Arena (Vizcaya), señala la existencia de superficies de cabalgamiento plegadas en materiales pertenecientes al Cretácico Inferior.

Desde el punto de vista estructural la región presenta el interés adicional de encontrarse en las cercanías de un accidente clásico en la cuenca Vasco-Cantábrica, la falla de Ochandiano (fig. 1A), también denominada por otros autores como la falla de Bilbao. Dentro de la cuenca existen tres estructuras principales de plegamiento: El anticlinorio de Bilbao, el sinclinorio de Vizcaya y el anticlinorio del Norte de Vizcaya (fig. 1A). Dentro de esta estructuración general, la falla de Ochandiano es un accidente que pone en contacto el Cretácico Inferior del núcleo del anticlinorio de Bilbao con el Cretácico Superior y el Terciario del núcleo del sinclinorio de Vizcaya,

y cuya continuación en profundidad es indiscutible, según los datos geofísicos aportados por Soler *et al.*, (1981).

La zona estudiada forma parte del flanco septentrional del anticlinorio de Bilbao, una de las tres principales estructuras de plegamiento de la cuenca Vasco-Cantábrica (fig. 1A). En esta zona aparecen materiales sedimentarios de litologías carbonatadas predominantes (calcarenitas, margas y margocalizas) de edad Cretácico Inferior (Aptiense-Albiense) y que han sido englobados en el Complejo Urganiano (Ortega, 1983). Estos materiales se encuentran atravesados por diques de rocas subvolcánicas que localmente pueden ser muy abundantes.

La estructura del flanco oriental del anticlinorio de Bilbao

Los materiales del sector estudiado dibujan un anticlinal asimétrico, con su flanco septentrional fuertemente inclinado hacia el Norte e incluso invertido y con el flanco meridional suavemente inclinado hacia el Sur. La dirección axial media del anticlinal es N130°E, y los ejes de los escasos pliegues menores asociados a él buzan ligeramente hacia el Noroeste, hecho concordante con la localización del

cierre perianticlinal en Punta Lucero (fig. 1B).

Un examen detallado de las numerosas fracturas existentes en la zona pone de manifiesto tres episodios principales de fracturación:

1) Se reconocen, con suma frecuencia, fallas inversas anteriores al plegamiento. Estas estructuras corresponden a cabalgamientos paralelos a la estratificación, que dan lugar al desarrollo de rellanos en los materiales margosos y a rampas al atravesar los niveles de calizas y calcarenitas. Están señalados en muchos casos por recristalizaciones de calcita, con estrías en los planos de falla de dirección suroeste-nordeste (fig. 2). Estas fallas, desarrollan zonas de brechas y harinas de falla y se encuentran plegadas, al igual que las superficies de estratificación. Además, asociados a los cabalgamientos de mayor importancia se observa el desarrollo de una esquistosidad penetrativa, a escala de muestra de mano, que se convierte en la superficie de referencia principal, en una distancia de unos 50 m. al contacto.

2) En relación con el proceso de plegamiento se generan diversas redes de diaclasas, que tienen orientaciones controladas directamente por la disposición de la estratificación. Se desarrollan tres sistemas de diaclasas perpendiculares a las superficies de la estratificación, generalmente abiertas o rellenas de calcita y que se encuentran relacionadas con los pliegues que pliegan a las fallas inversas.

3) A lo largo del flanco septentrional del anticlinal, y más frecuente-

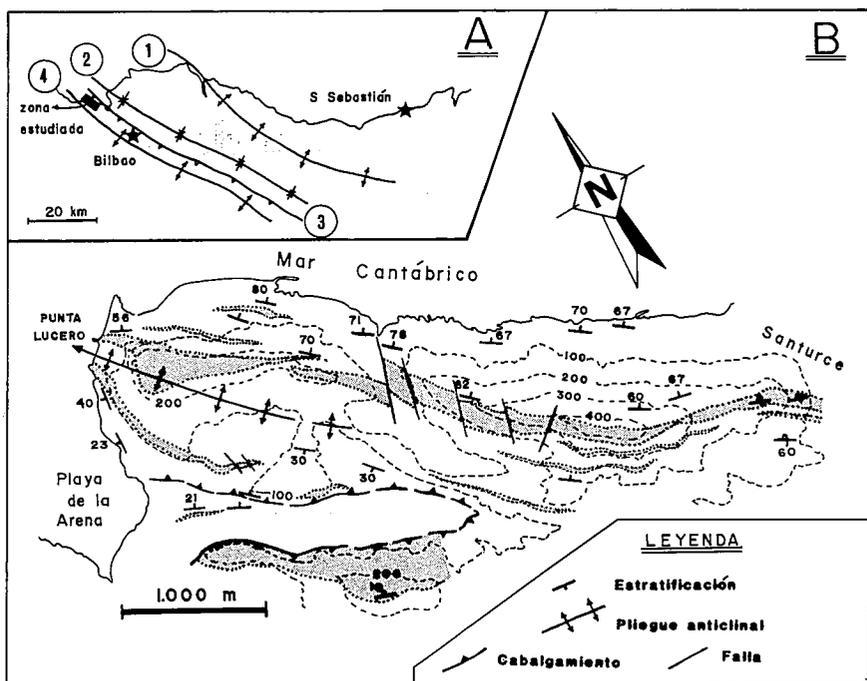


Fig. 1.—A: Esquema estructural de la Cuenca Vasco-Cantábrica: 1, Anticlinorio del Norte de Vizcaya. 2, Sinclinorio de Vizcaya. 3, Falla de Otxandiano. 4, Anticlinorio de Bilbao.—B: Mapa geológico del sector estudiado. Con la trama punteada se han diferenciado los niveles carbonatados más gruesos.

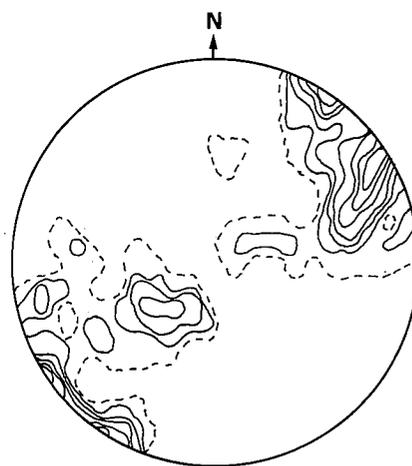


Fig. 2.—Proyección equiareal de 71 medidas de estrías contenidas en los planos de cabalgamiento paralelos a la S. Hemisferio inferior. Intervalos: 1, 2, 3, 5, 7, 10, > 12% para un área de conteo del 1%.

mente donde aparece invertido, aparecen fallas inversas. Tanto su dirección como su vergencia son coincidentes con las del anticlinal. Las estrías visibles sobre las superficies de estas fallas inversas tienen una dirección media N30°E.

Discusión

La integración de los datos existentes en los dominios analizados manifiesta en primer lugar la existencia de cabalgamientos que forman un ángulo bajo con S_0 y que se encuentran plegados, inclinándose ligeramente hacia el Suroeste en el sector más occidental y hacia el Nordeste en el orien-

tal (fig. 3). En las zonas donde S_0 presenta una fuerte inclinación hacia el Nordeste o está invertida, se advierte un desarrollo de fallas inversas vergentes hacia el Nordeste que cortan a dichos bancos y a los cabalgamientos paralelos a la estratificación. El hecho de que estas fallas inversas aparezcan en zonas donde S_0 presenta los mayores buzamientos nos permite relacionarlas (además de su proximidad) con un accidente principal, la falla de Ochandiano, que ha sido interpretada como una falla inversa a favor de un flanco invertido de un pliegue anticlinal, tal y como se observa en los datos de geofísica (Soler *et al.*, 1981).

Conclusión

En este sector se pueden reconocer tres episodios principales en el proceso de deformación:

1) El primero conduce a la aparición de cabalgamientos subparalelos a la estratificación de las rocas sedimentarias, dando rampas en los niveles competentes y paralelizándose a la S_0 en los niveles margosos. Este primer episodio se produce en el sentido N60°E, tal y como se deduce de la medida de estrías y acanaladuras sobre los planos de fracturas, así como por el trazado de las rampas de techo observadas.

2) En un segundo proceso se originan pliegues asimétricos, vergentes hacia el NE, y que desarrollan localmente una esquistosidad. En este proceso se pliegan los cabalgamientos previos.

3) Finalmente se originan fallas inversas a favor de los flancos inversos de los pliegues mayores.

Este esquema estructural se asemeja al que ha sido propuesto (Cuevas *et al.*, 1982) para el flanco norte del Sinclinorio de Vizcaya, en el cual también se reconocen cabalgamientos y pliegues posteriores, ambos vergentes hacia el NE. Sin embargo, en este otro sector los materiales son de edad Cretácico Superior, e incluso las rocas del Eoceno que configuran el núcleo del Sinclinorio de Vizcaya se han visto afectadas por cabalgamientos (Agirre *et al.*, 1987) lo cual nos proporciona un límite de edad mínima para estos procesos de deformación.

Agradecimientos

Queremos agradecer las facilidades dadas para la publicación de estos datos al Puerto Autónomo de Bilbao, organismo que ha financiado la realización de este trabajo.

Referencias

Agirre, X.; Orue-Etxebarria, X. y Arriola, A. (1987): *Kobie*, XVI, 185-214.
 Cuevas, J., Eguiluz, L.; Ramón-Lluch, R. y Tubía, J. M. (1982): *Lurralde, investigación y espacio*, 47-61.
 IGME (1987): Contribución de la explotación petrolífera al conocimiento de la geología de España.
 Ortega, R. (1983): Tesis de Licenciatura, Universidad del País Vasco, 239 p.
 Soler, R.; López Vilchez, J. y Riaza, C. (1981): *Inst. of Petroleum*, 43, 474-482.

Recibido el 30 de septiembre de 1989
 Aceptado el 10 de octubre de 1989

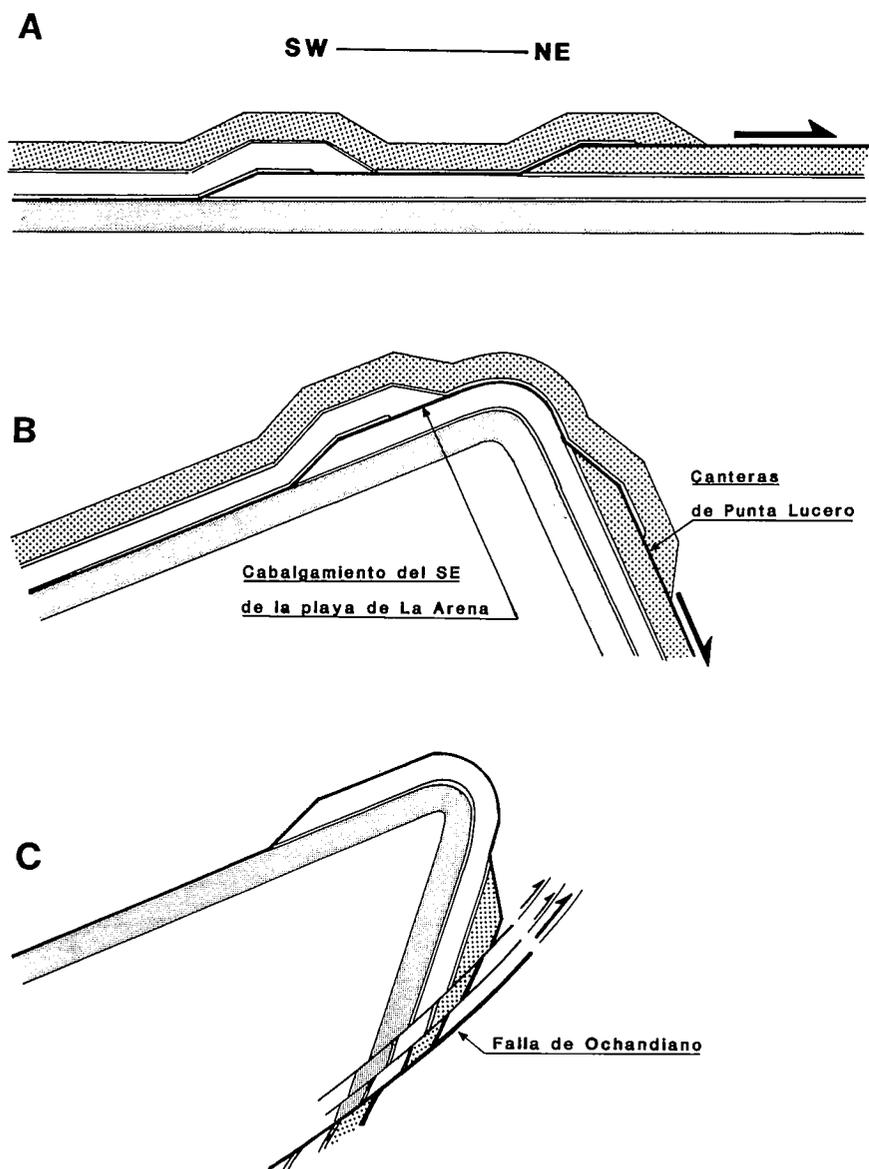


Fig. 3.—Evolución estructural simplificada en el sector estudiado. A) Desarrollo de los cabalgamientos. B) Plegamiento según las estructuras principales y C) Desarrollo de fallas inversas de ángulo alto a favor de los flancos inversos de la estructura.