

## El volcanismo tardihercínico del Pirineo Catalán, II: caracterización de la actividad explosiva

Joan MARTI <sup>(1)</sup> y Josep MITJAVILA <sup>(2)</sup>

(1) Instituto Jaime Almera, CSIC, Barcelona

(2) Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Universitat de Barcelona.

### RESUMEN

El volcanismo tardihercínico del Pirineo Catalán presenta un marcado carácter explosivo. El estudio de los materiales piroclásticos, entre los que destacan por su abundancia las ignimbritas, ha permitido deducir los mecanismos eruptivos que controlaron esta actividad volcánica y comprobar que estos varían a lo largo del tiempo de forma paralela a la evolución climática. Durante el Estefaniense predominan las erupciones hidromagmáticas, mientras que durante el Pérmico los mecanismos eruptivos pasan a ser puramente magmáticos. Asimismo, el análisis de facies de los depósitos piroclásticos ha puesto de manifiesto la existencia de cuatro cuencas tardihercínicas en el Pirineo Catalán, las cuales actuaron como calderas volcánicas durante su evolución.

*Palabras clave:* Volcanismo explosivo. Ignimbritas. Calderas volcánicas. Cuencas tardihercínicas.

### ABSTRACT

The Late-Hercynian volcanism of the Catalan Pyrenees is of a highly explosive character. The study of pyroclastic materials, and especially of ignimbrites, has revealed the eruptive mechanisms which controlled the volcanic activity. These were strongly dependent on climatic variations. Hydromagmatic eruptive mechanisms were predominant during the Stephanian period, while during the Permian period they were only magmatic. Likewise the facies analyses of pyroclastic deposits has established the existence of four Late-Hercynian basins which operated as volcanic cauldrons.

*Key words:* Explosive volcanism. Ignimbrite. Volcanic calderas. Late Hercynian basins.

En el volcanismo tardihercínico del Pirineo Catalán pueden distinguirse claramente dos ciclos volcánicos, diferenciados tanto genéticamente como temporalmen-

te (Gisbert, 1981; Martí, 1986; Martí y Vaquer, *in press*). El primero abarca desde el Estefaniense medio hasta todo el Autuniense y se desarrolló en un régimen tectónico comprensivo. Está representado por rocas calcoalcalinas orogénicas y son volumétricamente predominantes los materiales piroclásticos de composición ácida, cuya génesis parece estar asociada a fenómenos de fusión crustal (Martí y Vaquer, *in press*). El segundo ciclo volcánico es de escasa importancia en el Pirineo Catalán, ya que solamente se conoce un afloramiento de traquiandesitas cuya edad hay que situar a finales del Pérmico superior (Gisbert, 1981; Martí, 1986). Este ciclo se desarrolló durante unas condiciones tectónicas distensivas y parece desligado genéticamente del ciclo volcánico anterior.

Gisbert (1981, 1983) establece una división de los terrenos tardihercínicos del Pirineo Catalán en cinco unidades informales: Unidad Gris (Estefaniense medio), Unidad de Tránsito (Estefaniense superior-Autuniense), Unidad Roja Inferior (Autuniense), Unidad Roja Superior (Pérmico superior) y Unidad en Facies Bunsandstein (Triásico inferior). Asimismo, agrupa estas unidades en dos grandes conjuntos en función de sus características estratigráficas y de la naturaleza del volcanismo al que están asociadas, correspondiendo las tres primeras al conjunto Estefano-Autuniense, mientras que las dos unidades restantes forman el conjunto Pérmico superior-Triásico inferior.

En el Pirineo Catalán han podido reconocerse cuatro cuencas bien diferenciadas (Martí, 1986) (fig. 1),

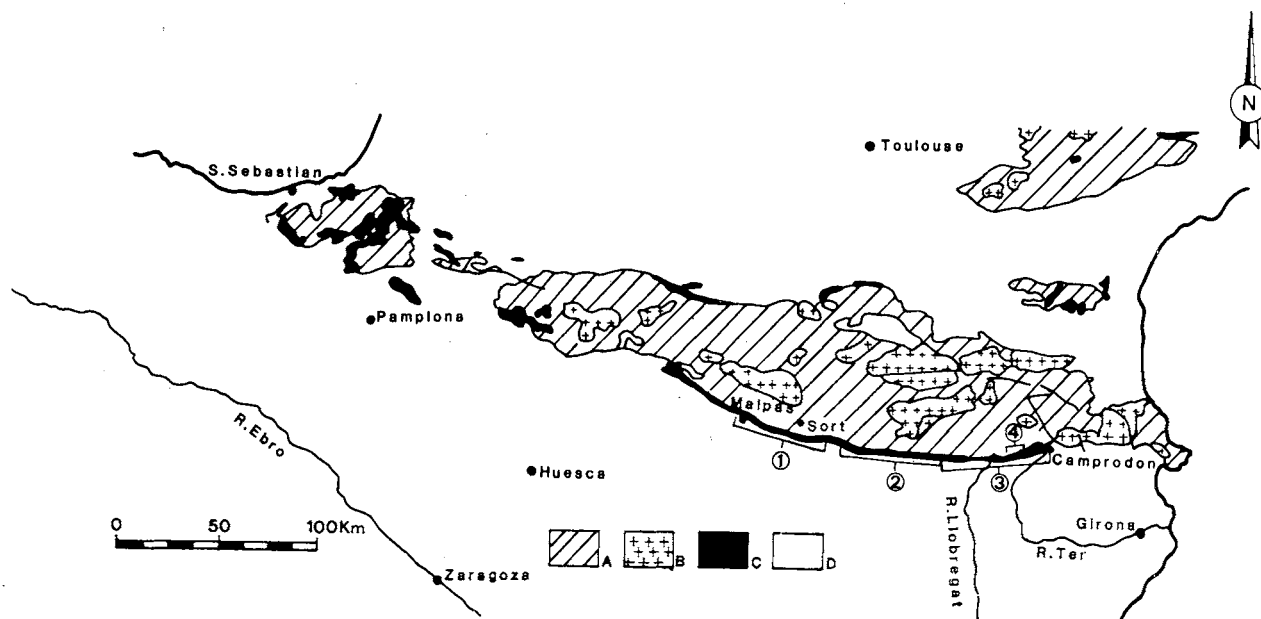


Figura 1.- Situación del área estudiada y localización de las cuencas tardihercínicas del Pirineo Catalán. 1 = cuenca de Malpàs-Sort. 2 = cuenca del Cadí. 3 = cuenca de Gréixer-Castellar de N'Hug-Camprodon. 4 = cuenca de Nevà-Campelles-Bruguera. A = Rocas prehercínicas. B = Rocas plutónicas hercínicas. C = Rocas estefano-pérmicas y Triásico Inferior. D = Rocas post-Triásico Inferior.

Figure 1.- Location map of the studied area late-hercynian in the Catalan Pyrenees. 1 = Malpas-Sort basin. 2 = Cadi basin. 3 = Nevà-Campelles-Bruguera basin. A = Pre-hercynian rocks. B = Hercynian rocks. C = Stephano-Permian and Lower Triassic rocks. D = Post-Lower Triassic rocks.

aunque actualmente se encuentran incorporadas a unidades alóctonas alpinas: cuenca de Malpàs-Sort, cuenca del Cadí, cuenca de Nevà-Campelles-Bruguera y cuenca de Greixer-Castellar de N'Hug-Camprodon. Durante la deposición del conjunto Estefano-Autuniense la dinámica de estas cuencas estuvo controlada directamente por la actividad volcánica, de forma que en todas se pueden reconocer fases en que se comportaron como verdaderas calderas volcánicas (Martí, 1986; Martí y Mitjavila, 1987).

En el presente trabajo se estudian las características de la actividad volcánica explosiva del ciclo volcánico estefano-autuniense, tanto en el aspecto dinámico de las erupciones como su relación con el comportamiento de las cuencas, basándonos estrictamente en el estudio de los materiales piroclásticos.

## LAS CUENCAS TARDIHERCINICAS DEL PIRINEO CATALAN

El origen de las cuencas tardihercínicas del Pirineo

parece estar relacionado con la actuación de fallas de dirección generadas como consecuencia de la fase compresiva tardihercínica. Bixel y Lucas (1983) sugieren, en el Pirineo Occidental, un régimen de fallas de dirección E-W de movimiento dextrógiro durante el Estefaniense, las cuales serían responsables de la formación de cuencas de dirección NNE-SSW a N-S, mientras que durante el Pérmico y Triásico inferior actuarían fallas de movimiento levogiro que primeramente originarían fosas NNe-SSW y posteriormente cuencas de dirección ENE-WSW. Para Speksnijdeer (1985) la deformación tardihercínica fue del tipo cizalla simple y generó fallas de dirección E-W, de movimiento dextrógiro a lo largo de diversos planos de anisotropía hercínica que fueron las responsables de la apertura de cuencas de tipo «strike-slip». Según Gisbert (1981, 1986) la actuación de fallas transcurrentes se limita al conjunto estefano-autuniense. Aunque no posee datos suficientes para precisar el sentido de movimiento de los desgarres sincrónicos con la deposición de la Unidad Gris, considera demostrado que durante el Estefaniense superior y Autuniense las cuencas estuvieron

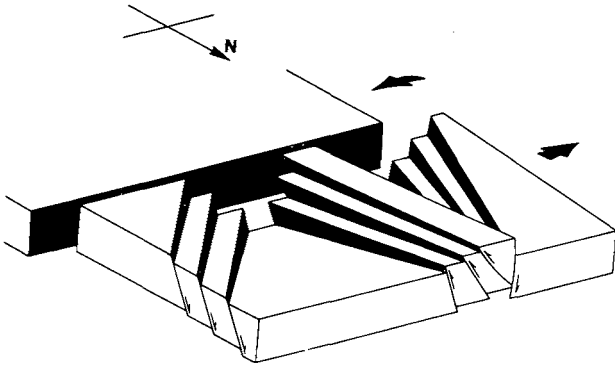


Figura 2.- Modelo de cuenca tardihercínica originada por fallas de dirección de movimiento levógiro (basado en Gisbert, 1986).

Figure 2.- Model of late-hercynian basin, as a result of sinistral strike-slip faults (after Gisbert, 1986).

controladas por fallas de movimiento levógiro de dirección E-W. (fig. 2).

El estudio sistemático de las fácies y de las potencias de los conjuntos volcano-sedimentarios tardihercínicos (Gisbert, 1981; 1986; Martí, 1986) permite reconocer una estructura de subsidencia que se repite en sentido E-W. Sin embargo, la disposición lineal de los afloramientos sólo ha permitido reconstruir en detalle el modelo de cuenca sedimentaria según cortes E-W, sin que sea posible evaluar un modelo suficientemente preciso de la estructura tridimensional de estas cuencas.

Gisbert (1986) distingue tres cuencas sedimentarias: cuenca de Malpàs-Sort, cuenca del Cadí y cuenca de Castellar de N'Hug-Camprodon. Los límites de estas cuencas están establecidos basándose en criterios sedimentológicos y en la posición que ocupan las rocas volcánicas, especialmente aquellas de carácter masivo. Sin embargo, el análisis de la estructura alpina del Pirineo Oriental (Muñoz, 1985), así como la revisión detallada de las facies que presentan los materiales volcánicos (Martí, 1986), nos ha permitido comprobar que el sector de Nevà-Campelles-Bruguera, considerado por Gisbert *et al.* (1983) como la parte central de la cuenca de Castellar de N'Hug-Camprodon, corresponde en realidad a una cuenca distinta que se situaría originalmente más al norte. Asimismo, el complejo riolítico de Greixer, considerado por Gisbert (1981) como parte integrante de la cuenca del Cadí, se sitúa en el extremo W de la de Castellar de N'Hug-Camprodon y la actividad volcánica que en él se registra está íntimamente asociada a la dinámica de la misma (Martí y Barrachina, *in press*).

Aunque la estructura general de las cuencas defini-

da por Gisbert (1986) se puede mantener, especialmente la posición de las cubetas y del umbral intracuenca, hay que tener en cuenta que algunas de ellas corresponden a calderas volcánicas, lo que modifica sensiblemente el concepto de cuenca sedimentaria tardihercínica. La dinámica de estas cuencas volcánicas es muy diferente de las típicamente sedimentarias, puesto que experimentan una subsidencia muy rápida y son colmatadas en poco tiempo por los materiales volcánicos.

La cuenca de Malpàs-Sort es la más occidental de las cuencas tardihercínicas del Pirineo Catalán. Es una cuenca típicamente volcano-sedimentaria dominada claramente durante los primeros estadios de su evolución por los procesos volcánicos. En ella se depositaron las Unidades Gris, de Tránsito, Roja Inferior y, finalmente, la Unidad en Facies Buntsandstein. La unidad Gris está constituida casi exclusivamente por material volcánico, predominando claramente los depósitos piroclásticos. Las unidades de Tránsito y Roja Inferior son unidades volcano-sedimentarias, aunque en la primera el material volcánico es mucho más abundante que en la segunda. La actividad volcánica propia de la cuenca se registró durante la deposición de las unidades Gris y de Tránsito, mientras que los depósitos piroclásticos asociados a la Unidad Roja Inferior son el resultado de la actividad volcánica en las cuencas vecinas (Martí, 1986).

La cuenca del Cadí se caracteriza por la abundancia de rocas volcánicas masivas (andesitas de Coll de Vanses y dacitas de Prats d'Aguiló y Querforadat). La unidad Gris está formada casi exclusivamente por material volcánico. En concreto está representada por las andesitas de Coll de Vanses y el complejo piroclástico de Gramós. La Unidad de Tránsito es volcano-sedimentaria y está constituida por lavas, depósitos piroclásticos y depósitos sedimentarios. Gisbert (1981) atribuye las dacitas de Prats d'Aguiló y Querforadat a esta unidad, aunque no existen unos criterios de edad bien definidos. La Unidad Roja Inferior está constituida, en gran parte, por material detrítico, fundamentalmente lutitas y areniscas, entre los que se encuentran bastantes intercalaciones piroclásticas. Estos niveles piroclásticos no representan una actividad volcánica propia de la cuenca del Cadí sino que provienen del centro emisor que correspondería al complejo riolítico de Greixer. La Unidad Roja Superior es esencialmente detrítica y descansa en discordancia angular sobre la Unidad Roja Inferior. La Unidad en Facies Buntsandstein se apoya sobre la Unidad Roja Superior, o sobre la Inferior en algunos puntos, formando siempre una discordancia angular bien visible.

La conca de Greixer-Castellar de N'Hug-Camprodon es la mayor de las cuencas estudiadas. En esta cuenca

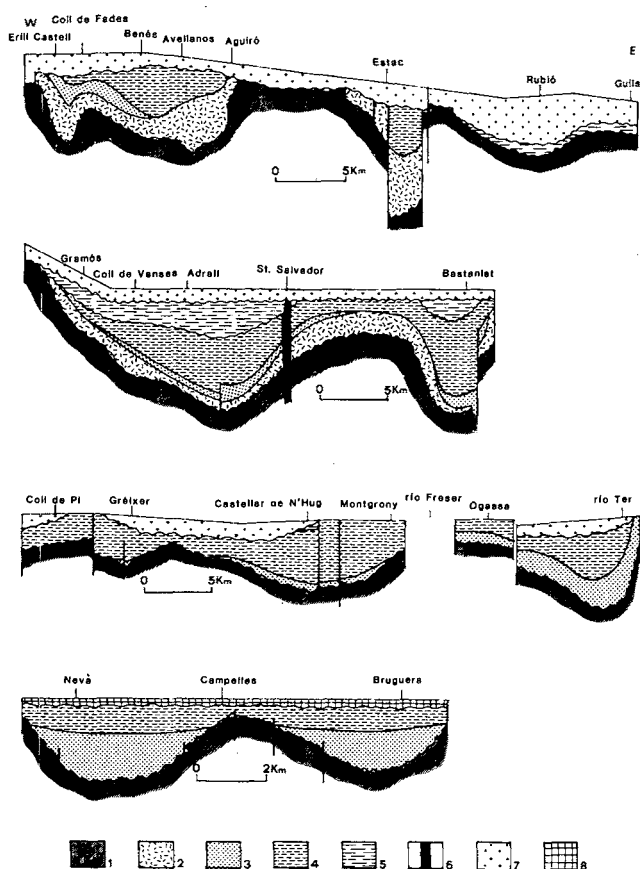


Figura 3.- Esquemas de las cuencas tardihercínicas del Pirineo Catalán (modificado de Gisbert, 1986 y Muñoz, 1985). 1 = Hercínico indiferenciado. 2 = Unidad Gris. 3 = Unidad de Tránsito. 4 = Unidad Roja Inferior. 5 = Unidad Roja Superior. 6 = Dique de traquiandesitas. 7 = Unidad en Facies Buntsandstein. 8 = Garumniense.

Figure 3.- Diagram of late-hercynian basins of the Catalan Pyrenees (modified after Gisbert, 1986 and Muñoz, 1985). 1 = Hercynian terrains. 2 = Grey Unit. 3 = Transit Unit. 4 = Lower Red Unit. 5 = Upper Red Unit. 6 = Trachyandesitic dyke. 7 = Buntsandstein Facies Unit. 8 = Garumnia.

no se depositó la Unidad Gris y la Unidad de Tránsito está representada por el afloramiento de dacitas de Camprodón, por unas ignimbritas poco potentes que aparecen en la base de las riolitas de Greixer y por un conjunto sedimentario que incluye los carbones de Ogassa. Por contra, la Unidad Roja Inferior adquiere un desarrollo muy importante y es durante la deposición de esta unidad cuando se producen la mayoría de

las manifestaciones volcánicas, todas ellas asociadas al complejo riolítico de Greixer. La Unidad Roja Superior aparece muy mal representada y la Unidad en Facies Buntsandstein reposa casi siempre sobre la Unidad Roja Inferior formando una discordancia angular bien marcada.

La cuenca de Nevà-Campelles-Bruguera es la más pequeña de todas las cuencas tardihercínicas del Pirineo Catalán. En esta cuenca únicamente se depositaron materiales volcánicos, si exceptuamos un pequeño afloramiento de brechas de pendiente poligénicas que aparece en la base de toda la serie. Se pueden diferenciar tres tramos en función de la naturaleza lávica (andesitas), un tramo intermedio formado por ignimbritas de aspecto reomórfico-fico. Gisbert *et al.* (1983) atribuyen los tramos inferior e intermedio a la Unidad de Tránsito, mientras que el tramo superior es asociado a la Unidad Roja Inferior. Sobre la ignimbrita del tramo superior aparecen discordantemente los materiales detríticos garumnienses.

## DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS

La característica más importante del volcanismo estefano-autuniense es su marcado carácter explosivo, tal como lo demuestra la abundancia de materiales piroclásticos. Entre todos los materiales volcánicos presentes más de un 70 por ciento corresponde a materiales fragmentarios primarios o más o menos retrabajados.

El estudio de los depósitos piroclásticos nos informa sobre la dinámica de este episodio volcánico y de las cuencas que se crearon sincrónicamente con el proceso volcánico. Los procesos piroclásticos, si bien pueden ser similares en algunos aspectos a los sedimentarios, se diferencian de éstos por su rapidez y por el gran volumen de material que comportan y pueden cambiar totalmente la dinámica de otros procesos geológicos. Por esta razón, para conocer el comportamiento de las cuencas tardihercínicas del Pirineo es imprescindible conocer con detalle los procesos piroclásticos que allí se produjeron.

El estudio de los materiales piroclásticos en cada una de las cuencas ha permitido reconocer una gran variedad de depósitos, entre los que destacan por su abundancia las ignimbritas. Asimismo, además de otras variedades de coladas piroclásticas, ha sido posible identificar una gran diversidad de depósitos piroclásticos de caída y de oleadas piroclásticas, así como otros depósitos volcanoclásticos (Cuadro I).

CUADRO I.- Mecanismos eruptivos y características principales de los depósitos piroclásticos tardihercínicos del Pirineo Catalán.

TABLE I.- Eruptive mechanisms and main characteristics of late-hercynian pyroclastic deposits in the Catalan Pyrenees.

	DEPOSITOS	MECANISMOS ERUPTIVOS	CARACTERISTICAS PRINCIPALES	LOCALIDAD TIPO
DEPOSITOS DE CAIDA	BRECHAS DE EXPLOSION	explosión inicial en erupciones hidromagmáticas	heterométricos, heterolitológicos, mal clasificados	Estac, Erill Castell
	DEPOSITOS PUMITICOS DE CAIDA ("plinian pumice fall")	dispersión horizontal de la columna eruptiva vertical	bien clasificados, bien estratificados, formados por pumitas centimétricas no deformadas	Gréixer
	CINERITAS	dispersión horizontal de la columna eruptiva	tamaño de grano muy fino, bien clasificados, muy bien estratificados, en ocasiones aparecen transformados a caliches	Benés (La Mola), Castellar de N'Hug
	BRECHAS COIGNIMBRITICAS ("co-ignimbrite lag fall")	colapso de la columna eruptiva	mal clasificados, heterolitológicos, tránsito lateral hacia ignimbritas	Erill Castell
	COIGNIMBRITAS CINERITICAS ("co-ignimbrite ash fall")	deposición a partir de la nube acompañante	tamaño de grano muy fino, bien estratificados, bien clasificados, asociados a ignimbritas	Benés (La Mola), Castellar de N'Hug
COLADAS PIROCLASTICAS	IGNIMBRITAS	1.- colapso de la columna eruptiva vertical. 2.- colapso inmediato de la columna eruptiva asociado a la formación de calderas	mal clasificados, sin estratificación interna, bien soldados a mal soldados, presencia de flamas, origen hidromagmático (muy ricas en líticos), origen magmático (pobres en líticos)	Erill Castell, Benés, Campelles, Nevà, Gramós, Castellar de N'Hug
	NUBES ARDIENTES	colapso gravitacional o explosivo de domos y coladas de lava	mal clasificados, ricos en bloques de material magmático denso, matriz ignimbritica, menor extensión que las ignimbritas	Coll de Fades-Peranera, Gréixer-Coll de Pi
OLEADAS PIROCLASTICAS	OLEADAS PIROCLASTICAS HIDROMAGMATICAS	1.- explosiones anulares en erupciones hidromagmáticas ("base surges"). 2.- explosiones dirigidas	bases acanaladas, estructuras sedimentarias unidireccionales, bien clasificados, predominan los de tipo seco ("dry surges"), presencia de lapilli acrecional	Erill Castell, Coll de Fades, Gramós, Estac
	"GROUND SURGES"	colapso parcial de la parte externa de la columna eruptiva vertical	asociados a la base de las ignimbritas magmáticas, estructuras sedimentarias unidireccionales, bien clasificados, ricos en líticos y cristales	Castellar de N'Hug
	"ASH CLOUD SURGES"	deposición a partir de la nube acompañante	asociados al techo de las ignimbritas magmáticas, estructuras sedimentarias unidireccionales, bien clasificados, ricos en cristales	Castellar de N'Hug
OTROS	LAHARES	"debris flows" originados por erupciones hidromagmáticas o por la acción de lluvias asociadas a las erupciones.	depósito caótico, heterométrico y heterolitológico, "matrix supported", base plana no erosiva	Erill Castell, Avellanós

## IGNIMBRITAS HIDROMAGMÁTICAS Y MAGMÁTICAS

La ignimbritas son los depósitos más abundantes y representativos del volcanismo explosivo estefano-autuniense del Pirineo Catalán. Su estudio ha aportado la mayor parte de la información referente a la dinámica de los episodios explosivos que caracterizan este período eruptivo y ha permitido comprobar una variación en el estilo de las erupciones a lo largo del tiempo.

Mediante sus características litológicas y geométricas se han podido distinguir diversos tipos de ignimbritas: de tipo «HARI» y «LARI» (High and Low aspect ratio ignimbrites, según la clasificación de Walker, 1983), ignimbritas bien soldadas y mal soldadas, asociadas a edificios centrales o a calderas, producidas por el colapso de una columna pliniana o por un derramamiento continuo de material magmático desde el centro emisor sin formación de una verdadera columna eruptiva vertical, etc..

A pesar de estas diferencias, todas las ignimbritas estudiadas pueden agruparse en dos grandes grupos genéticos: ignimbritas hidromagmáticas e ignimbritas magmáticas. Las ignimbritas hidromagmáticas son siempre del tipo «HARI», contienen una abundante cantidad de fragmentos líticos (siempre superior a un 10%) y su grado de soldaje es, normalmente, bajo. En la mayoría de los casos aparecen asociadas a oleadas piroclásticas hidromagmáticas y su composición acostumbra a ser riodacítica. Las ignimbritas magmáticas, por contra, son mayoritariamente de composición riolítica y nunca aparecen asociadas a oleadas piroclásticas hidromagmáticas. Pueden ser del tipo «HARI» o «LARI», su contenido en fragmentos líticos nunca supera el 5%, mientras que el contenido en cristales puede llegar a ser de un 70%. Estas ignimbritas acostumbran a estar muy bien soldadas, lo que en ocasiones les confiere un aspecto muy semejante a las lavas riolíticas.

Las ignimbritas hidromagmáticas aparecen siempre asociadas a la Unidad Gris y a la Unidad de Tránsito. La deposición de ambas unidades se produjo bajo un clima tropical húmedo con una precipitación anual muy importante (Gisbert, 1981; Gascón, 1984), lo que favoreció los fenómenos explosivos de carácter hidromagmático, sobre todo por la formación de lagos y acuíferos superficiales que interaccionaron con el material magmático. En este sentido es indicativa la asociación de depósitos de oleadas piroclásticas hidromagmáticas con ignimbritas muy ricas en fragmentos líticos.

La ignimbritas hidromagmáticas nunca sobrepasan en extensión el ámbito de la cuenca en que se generaron y pueden presentar potencias de más de 50 m. Estas características las relacionan con mecanismos eruptivos del tipo colapso inmediato de la columna eruptiva producido, volumen de material magmático y de unas dimensiones de la boca de salida excesivamente grandes. Así, hay que señalar que estas ignimbritas están siempre relacionadas con la formación de calderas de volcánicas, tal como se deduce al estudiar los procesos volcánicos en cada una de las cuencas tardihercínicas.

Las ignimbritas magmáticas aparecen siempre asociadas a la Unidad Roja Inferior. Durante la deposición de esta unidad el clima experimentó una aridificación muy importante, con una reducción considerable del régimen de precipitaciones (Gisbert, 1981; Gascón, 1984), lo que dificultó en gran manera la posibilidad de producirse erupciones hidromagmáticas. En función de los mecanismos eruptivos que originaron estas ignimbritas se pueden distinguir dos tipos principales, el que corresponde a la ignimbrita reomórfica de Campelles, originada por el derramamiento continuo de material magmático desde la zona de emisión, sin que se produjese ninguna interacción del magma con agua meteórica, y las ignimbritas de Castellar de N'Hug (Martí y Barrachina, *in press*) cuya génesis está relacionada con la del complejo riolítico de Greixer y que derivan todas ellas del colapso de columnas eruptivas plinianas. Por esta razón, estas últimas son las ignimbritas que presentan una mayor extensión, pudiendo superar en algunos casos los 100 kms. de radio respecto del centro emisor.

La mayoría de las ignimbritas magmáticas están bien soldadas, lo que indica unas temperaturas de emplazamiento muy superiores a las que corresponden a las ignimbritas hidromagmáticas. Sin embargo, según indica la paragénesis mineral de estas ignimbritas (Martí, 1986) su temperatura de emisión debió ser tan elevada como la de las ignimbritas magmáticas. Así pues, las diferencias en las temperaturas de emplazamiento de ambos tipos de ignimbritas hay que buscarlas en alguna causa externa al sistema magmático, como es, por ejemplo, el contenido en líticos y el grado de enfriamiento que estos representan para el flujo ignimbritico. En este sentido, hay que señalar que hemos observado una disminución del grado de soldaje al incrementarse el contenido en líticos y que la movilidad de las ignimbritas hidromagmáticas es muy inferior a la de las magmáticas, aunque el volumen de material extruido sea aparentemente el mismo o incluso superior en las primeras.

## MECANISMOS ERUPTIVOS Y TIPOS DE ERUPCIONES

Mediante el estudio de las ignimbritas y de los otros depósitos piroclásticos se puede deducir que durante la deposición de las Unidades Gris y de Tránsito los mecanismos eruptivos que controlaron la actividad volcánica fueron, sobre todo, de tipo hidromagmático y asociados, en la mayoría de los casos, a la formación de calderas volcánicas. Durante la deposición de la Unidad Roja Inferior los mecanismos eruptivos pasaron a ser estrictamente magmáticos y relacionados también con la formación de calderas, aunque se pueden distinguir algunas fases ligadas a edificios centrales.

En consecuencia, puede afirmarse que los mecanismos eruptivos cambiaron de hidromagmáticos durante el Estefaniense a magmáticos durante el Autuniense. Este cambio se produjo paralelamente a una importante variación climática, a la vez que se experimentó una ligera acidificación en la composición de los magmas. Sin embargo, parece que las variaciones en las propiedades físicoquímicas de los magmas no son suficiente para explicar los importantes cambios observados en el estilo de las erupciones. Así pues, éstos hay que explicarlos en función de las variaciones climáticas y de la propia dinámica de las cuencas.

La características de los depósitos piroclásticos nos indican que durante el Estefaniense las erupciones no fueron de tipo pliniano asociadas a edificios centrales. Todo parece indicar que las erupciones se concentraron en las zonas de borde de cuenca y de umbral intracuenca, asociadas a las grandes fracturas que controlaban el movimiento de los bloques en que éstas estaban compartimentadas. La falta de depósitos plinianos de caída, la abundancia de fragmentos líticos en las ignimbritas, la presencia al inicio de las fases explosivas de oleadas piroclásticas basales (base surges), así como la existencia de brechas coignimbriticas (co-ignimbrite lag fall) en algunos bordes de cuenca, son algunos de los argumentos que indican el carácter hidromagmático de las erupciones e importantes ensanchamientos de la boca de emisión en cada uno de los episodios explosivos, hechos, ambos, que apoyan la localización de las erupciones a lo largo de grandes fracturas consecuentes a una dinámica de caldera de colapso originada a partir de una estructura de cuenca preexistente.

La actividad volcánica durante la Unidad Roja Inferior presenta un estilo bien diferente del que tuvo durante el Estefaniense. En ningún caso se ha observado la presencia de depósitos hidromagmáticos y todas las ignimbritas se caracterizan por su falta de líticos. Hay

que diferenciar, sin embargo, los mecanismos eruptivos responsables de la deposición de la ignimbrita reomórfica de Campellas, de los que controlaron la actividad explosiva del complejo riolítico de Greixer. En el primer caso, la deposición de la unidad ignimbritica que representa a la Unidad Roja Inferior en la cuenca de Nevà-Campellas Bruguera tampoco es el resultado de erupciones plinianas, sino que se trata de un mecanismo similar al que provoca la formación de las ignimbritas estefanienses, pero sin que se produzca ningún incremento de la explosividad debido a la interacción del magma con agua meteórica. En el caso del complejo riolítico de Greixer (Martí y Barrachina, *in press*) todos los indicios apuntan hacia un período inicial en el que la actividad volcánica estaría asociada a un edificio central que dio lugar a erupciones típicamente plinianas. Posteriormente este edificio colapsaría, originándose de esta forma una caldera, asociada a la cual se producirían diversas erupciones también de características plinianas pero de mucha mayor intensidad. A continuación tendría lugar una actividad mucho menos explosiva (emisión de lavas riolíticas) a lo largo de los bordes de la caldera, con algunos episodios explosivos de características plinianas.

## VOLCANISMO Y TECTÓNICA: LAS CUENCAS TARDIHERCÍNICAS

Uno de los hechos más significativos que hemos podido constatar en el estudio del volcanismo tardihercínico del Pirineo Catalán es la estrecha relación que existe entre dicho volcanismo y la tectónica tardihercínica. Está claro que ésta, si bien mantiene un carácter compresivo durante el período estefano-autuniense, permite el desarrollo de situaciones locales distensivas que favorecen al ascenso de los magmas generados durante la orogenia hercínica. Así se puede comprobar al observar que toda la actividad volcánica queda restringida al interior de las cuencas.

El modelo de cuenca propuesto por Gisbert (1986) y que hemos intentado presentar aquí de manera resumida, es el que más se ajusta a la distribución que presentan los distintos materiales tardihercínicos. Sin embargo, al estudiar los materiales volcánicos presentes en cada una de las cuencas analizadas, hemos podido comprobar que la dinámica de las mismas depende estrechamente del volcanismo, lo cual implica que tengan un comportamiento un tanto diferente del inicialmente supuesto por dicho autor. Así lo demuestra el hecho de que las cuencas de Malpàs-Sort, Cadí y Nevà-Campellas-Bruguera se comportaran, en un determinado momento de su evolución, como grandes calde-

ras volcánicas. 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 coignimbríticas deposicionales de la mayoría de las secuencias ignimbríticas (fig. 4), que indican el colapso continuo de columnas eruptivas muy densas. En la cuenca de Greixer-Castellar de N'Hug-Camprodón, si bien se comportó como una cuenca estrictamente sedimentaria, el complejo riolítico de Greixer constituye también un ejemplo de caldera volcánica (Martí y Barrachina, *in press*).

Las calderas volcánicas es uno de los temas más estudiados dentro de la volcanología actual. La importancia de este tipo de estructura volcánica ha sido puesta de manifiesto tanto en terrenos volcánicos terciarios y cuaternarios (ver p.e. Smith, 1979; Sparks *et al.* 1985; Wilson *et al.*, 1984; Lipman, 1984; Boden, 1986, Self *et al.*, 1986) como en terrenos paleovolcánicas (Davison *et al.*, 1985; Mcphie, 1986; Howells *et al.*, 1986). Todos estos estudios apoyan que todas las calderas volcánicas importantes están asociadas a grandes cámaras magmáticas y que existe una correlación positiva entre el volumen de material extruido y la superficie de la caldera.

En nuestro caso, la estructura que presentan la mayoría de los afloramientos dificulta el establecimiento de las dimensiones reales de las cuencas, especialmente en lo referente a su superficie y al cálculo del volumen de material volcánico emitido en cada una. No obstante, mediante la cartografía y análisis de facies de los depósitos piroclásticos y detríticos se ha podido establecer un diámetro de unos 25 a 35 km para las cuencas de Malpàs-Sort, Cadí y Creixer-Castellar de N'Hug-Camprodón, mientras que la de Nevà-Campellas-Bruguera únicamente alcanza unos 12 km. Asimismo, una valoración aproximada del volumen de material magmático extruido, realizado mediante el cálculo del volumen real de materiales volcánicos que aparecen en los distintos afloramientos estudiados más su contenido relativo en los distintos depósitos sedimentarios, nos indica que en todas las cuencas debió ser de varios miles de Km<sup>3</sup> (entre 4.000 y 6.000 Km<sup>3</sup> para las cuencas de Malpàs-Sort y del Cadí, y entre 1.000 y 3.000 km<sup>3</sup> para las de Greixer-Castellar de N'Hug-Camprodón y Nevà-Campellas-Bruguera).

Así pues, basándonos en el estudio de los materiales piroclásticos podemos afirmar que las cuencas de Malpàs-Sort, Cadí y Nevà-Campellas-Bruguera, se comportaron, durante la deposición de las unidades Gris y de Tránsito en las dos primeras y durante toda su evolución en la tercera, como calderas volcánicas

pasivas (Martí y Mitjavila, 1987). Este tipo de calderas actúan a favor de una estructura de cuenca preexistente que se comporta inicialmente como una cuenca sedimentaria en la que los procesos de subsistencia son bruscamente acelerados debido a una importante actividad volcánica, asociada a los mismos procesos tec-

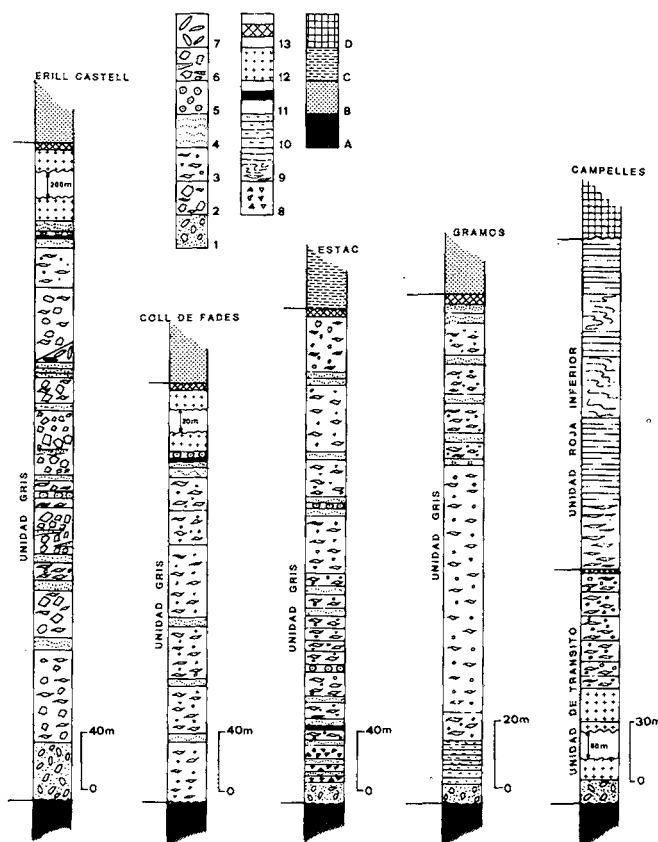


Figura 4.- Columnas estratigráficas correspondientes a la Unidad Gris en los sectores de Erill Castell, Coll de Fades, Estac (cuenca de Malpàs-Sort) y Gramós (cuenca del Cadí) y de las Unidades de Tránsito y Roja Inferior en el sector de Campelles (cuenca de Nevà-Campellas-Bruguera). 1 = Brechas de pendientes poligénicas. 2 = Brechas coignimbríticas. 3 = Ignimbritas ricas en fragmentos líticos. 4 = Oleadas piroclásticas hidromagmáticas. 5 = Lapilli accrecional. 6 = Brechas unigénicas de colapso de domo. 7 = Lahar. 8 = Brechas piroclásticas riolíticas. 9 = Ignimbrita reomórfica. 10 = Areniscas tobáceas 11 = Capa de cartón. 12 = Andesitas. 13 = Paleosuelo... A = Hercínico indiferenciado. B = Unidad Gris. C = Unidad Roja Inferior. D = Garumniense.

Figure 4.- Stratigraphic section of the Grey Unit in Erill Castell, Coll de Fades, Estac (Malpàs-Sort basin) and Transit and Lower Red Units in de Campelles zone (Nevà-Campellas-Bruguera basin). 1 = Polygenetic breccia. 2 = Co-ignimbrite lag fall deposits. 3 = Lithic rich ignimbrite. 4 = Pyroclastic surges deposits. 5 = Accretionary lapilli. 6 = Dome collapse breccias. 7 = Lahar. 8 = Rhyolitic pyroclastic breccia. 9 = Rheomorphic ignimbrite. 10 = Tuffaceous sandstone. 11 = Coal bed. 12 = Andesites. 13 = Paleosoil. A = Hercynian rocks. B = Grey Unit. C = Lower Red Unit. D = Garumnian.



tónicos que generan la cuenca. Aunque la dinámica y la actividad volcánica de estas tres cuencas pueden ser un tanto diferente, especialmente en la cuenca del Cadí (Martí, 1986), creemos que su evolución puede resumirse en las siguientes fases (fig. 5):

1. La fracturación tardihercínica define las grandes líneas estructurales que delimitan las cuencas, compartimentándolas en un conjunto de bloques tal como se muestra en la fig. 2. Se inicia la sedimentación de materiales (brechas de pendiente poligénicas) en los bordes de la cuenca y en las zonas de umbral intracuenca.
2. Esta fracturación permite, asimismo, el ascenso de los magmas generados durante la orogenia hercínica y su acumulación en grandes cámaras magmáticas superficiales, las cuales se encuentran inicialmente a sobrepresión ( $P_v > P_l$ ).
3. La presión ejercida por el material magmático permite la obertura de las fracturas normales que delimitan las zonas de borde de las cuencas, facilitando así su salida al exterior.
4. Estas primeras erupciones producen en la cámara magmática una pérdida de presión progresiva, hasta llegar a una situación en que la presión litostática supera la presión de la cámara magmática ( $P_v < P_l$ ). En este momento se produce una subsidencia (hundimiento) muy rápida y un consecuente desajuste de los bloques en que está compartimentada la cuenca, de forma que fracturas que actuaron inicialmente como inversas pueden pasar a ser normales, tal como sucede en las zonas de umbral intracuenca. Asimismo, este proceso facilita la entrada del agua acumulada en lagos y acuíferos superficiales en los conductos magmáticos, lo que favorece el carácter hidromagmático de las erupciones. Este hundimiento de los bloques genera una estructura de tipo caldera que afecta a toda la cuenca, produciéndose la acumulación de grandes volúmenes de materiales volcánicos, especialmente ignimbritas.

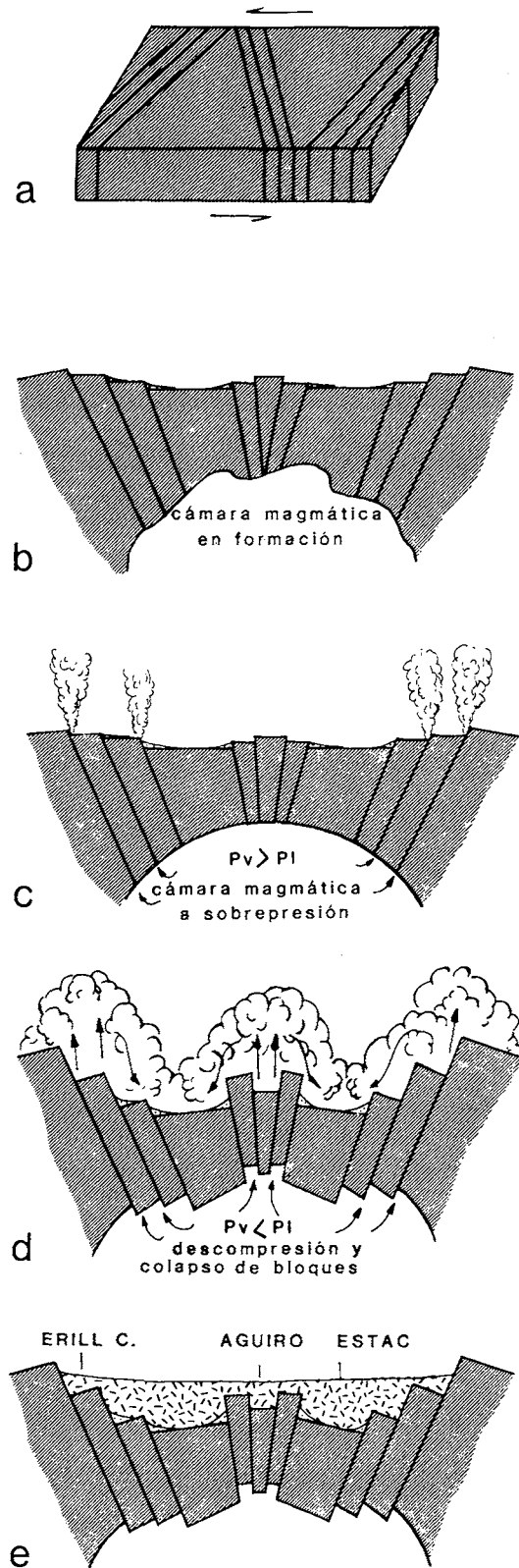


Figura 5.- Esquema evolutivo de la cuenca de Malpàs-Sort en el que se observa su comportamiento como caldera volcánica pasiva, tal como ocurre con las cuencas del Cadí y de Nevà-Campelles-Bruguera.

Figure 5.- Evolution of the Malpàs-Sort basin as a passive volcanic caldron. The Cadí an Nevà-Campelles-Bruguera basins follow a similar evolution. B = Magmatic chamber in formation. C = Overpressured magmatic chamber. D = Descompresión and collapse.

5. Progresivamente la actividad volcánica disminuye, al mismo tiempo que se reduce considerablemente la movilidad de los bloques, de forma que la subsidencia de la cuenca se hace mucho más lenta, alcanzando de nuevo unas tasas normales, lo que favorece la implantación de un régimen sedimentario bien desarrollado.

La cuenca de Greixer-Castellar de N'Hug-Camprodón se comportó, en conjunto, como una cuenca sedimentaria durante toda su evolución. No obstante, se ha podido constatar la existencia de una estructura de tipo caldera (complejo riolítico de Greixer) en el extremo W de la cuenca, en la zona de umbral que separaba a ésta de la cuenca del Cadí. El complejo riolítico de Greixer constituye un buen ejemplo de caldera volcánica activa, es decir, generada directamente por la actividad volcánica sin que existiese una estructura de subsidencia previamente definida. En este caso, la estructura volcánica se generó en una zona de umbral entre dos cuencas y es la actividad volcánica la que controló totalmente la formación de la caldera, originada por el colapso de un edificio central al que estuvo asociada una actividad pliniana puramente magmática (fig. 6) (Martí y Barrachina, *in press*).

## CONCLUSIONES

El volcanismo estefano-autuniense del Pirineo Catalán tiene un carácter marcadamente explosivo. Se han identificado una gran variedad de depósitos piroclásticos, cuyo estudio ha permitido deducir los mecanismos eruptivos que los originaron y comprobar que éstos variaron a lo largo del tiempo paralelamente a la evolución climática que caracteriza este período.

Las ignimbritas son los depósitos más abundantes y han sido divididas en dos grupos, ignimbritas hidromagmáticas e ignimbritas magmáticas, en función de los mecanismos eruptivos que las originaron. Las primeras están relacionadas con depósitos de oleadas piroclásticas hidromagmáticas y se caracterizan por ser muy ricas en fragmentos líticos. Este tipo de ignimbritas aparecen siempre asociadas a las Unidades Gris y de Tránsito. Las ignimbritas magmáticas no están relacionadas con ningún tipo de depósito hidromagmático, están prácticamente desprovistas de fragmentos líticos y aparecen siempre incluidas en la Unidad Roja Superior.

El estudio de los materiales volcánicos ha permitido concretar la existencia de cuatro cuencas tardihercínicas en el Pirineo Catalán: cuenca de Malpàs-Sort, cuen-

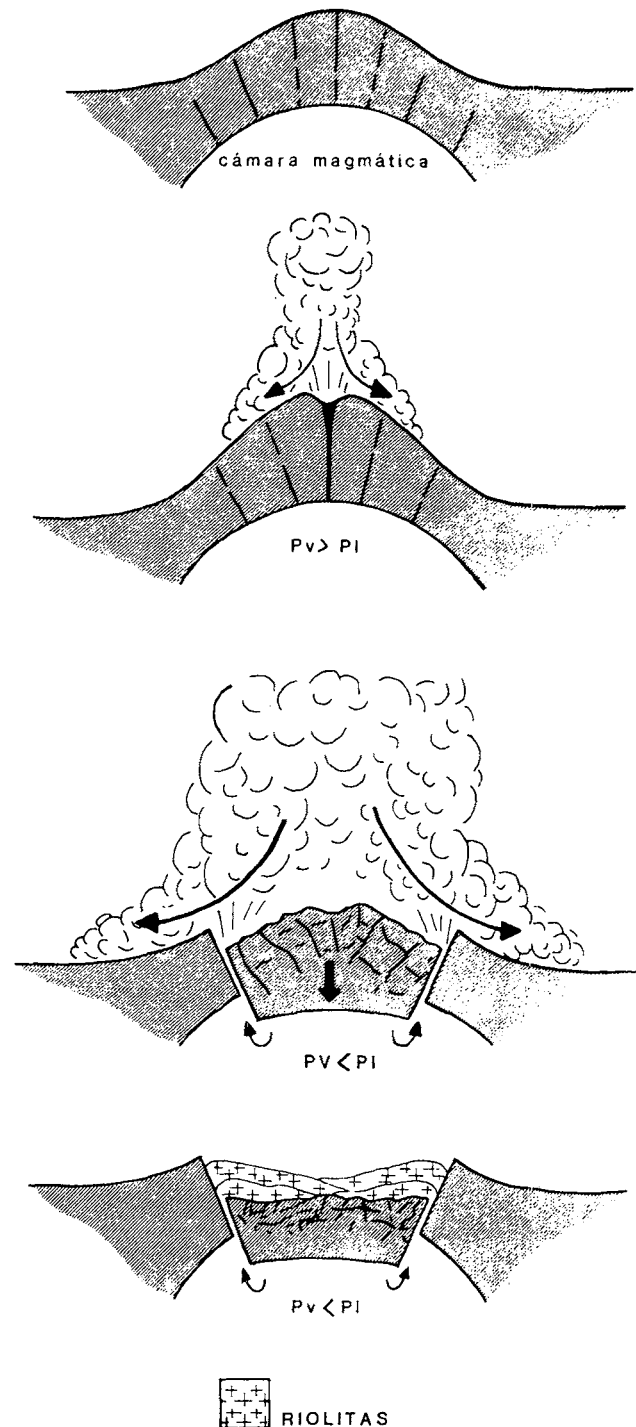


Figura 6.- Esquema evolutivo del complejo riolítico de Créixer (simplificado de Martí y Barrachina, en prensa).

Figure 6.- Evolution of the Creixer rhyolitic complex (simplified after Martí and Barrachina, *in press*).

ca del Cadí, cuenca de Nevà-Campellas-Bruguera y cuenca de Creixer-Castellar de N'Hug-Camprodón. Las dos primeras actuaron durante la deposición de las unidades Gris y de Tránsito como calderas volcánicas pasivas, mientras que la de Nevà-Campellas-Bruguera lo hizo durante toda su evolución. La cuenca de Greixer-Castellar de N'Hug-Camprodón se comportó como una cuenca sedimentaria, aunque el complejo riolítico de Greixer, que se situaría en el borde W de la cuenca original, corresponde a una caldera activa producida por el colapso de un edificio volcánico central.

#### BIBLIOGRAFÍA

- BIXEL, F. y LUCAS, C., 1983: «Magmatisme, tectonique et sedimentation dans les fosses stéphano-permiens des Pyrénées occidentales». *Rev. Géol. Dynam. et Géogr. Physique*, 24 (2): 329-342.
- BODEN, D.R., 1986: «Eruptive history and structural development of the Toquima caldera, central Nevada». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 61-74.
- DAVISON, J., RAMIREZ, C.F., GARDEWEG, M, BROOK, M. y PANKHURST, R., 1985: «Late Paleozoic-Early Triassic calderas and related mineralization in the cordillera de Domeyko, Northern Chile» in Herve, F. y Munizaga, eda. *Evolución magmática de los Andes*. Comunicaciones, 35: 53-57.
- GASCON, F., 1984: «Influencia de la edafogénesis en la diagénesis temprana de materiales del Stephaniense, Pérmico y Buntsandstein del Pirineo Catalán». *Tesis de Licenciatura*. Universidad de Zaragoza, 255 p.
- GISBERT, J., 1981: «Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). Diagénesis y sedimentología». *Tesis Doctoral*. Universidad de Zaragoza, 314 p.
- GISBERT, J., 1983: «El Pérmico de los Pirineos españoles» in Martínez Díaz, C. coord. *Carbonífero y Pérmico de España. X Congr. Inter. Estrati. Geol. del Carbonífero*, Madrid: 405-420.
- GISBERT, J., 1986: «Els temps tardihercinians» in *Geologia I. Història Natural dels Països Catalans*. Fundació Enciclopèdia Catalana: 197-238.
- GISBERT, J., GARCIA, A., GASCON, F., MARTI, J. y BROU-TIN, J., 1983: «El Stephaniense, Pérmico y Triasico del Pirineo Catalán. Sedimentología, diagénesis y recursos de interés económico». *Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya*: 114 p.
- HOWELLS, M.F., REEDMAN, A.J. y CAMPBELL, S.D.G., 1986: «The submarine eruption and emplacement of the Lower Rhyolitic Tuff Formation (Ordovician), N. Wales». *J. Geol. Soc. London*, 143: 411-423.
- LIPMAN, P.W., 1984: «The roots of the ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granite batholiths». *J. Geophys. Res.*, 89 (B.10): 8801-8841.
- MARTI, J., 1986: «El vulcanisme explosiu Tardihercinià del Pirineu Català». *Tesis Doctoral*. Universidad de Barcelona: 304 pp.
- MARTI, J. y BARRACHINA, A., (en prensa): «Las ignimbritas de Castellar de N'Hug (Pirineo Catalán)». *XI Cong. Esp. Sedim. Acta Geol. Hisp.*
- MARTI, J. y MITJAVILA, J., 1987: «Calderas volcánicas pasivas: un ejemplo en el Estefaniense del Pirineo Catalán». *Geogaceta*, 2.
- MARTI, J. y VAQUER, R.,: «El vulcanisme tardihercinià del Pirineu Català, I: Petrologia i geoquímica». in *Llibre Homenatge a Faura i Sans. Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya* (en prensa).
- MCPHIE, J., 1986: «Evolution of non-resurgent cauldron: the Late-Permian Coombadja volcanic complex, northeastern, New South Wales, Australia». *Geol. Mag.*, 123 (3): 257-277.
- MUÑOZ, J.A., 1985: «Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu Oriental». *Tesis Doctoral*. Universidad de Barcelona: 305 pp.
- SELF, F., GOFF, F., GARNER, J.N., WRIGTH, J.V. y KITE, W.M., 1986: «Explosive rhyolitic volcanism in the Jemez mountains: vent location, caldera development and relation to regional extrecture». *J. Geophys. Res.*, 91 (B2): 1779-1798.
- SMITH, R.L., 1979: «Ash flow magmatism» in Chapin, C.E. y Elston, W.E., eds. *Ash-flow tuffs*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 180: 5-28.
- SPARKS, R.S.J., FRANCIS, P.W., HAMER, R.D., PANKHURST, R.J., O'CALLAGHAN, L.O., THORPE, R.S. y PAGE, R., 1985: «Ignimbrites of the Cerro Galan Caldera, NW Argentina». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 24: 407-425.
- SPEKSNIJDER, A., 1985: «Anatomy of a strike-slip fault controlled sedimentary basin, Permian of the Southern Pyrenees, Spain». *Sedimentary Geology*, 44: 179-223.
- WALKER, G.P.L., 1983: «Ignimbrite types and ignimbrite problems». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17: 65-88.
- WILSON, C.J.N., ROGAN, A.M. y SMITH, E.M., 1984: «Caldera volcanoes of the Taupo volcanic zone, New Zealand». *J. Geophys Res.*, 89: 8463-8484.

Recibido, marzo 1987