

Fig. 3.—Martian fluidized crater distribution map, between latitudes of $\pm 65^\circ$ (revised from Mouginiis-Mark, 1979).

Crater morphology analysis provides some clues about the physical properties of the target material. Central peaks and secondary craters are much more common on Tharsis young lavas than on cratered plains, ridged plains and ancient terrains, in decreasing order, for an average size fluidized crater of 15 km in diameter (Mouginiis-Mark, 1979).

Concluding remarks

A comparison of ridge and fluidized crater distribution maps (fig. 2 and 3) shows that all high ridge den-

sity areas are also high fluidized crater density areas. Ridge length seems to be controlled by the duration of the low viscosity state (Thomas *et al.*, 1986), which also controls the density of fluidized craters. Therefore, important ridge formation episodes did not exist without a long viscosity state. Compressive stresses induce ridge formation in areas and at times of low viscosity, and do not generate any ridge-like structure in places and at periods of high viscosity.

Acknowledgments

All the help provided by the Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas,

during previous stages of this work is gratefully appreciated.

This paper was performed under a post-doctoral research contract from the Ministerio de Educación y Ciencia, Spain.

References

- Chicarro, A. F. (1983): *Compressive Structures on Mars*, Ph. D. thesis, University of Paris, France.
- Chicarro, A. F. and Schultz, P. H. (1982): *Lunar Planet Sci.*, 13, LPI, Houston, 88-89.
- Chicarro, A. F. and Schultz, P. H. (1984): *Lunar Planet Sci.*, 15, LPI, Houston, 146-147.
- Chicarro, A. F.; Schultz, P. H. and Masson, P. (1985): *Icarus*, 63, 153-174.
- Gifford, A. W. (1981): *Ridge Systems on Mars*, Master's thesis, George Washington University, Wash. D. C., USA.
- Maxwell, T. A. (1982): *J. Geophys. Res.*, 87, A97-A108.
- Mouginiis-Mark, P. (1979): *J. Geophys. Res.*, 84, 8011-8022.
- Phillips, R. J. and Lambeck, K. (1980): *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 27-76.
- Schultz, P. H.; Schultz, R. A. and Rogers, J. (1982): *J. Geophys. Res.*, 87, 9803-9820.
- Thomas, P. and Masson, P. (1986): *Earth Moon Planets*, 34, 169-176.

Recibido el 10 de febrero de 1987
Aceptado el 17 de febrero de 1987

Calderas volcánicas pasivas: un ejemplo en el Estefaniense del Pirineo Catalán

J. Martí. Instituto Jaime Almera. Martí i Franques, s/n. 08028 Barcelona. CSIC. Barcelona.

J. Mitjavila. Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Gran Via, 585. 08007 Barcelona.

ABSTRACT

A model of volcanic cauldron (passive volcanic cauldrons) is proposed for some Late-Hercynian basins of the Catalan Pyrenees. This volcanic structure is defined as a sedimentary basin in which the subsidence processes are accelerated by the volcanic activity triggered by the same tectonic processes which are responsible for the basin formation.

Martí, J. y Mitjavila, J. (1987): Calderas volcánicas pasivas: un ejemplo en el Estefaniense del Pirineo Catalán. *Geogaceta*, 2, 19-22.

Key words: *Cauldron, ignimbrites, Stephanian, Pyrenees.*

Introducción

El volcanismo tardihercínico del Pirineo Catalán (fig. 1) está represen-

tado por dos ciclos volcánicos (Gisbert, 1981; Martí, 1986). El ciclo más importante, que se desarrolló durante el Estefaniense medio hasta el

inicio del Pérmico superior es de naturaleza calcoalcalina, posee un marcado carácter explosivo y está relacionado con un régimen tectónico

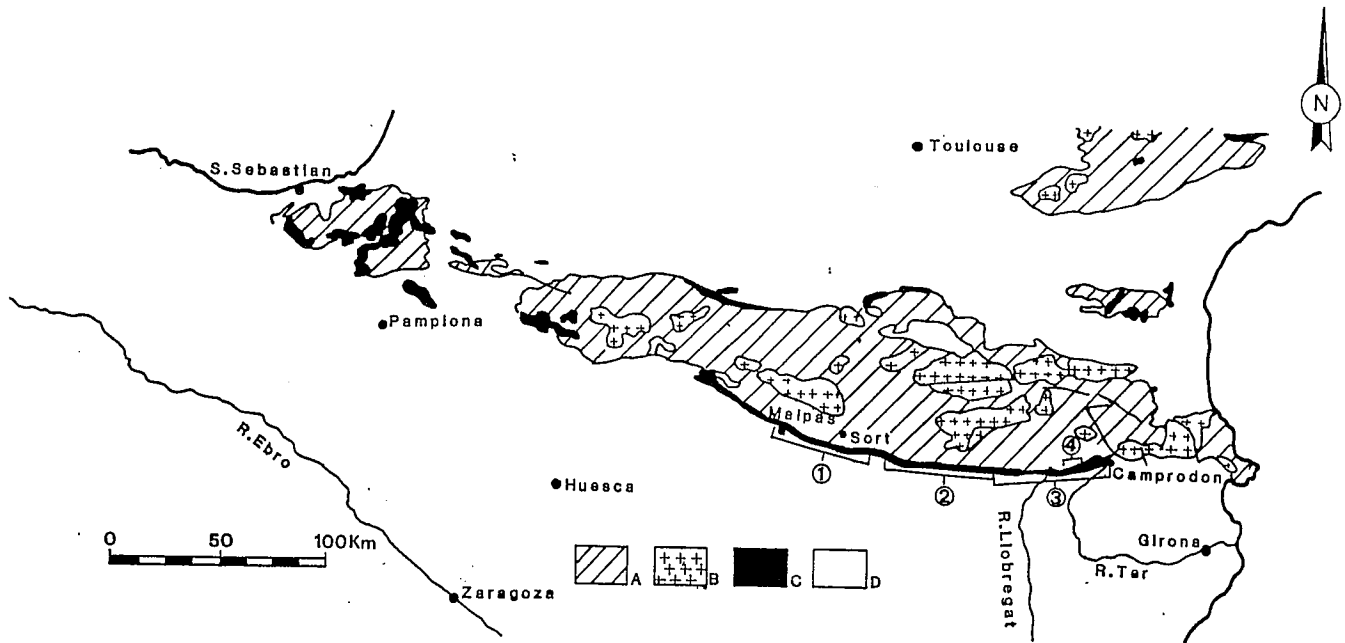


Fig. 1.—Situación del área estudiada y localización de las cuencas tardihercínicas del Pirineo Catalán. 1=Cuenca de Malpás. 2=Cuenca del Cadé. 3=Cuenca de Castellar de N'Hug. 4=Cuenca de Campelles. A=Rocas prehercínicas. B=Rocas plutónicas hercínicas. C=Rocas estefano-pérmicas y del Triásico inferior. D=Rocas post-Triásico inferior.

compresivo. El segundo ciclo aparece asociado a unas condiciones tectónicas distensivas y en el Pirineo Catalán está representado por un único afloramiento de rocas traquiandesíticas cuya edad hay que situarla a finales del Pérmico superior.

El estudio sistemático de las facies y de los espesores de los conjuntos volcánicos (Martí, 1986), así como de los materiales sedimentarios (Gisbert, 1981) ha permitido reconocer en esta zona la existencia de cuatro cuencas tardihercínicas, incorporadas a unidades alóctonas alpinas. La estructura de estas cuencas responde inicialmente a un modelo de cuencas de tipo «strike-slip», generadas durante la fase compresiva tardihercínica por desgarres sinistros de dirección aproximada E-W (Gisbert, 1981), las cuales actuaron como calderas volcánicas pasivas (cuencas de Malpás-Estac, Cadé y Campellas) o activas (complejo riolítico de Greixer, cuenca de Castellar de N'Hug) en un momento determinado de su evolución (Martí, 1986).

Calderas volcánicas pasivas

El término caldera («cauldron») fue definido por Smith y Bailey (1968) para referirse a una estructura volcánica de subsidencia, independiente-

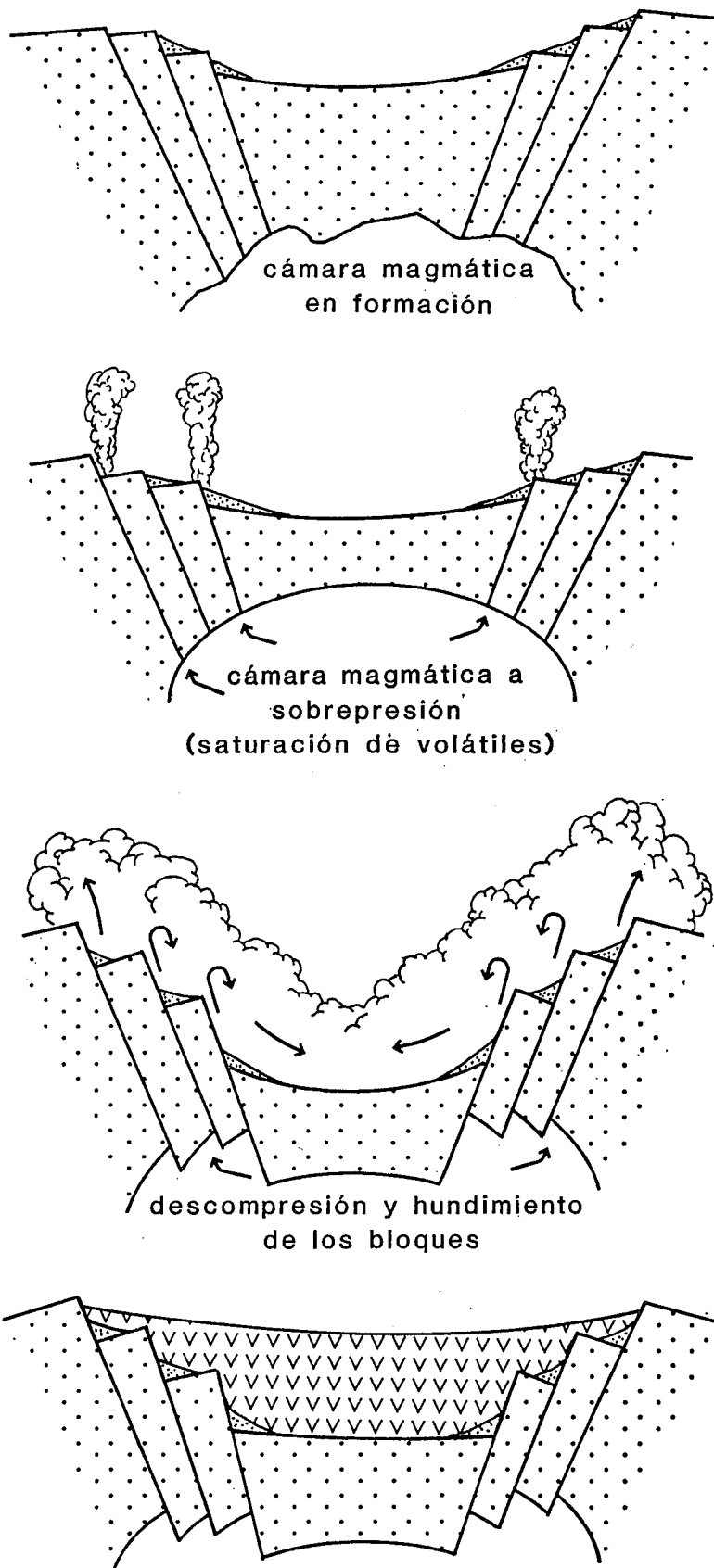
mente de su forma o tamaño. En la actualidad se ha puesto de manifiesto la importancia de este tipo de estructuras volcánicas, que aparecen generalmente asociadas a erupciones de gran magnitud que generan grandes volúmenes de ignimbritas, existiendo una correlación positiva entre el volumen de material extruido y el área de la caldera (Smith, 1979).

En muchos casos la actividad volcánica es directamente responsable de la formación de la caldera, ya sea debido a explosiones de gran magnitud o al colapso de un edificio volcánico como consecuencia de una pérdida de presión considerable en la cámara magmática, sin que exista previamente una estructura de subsidencia bien definida. Con el fin de distinguir este tipo de calderas volcánicas de las que cumplen el modelo establecido para algunas de las cuencas tardihercínicas del Pirineo Catalán, hemos definido el concepto de caldera volcánica pasiva para diferenciar todas aquellas en las que existe una estrecha interrelación entre una estructura tectónica que genera una cuenca inicial y la presencia de actividad volcánica consecuente que favorece una subsidencia muy rápida de la misma.

Las dimensiones y estructura original de las cuencas estudiadas es difícil evaluarlas debido a la disposición

lineal que presentan la mayor parte de los afloramientos y que sólo permite reconstruir el modelo de cuenca en cortes E-W. Sin embargo, mediante la cartografía y análisis de facies de los depósitos piroclásticos y detríticos se ha podido establecer un diámetro de unos 25 a 30 km para las cuencas de Malpás, Cadé y Castellar de N'Hug, mientras que la de Campellas únicamente alcanza unos 12 km. Las cuencas de Malpás, Cadé y Campellas se comportaron como calderas volcánicas pasivas, mientras que la cuenca de Castellar de N'Hug presenta una dinámica típicamente sedimentaria, aunque en su extremo W se generó una importante caldera activa que corresponde al complejo riolítico de Greixer (Martí, 1986; Martí y Barrachina, 1987).

En el caso de las cuencas de Malpás, Cadé y Campellas existen suficientes argumentos para demostrar que en un determinado momento de su evolución se comportaron como una gran caldera volcánica. En este sentido hay que señalar los importantes volúmenes de depósitos piroclásticos presentes en cada una de ellas, la no existencia de superficies de erosión o de interrupciones deposicionales entre estos materiales, la presencia de brechas coignimbriticas en los bordes de las cuencas, así como las características deposicionales de la mayoría



 Brechas Poligénicas
  Materiales Volcánicos

Fig. 2.—Esquema interpretativo del modelo de caldera volcánica pasiva aplicado a las cuencas tardihercínicas del Pirineo Catalán.

de las secuencias ignimbríticas, que indican el colapso continuo de columnas eruptivas muy densas.

Aunque la dinámica y la actividad volcánica de estas tres cuencas pudieron ser un tanto diferentes, creemos que su evolución puede resumirse de la siguiente forma (fig. 2): la fracturación tardihercínica condiciona la estructura inicial de la cuenca y favorece el ascenso de los magmas generados durante la orogenia hercínica y su acumulación en cámaras magmáticas superficiales. Tras una pequeña subsidencia de la cuenca, que va acompañada de una sedimentación muy poco importante (brechas poligénicas), se producen las primeras manifestaciones volcánicas. Estas erupciones iniciales, siempre localizadas en las zonas de borde, provocan una pérdida de presión progresiva dentro de la cámara magmática, hasta que la presión litostática supera la presión interna de la cámara ($P_{\text{volátiles}} < P_{\text{litostática}}$), momento en el que se desencadena una subsidencia muy rápida de los bloques en que está compartimentada la cuenca, a la vez que se produce la extrusión masiva de material magmático. Esta subsidencia o hundimiento genera una estructura de tipo caldera que afecta a toda la cuenca, provocando la acumulación de grandes volúmenes de materiales volcánicos, especialmente ignimbritas. Progresivamente, la actividad volcánica disminuye, a la vez que la subsidencia de la cuenca alcanza de nuevo unas tasas normales, lo que favorece la implantación de un régimen sedimentario bien desarrollado.

Referencias

- Gisbert, J. (1981): *Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la S.^a del Cadí*. Tesis Doct. Univ. Zaragoza.
- Martí, J. (1986): *El vulcanisme explosiv tardihercínic del Pirineu Català*. Tesis Doct. Univ. Barcelona.
- Martí, J. y Barrachina, A. (en prensa): *XI Congr. Esp. Sedim. Acta. Geol. Hisp.*
- Smith, R. L. (1979): *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 18, 5-28.
- Smith, R. L. y Bailey, R. A. (1968): *Geol. Soc. Am., Memoir*, 116, 613-662.

Recibido el 10 de febrero de 1987
Aceptado el 17 de febrero de 1987

Comentarios

E. Ancochea.—No me parece que se trate de ningún tipo nuevo de estructura,

o es una caldera normal desde luego no pasiva o una cuenca sedimentaria con actividad volcánica asociada.

Respuesta.—En efecto, las cuencas tardihercínicas de Malpás, Cadí y Campellas presentan claras evidencias de haberse comportado como calderas volcánicas durante algunos estadios de su evolución. En este sentido, además de los argumentos expuestos en este trabajo, es importante señalar que los volúmenes de materiales volcánicos (predominantemente piroclásticos) calculados para las cuencas de Malpás y del Cadí son del orden de los 4.000 km³. Estos importantes volúmenes corresponden básicamente a los materiales volcánicos emplazados durante la fase de caldera, sin que a ésta se encuentre asociado, prácticamente, ningún depósito sedi-

mentario. La mayoría de las grandes calderas volcánicas de colapso se han originado como consecuencia directa de importantes procesos volcánicos explosivos ligados generalmente a la emisión de importantes volúmenes de ignimbritas, sin que haya sido necesaria la existencia de una estructura subsidente previamente definida. En el caso de las cuencas tardihercínicas del Pirineo Catalán su dinámica como calderas volcánicas de colapso puede, efectivamente, haber sido de este tipo. Sin embargo, hemos podido comprobar que antes de que estas cuencas se comportasen como calderas volcánicas existía ya una estructura subsidente, sin volcanismo asociado, que permitió la deposición de los primeros materiales detríticos tardihercínicos. Asimismo, las cuencas del Cadí y de Malpás funcionaron también como cuen-

cas sedimentarias una vez finalizada la fase de caldera, depositándose en la primera más de 2.000 m de sedimentos pérmicos. Por esta razón hemos aplicado el término de caldera volcánica pasiva en el sentido de que la subsidencia de la cuenca está ligada al proceso tectónico que la genera y que, por tanto, no depende exclusivamente del volcanismo, sino que éste solamente la acelera en un determinado momento.

En cuanto a la posible forma de estas cuencas, aunque es difícil valorarla correctamente debido a la disposición que presentan actualmente los afloramientos, creemos que se trataba de formas más o menos elípticas, coincidiendo los ejes mayores con los afloramientos continuos de dirección E-W que hemos estudiado.

Presencia de una paragénesis Cu-Ni-Co-U-As-S en la zona cantábrica: la Mina Profunda (Cármenes-León)

A. Paniagua. Departamento Geología. Universidad. Arias de Velasco, s/n. 33080 Oviedo.
L. S. Rodríguez-Pevida. B. P. Minera España, S. A. Cardenal Cisneros, 9, 1º D. 24009 León.
L. Garzón. Laboratorio Energía Nuclear. Universidad. Independencia, 13. 33080 Oviedo.
J. M. Pérez. Laboratorio Energía Nuclear. Universidad. Independencia, 13. 33080 Oviedo.
A. Quintana. Laboratorio Energía Nuclear. Universidad. Independencia, 13. 33080 Oviedo.

ABSTRACT

The Profunda Mine is an epithermal, carbonate-hosted ore deposit located between late-hercynian faults, showing a remarkable supergenic alteration. This is the first significant evidence of uranium in the Cantabrian Zone.

Paniagua, A.; Rodríguez-Pevida, L. S.; Garzón, L.; Pérez, J. M., y Quintana, A. (1987): Presencia de una paragénesis Cu-Ni-Co-U-As-S en la zona cantábrica; la Mina Profunda (Cármenes-León). *Geogaceta*, 2, 22-24.

Key words: *Uranium, copper, cobalt, nickel, Cantabrian Zone, epithermal ore deposit.*

Introducción

La Mina Profunda (Cármenes, norte de León) fue descubierta en 1859 y se mantuvo como explotación de Cu, Ni y Co hasta 1930 (Hernández Sampelayo, 1932), siendo durante su apogeo la mayor productora de cobalto de España.

Geológicamente la mina está situada en la rama sur de la Zona Cantábrica, dentro de la Unidad de Pliegues y Mantos (Julivert, 1971). La mineralización forma parte de un conjunto de indicios de Cu, Ni y Co distribuidos en un frente de más de

50 km inmediatamente al sur de la Falla de León, una importante fractura de dirección predominante E-W, de edad tardihercínica. El cuerpo mineral del yacimiento está controlado litológicamente por una potente formación carbonatada de edad Namuriense, la Caliza de Montaña. El yacimiento se emplaza en la intersección de dos sistemas de fracturas, el más antiguo, de dirección E-W, y el más reciente de dirección NW-SE (fig. 1). El cuerpo mineral tiene un desarrollo marcadamente subvertical, presentando una fuerte alteración supergénica acompañada de procesos cársticos.

Síntesis mineralógica y paragenética

Sobre un amplio muestreo del yacimiento se ha hecho un estudio por microscopía óptica y electrónica, difracción y fluorescencia de rayos X, microanálisis electrónico y espectroscopia de emisión gamma. Los resultados muestran la presencia de al menos 58 especies minerales, en una mineralización que presenta importantes cantidades de Cu, Ni, Co, Fe, U, S y As, acompañados por Zn, Pb, Sn, V, Ag, Au, Bi y Ge como elementos menores. Estos minerales se distribuyen de acuerdo con cuatro episodios fundamentales (fig. 2).