

*Evolución en dos etapas de las cuencas pérmicas
del borde Noreste del Sistema Central español.
Análisis sedimentológico y procedencia
de materiales*

F. PÉREZ MAZARÍO, S. HERNANDO y R. RINCÓN

Dpto. Estratigrafía. Universidad Complutense. 28040 Madrid

RESUMEN

En el borde Noreste del Sistema Central se localizan dos pequeños afloramientos pérmicos. En ambos los materiales pérmicos se sitúan en discordancia sobre pizarras y cuarcitas de edad Ordovícico-Silúrico, mientras que la facies Buntsandstein aparece discordante sobre la serie pérmica. Ésta, de aproximadamente 1.500 m. de espesor, está constituida por lutitas, areniscas y conglomerados. En los afloramientos orientales la parte basal de la serie consiste en andesitas cuya datación isotópica ha arrojado una edad aproximada de 287 ± 12 m.a. (Hernando *et al.*, 1980). Estudios previos permitieron el establecimiento de tres unidades litoestratigráficas dentro de la serie (Hernando, 1975).

El análisis sedimentario y el de procedencia han permitido establecer dos etapas evolutivas dentro de la serie pérmica.

La primera, que comprende la unidad inferior, está caracterizada por tendencias sedimentarias retrogradantes, direcciones de paleocorrientes variables entre sectores, ligeros rasgos de alteración diagenética, una amplia variedad de tipos litológicos de cantos y por asociaciones de minerales pesados específicas.

La segunda etapa, que comprende las unidades intermedia y superior, presenta tendencias sedimentarias progradantes que culminan en facies de abanico proximal, una neta uniformización de las direcciones de paleocorriente entre sectores, rasgos de alteración diagenética más acusados que en la unidad anterior, una menor

variabilidad en los tipos composicionales de cantos y asociaciones de minerales pesados características.

La primera etapa corresponde a los movimientos dextrales de la Falla de Somolinos, mientras que la segunda etapa está relacionada con una actividad netamente vertical de la misma. Este último estadio da lugar a la uniformización de las direcciones de paleocorriente entre sectores y a una tendencia sedimentaria progradante generalizada.

Debido a la dinámica sucesiva, lateral y vertical, de la Falla de Somolinos, diferentes materiales, tanto en edad como en naturaleza, pudieron haber contribuido como áreas fuente de los depósitos pérmicos.

Palabras clave: Análisis de Cuencas, Tectónica y Sedimentación, Areas Fuente, Pérmico.

ABSTRACT

Two small permian outcrops are located in the intersection of the northeastern edge of the Spanish Central System and the Iberian Cordillera. In both outcrops permian materials overlies shales and quartzites of ordovician-silurian age. Triassic Buntsandstein facies appears in unconformity over permian rocks. Permian series, about 1.500 m. thick, are made up of mudstones, sandstones and conglomerates. In the eastern sector the lowermost part of the permian materials consists in andesitic rocks whose radiometric age (287 ± 12 b.y.) was established by Hernando *et al.* (1980). Previous works established three lithostratigraphic units in the Permian materials (Hernando, 1975).

Both sedimentary and source area analysis allow to summarize two evolutive stages in the permian sedimentation.

The first one, that comprises the lowermost unit is characterized by retrogradational sedimentary trends, variable paleocurrent patterns between sectors, weak diagenetic alteration features, wide variety of lithological types of clasts and specific heavy mineral associations.

The second stage, that comprises both the middle and the uppermost units, shows progradational sedimentary trends that culminate into proximal fan facies, clear uniformity of the paleocurrent patterns, sparse variety of lithological types of clasts and characteristic heavy mineral associations.

The first stage corresponds tectonically to the right-lateral movements of the Somolinos Fault, whereas the second stage is related with the normal running of the same fault. This latter stage of evolution gave rise to the uniformization of the paleocurrent patterns and to the sedimentary progradational trends. Due to the lateral

dynamics of the Somolinos Fault different materials, both in age and nature, could have contributed as source areas of the Permian deposits.

Key words: Basin Analysis, Tectonics and Sedimentation, Source Areas, Permian.

INTRODUCCION

La zona y materiales estudiados se localizan en el borde Noreste del Sistema Central Español (Fig. 1), en el límite entre las provincias de Soria y Guadalajara.

En esta zona el Pérmico aflora en dos pequeñas áreas, una al Este (sector de Atienza) y otra al Oeste (sector de Noviales). Estos afloramientos se encuentran alineados siguiendo estructuras NW-SE (Fallas de Honrubia y Somolinos), que corresponden a la reactivación de estructuras tardihercínicas que condicionaron la sedimentación de los materiales pérmicos.

Hernando (1973) atribuye, por primera vez, estos materiales al Pérmico. Hasta entonces, diversos autores los habían situado en el Triásico, unas veces en la litofacies Buntsandstein y otras en el Keuper.

A partir de 1977 se establece una primera clasificación de unidades litoestratigráficas. Hernando (1975, 1980) indica la existencia de tres unidades litoestratigráficas informales. En la primera de ellas, P.1., coexisten materiales detríticos y volcánicos, razón por la cual se procede a su división en cuatro subunidades en los afloramientos del sector oriental. Las unidades P.2. y P.3., intermedia y superior, respectivamente, están constituidas exclusivamente por detríticos.

Una posterior revisión (Pérez Mazarío, 1990a y b) permitió introducir algunas modificaciones en cuanto a las subunidades de la unidad basal, tanto en su número como en su disposición espacial. La clasificación de unidades que recoge esta revisión aparece en la Fig. 2.

El conjunto de materiales estudiados tiene una posición estratigráfica netamente definida. Su límite inferior es una discordancia que pone en contacto las andesitas de la subunidad P.1.V.1.-P.1.V. con materiales paleozoicos preestefanienses de naturaleza metamórfica. El límite superior está representado por otra discordancia sobre la cual se apoya un conglomerado que constituye la primera unidad litoestratigráfica en facies Buntsandstein de la zona (Hernando, 1975).

Sin embargo, la caracterización cronoestratigráfica de los materiales no es tan precisa. La ausencia de hallazgos paleontológicos no permite aportar nuevos datos en este sentido. Por ello, se basa la asignación de estas series al Pérmico en la comparación de las mismas con otras, relativamente cercanas, de situación estratigráfica similar y datadas como autunienses. También es un antecedente básico la datación isotópica efectuada sobre las andesitas basales de la unidad P.1. (Hernando *et al.*, 1980), que ha determinado una edad aproximada de 287 ± 12 millones de años.

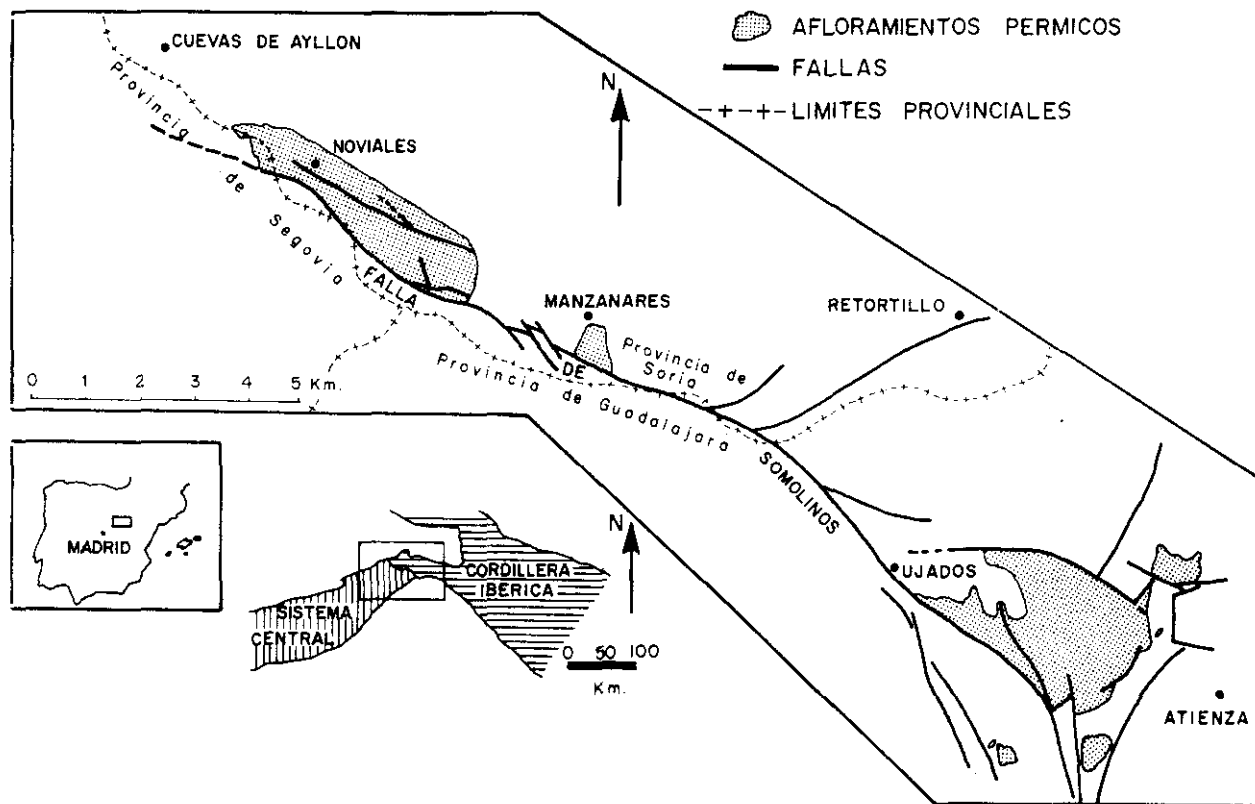


Fig. 1.—Localización geográfica y geológica de los afloramientos pérmicos del borde Noreste del Sistema Central.

Fig. 1.—Geographic and geological situation of the Permian outcrops in the Northeastern edge of the Spanish Central System.

SECTOR OCCIDENTAL		SECTOR ORIENTAL				
P. 3.	LUTITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE NOVIALES	P. 3.				
P. 2.	LUTITAS Y ARENISCAS DE ALPEDROCHES	P. 2.				
P. 1.	LUTITAS Y ARENISCAS DE PEDRO	SUBSECTOR OESTE		SUBSECTOR ESTE		
		ANDESITAS, LUTITAS Y ARENISCAS DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ	P.1.D.2	LUTITAS Y ARENISCAS SUPERIORES DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ	LUTITAS Y ARENISCAS DE LA CASTELLANA	P.1.D.
			P.1.V.2	ANDESITAS SUPERIORES DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ		
			P.1.D.1	LUTITAS Y ARENISCAS INFERIORES DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ		
			P.1.V.1	ANDESITAS INFERIORES DEL BARRANCO DE VALDEGOMEZ	ANDESITAS DE LA CASTELLANA	P.1.V.
?	?			ANDESITAS, LUTITAS Y ARENISCAS DE LA CASTELLANA		
				P. 1.		

Fig. 2.—Unidades litoestratigráficas del Pérmico en el área estudiada.

Fig. 2.—Permian lithostratigraphic units of the studied area.

CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS

En términos generales, la serie está constituida por lutitas masivas, lutitas arenosas, areniscas con estructuras de surco preferentemente y conglomerados «clast-supported» de carácter polimíctico. El conjunto llega a alcanzar una potencia de hasta 1.500 m. en el sector occidental. En la unidad inferior predominan los tonos blancos y ocres en las areniscas y conglomerados, mientras que en P.2. y P.3. los colores son rojos y anaranjados.

Los materiales volcánicos sólo afloran en el sector oriental, si bien existen señales de su existencia bajo la serie detrítica inferior del sector occidental (cantos andesíticos, niveles con apariencia volcanosedimentaria, minerales pesados).

En el sector oriental las andesitas se disponen en una colada basal de considerable extensión (P.1.V.1.-P.1.V.), groseramente estratificada y muy fracturada. En la zona más occidental del sector oriental se ha detectado, además, un nivel volcánico constituido por materiales fragmentarios y aglomeráticos. Este nivel, de poca extensión y considerado como una emisión residual, se sitúa estratigráficamente entre dos niveles detríticos.

El ambiente en el que se generaron los sedimentos pérmicos corresponde a sistemas de abanicos aluviales de alta eficacia de transporte, originados en cubetas de reducidas dimensiones cuya génesis está asociada a la reactivación de importantes estructuras tardihercínicas.

La asignación de ambientes sedimentarios a las unidades detríticas es como sigue (Pérez Mazario, 1990a):

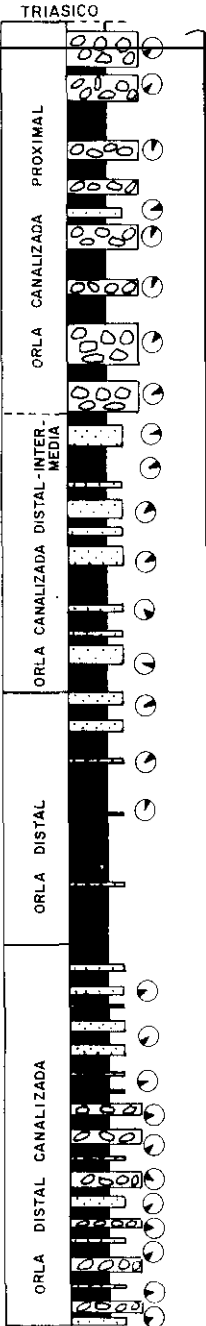
— Subunidad P.1.D.1.: Presenta en su parte inferior depósitos volcanosedimentarios locales que rellenan zonas deprimidas, mientras que su parte superior está caracterizada por sedimentos de orla distal.

— Subunidad P.1.D.2.-P.1.D.: Representa el paso desde zonas de orla distal canalizada hacia zonas de orla distal no canalizada. En esta subunidad puede detectarse una tendencia lateral hacia la distalidad resuelta en la progresiva influencia de facies de «playa» en dirección Este. Idéntica tendencia puede observarse al comparar los ambientes del sector occidental y los correspondientes a la subunidad detrítica superior del sector oriental.

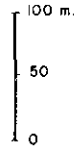
Fig. 3.—Evolución esquemática de subambientes en la serie pérmica. A la derecha de cada columna sintética figuran las direcciones de paleocorriente medidas en los correspondientes tramos. La columna en negro es representativa de la proximalidad (trazo grueso) o distalidad (trazo fino) de los subambientes.

Fig. 3.—Schematic evolution of sedimentary environments of the Permian series. Paleocurrent trends appear at the right side of the corresponding level in which they have been measured. Black column represents either proximal (thick line) or distal (thin line) environments.

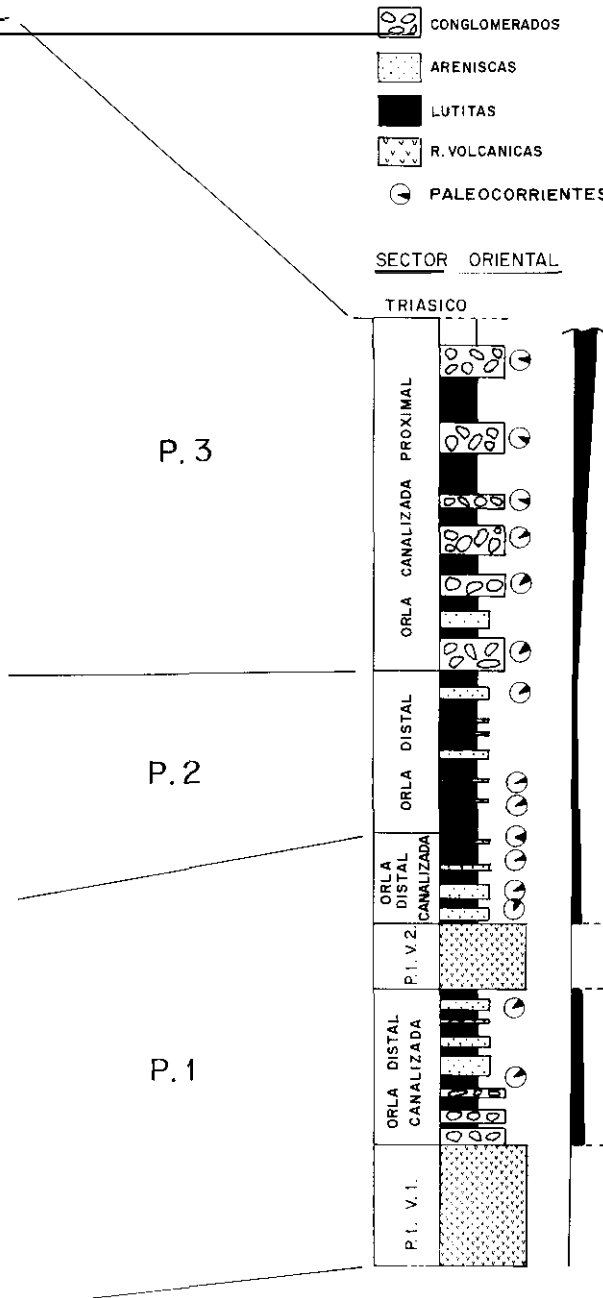
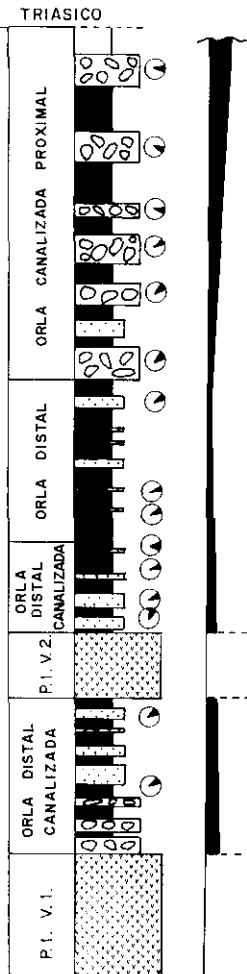
SECTOR OCCIDENTAL



- CONGLOMERADOS
- ARENISCAS
- LUTITAS
- R. VOLCÁNICAS
- PALEOCORRIENTES



SECTOR ORIENTAL



P. 3

P. 2

P. 1

— Unidad P.2.: Se generalizan los depósitos correspondientes a zonas de orla distal. En ambos sectores se aprecia una tendencia progradante desde la parte inferior de la unidad hasta la parte superior, que se concreta en la evolución desde subambientes de orla distal no canalizada hacia orlas canalizadas.

— Unidad P.3.: Se asiste a la evolución desde subambientes de orlas canalizadas intermedias y distales hasta orlas proximales en las que, localmente, pueden observarse facies propias de núcleo de abánico.

En la Fig. 3 se ha esquematizado la evolución general de los subambientes en las distintas unidades y subunidades, que se resume en un episodio retrogradante que abarca la unidad P.1. y la parte inferior de la unidad P.2., y en otro, de tendencia progradante, que incluye la parte superior de la unidad P.2. y la totalidad de la unidad P.3. (Pérez Mazarío, 1990a).

Dentro del contexto general de subambientes de orlas distales, se acusa una mayor proximalidad en los materiales del sector occidental que en los del oriental. En estos últimos se observa el desarrollo de facies de orla fangosa con influencia de «playa», que sustituyen hacia el Este a las facies de orla canalizada. Así, podría hablarse de una tendencia generalizada hacia la distalidad en esta unidad desde el Oeste hacia el Este.

El carácter puramente local (2-3 km. de extensión) de algunas subunidades (P.1.D.1. y P.1.V.2.) y las bruscas variaciones de espesor de las diferentes subunidades son indicativas de una notable movilidad tectónica. En efecto, el conjunto de subunidades de la zona más occidental del sector oriental tiende a la disminución de su espesor desde el Sureste hacia el Noroeste. En los afloramientos más orientales del propio sector oriental, sin embargo, la subunidad P.1.V., correlacionable con P.1.V.1., disminuye su espesor desde el Norte hacia el Sur, mientras que la subunidad P.1.D., correlacionable con P.1.D.2., tiene su máximo espesor en el Sur, disminuyendo progresivamente hacia el Norte (Pérez Mazarío, 1990b).

La dispersión de los afloramientos de rocas volcánicas y la variabilidad de sus potencias permite sugerir la existencia de distintos focos de emisión para la colada basal. Los máximos espesores de las subunidades detríticas se situarían en los puntos de cruce entre las estructuras de dirección NW-SE (Falla de Somolinos) y las de dirección N-S o NNE-SSW (Fallas de Cañamares y de Jadraque).

Por otra parte, se aprecia una progresiva tendencia a la atenuación de la movilidad tectónica hacia techo de la unidad inferior, puesta de manifiesto por la desaparición de las emisiones volcánicas, la presencia de la subunidad P.1.D.2.-P.1.D.-extensiva sobre el resto de subunidades de P.1.- y la tendencia retrogradante general observada.

La unidad inferior presenta, además, direcciones de paleocorriente contrapuestas entre sectores. En el sector occidental las áreas de aporte se situaban al Noreste, mientras que en el sector oriental se encontraban al Suroeste (Fig. 4).

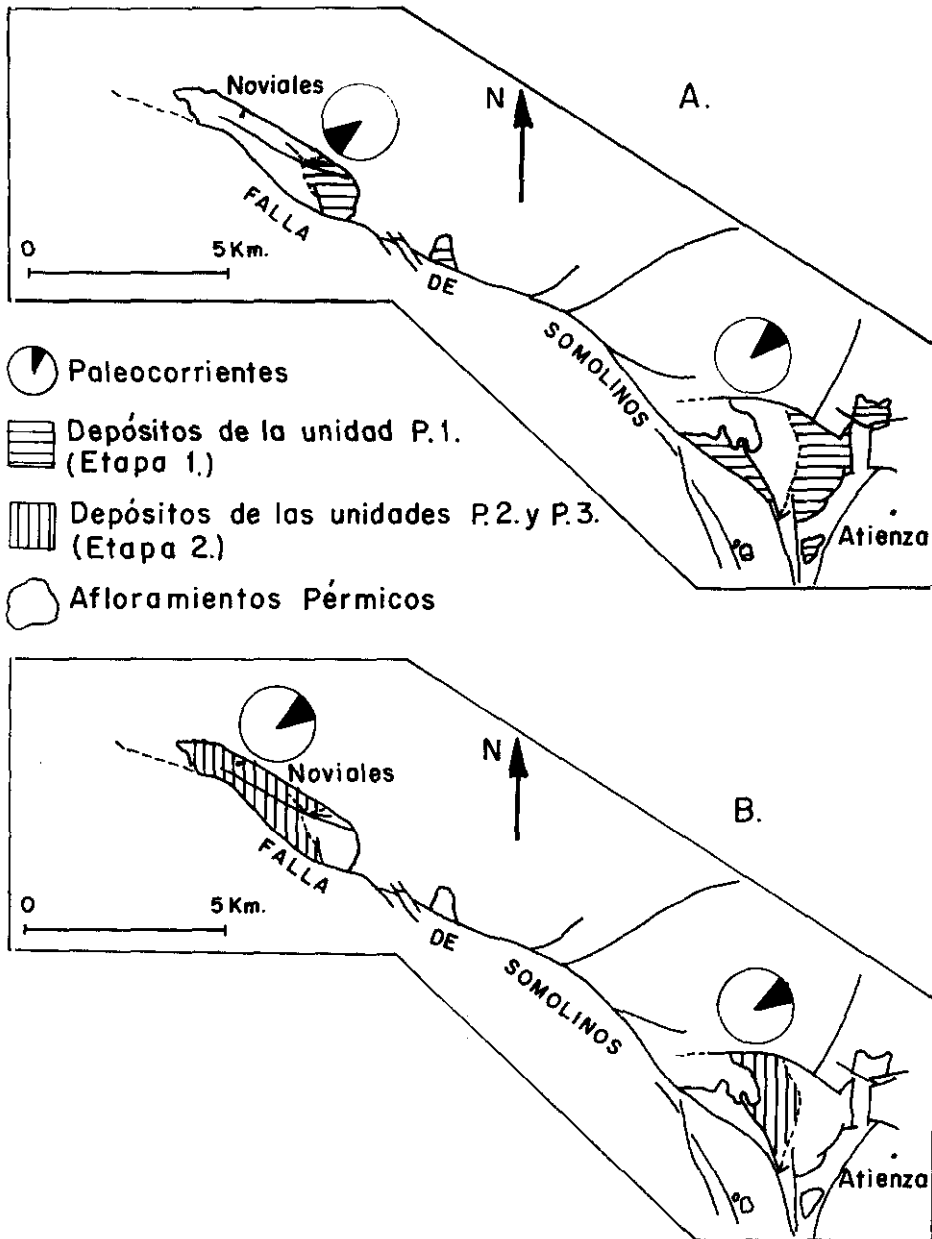


Fig. 4.—Tendencias de las direcciones de paleocorriente en cada sector y unidad litoestratigráfica.
 Fig. 4.—Paleocurrent trends distribution in each sector and lithostratigraphic unit.

Por el contrario, en las unidades P.2. y P.3. se asiste a una progresiva uniformización de las direcciones de paleocorriente que presentan una componente Noreste casi constante.

ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Rasgos composicionales y diagenéticos de las areniscas

En Pérez Mazarío (1990a) se lleva a cabo un estudio, efectuado sobre 132 láminas delgadas correspondientes a otras tantas muestras, de las características petrográficas de las areniscas pérmicas. Este trabajo permite caracterizar las areniscas pérmicas de ambos sectores como grauvacas líticas con contenidos en fragmentos de roca superiores en general al 80%, siendo la matriz mayoritariamente alogénica. De hecho, las grauvacas son consideradas materiales derivados a partir de litoarenitas como consecuencia de la generación diagenética de matriz (Dickinson & Suczek, 1979; Zuffa, Nilsen & Winkler, 1980).

Con respecto a la matriz alogénica, la epimatriz, compuesta por illita y caolinita, es abundante en todas las muestras si bien existe una apreciable disminución en la unidad P.3. debido al mayor grado de reemplazamiento de la misma por carbonatos. Análogas consideraciones pueden hacerse respecto a la proporción de pseudomatriz, «pore lining» y «pore filling».

Dentro de la secuencia de cementación los «coatings» y parches ferruginosos son los primeros cementos en aparecer, pudiéndose considerar frecuentes en todas las unidades. Este componente tan sólo llega a ser alterado o reemplazado por carbonatos en la parte más alta de la unidad P.3.

Los crecimientos secundarios de cuarzo y feldespato siguen a los «coatings» y parches ferruginosos en la secuencia temporal de cementación. También aparecen muy reemplazados y alterados por carbonatos salvo en la unidad P.1.

Por último, el cemento carbonático, de composición dolomítica, altera y reemplaza al resto de componentes de la pasta, tal y como se indicaba con anterioridad.

Esta secuencia de cementación, en la que habría que incluir los «pore lining», cuya génesis se desarrolla previamente a los crecimientos secundarios de cuarzo y feldespato, los «pore filling» y la generación de epimatriz, aproximadamente coetánea con aquellos, es muy similar a otras descritas en materiales pérmicos del ámbito de la Cordillera Ibérica (Marfil y Buendía, 1980; De la Cruz *et al.*, 1987).

La composición de los fragmentos de rocas de las areniscas es muy similar a la de los cantos existentes en los conglomerados de la serie pérmica, cuyo análisis se lleva a cabo en el siguiente apartado.

Los componentes accesorios localizados a lo largo de la serie pérmica presentan una mayor variabilidad en la unidad P.1. (granate, estauroлита, opacos, moscovita y zircón), variabilidad que es más acusada en el sector occidental; en el sector oriental existe un neto predominio de granates y zircones idiomorfos, inequívocamente derivados de las rocas volcánicas próximas.

Además, el cortejo de accesorios menos frecuentes en la unidad P.1. es mucho más variado (apatito, plagioclasa, piroxeno, clorita, anfíbol, rutilo, turmalina) que en las dos unidades superiores (moscovita, zircón). A partir de la unidad P.2. se observa tanto una uniformización en cuanto a los accesorios presentes entre sectores como una disminución en el número de los minerales realmente representativos: únicamente aparecen con rangos destacables los opacos, la moscovita y el granate.

Cabe añadir, además, que en las turmalinas no se ha apreciado la existencia de ribetes diagenéticos de crecimiento (con pleocroismos diferentes en núcleo y envuelta) o aspectos típicos de neoformación caracterizados por la presencia de envueltas coloreadas o transparentes continuas (Mader, 1980, 1981). Este punto es especialmente importante puesto que una parte de la interpretación sobre áreas fuente se realiza basándose precisamente en este mineral. Un estudio más detallado de estos componentes se realiza en el apartado correspondiente a minerales pesados.

El conjunto de datos de que se dispone (Pérez Mazarío, 1990a) indican que en ningún caso se llega a un grado muy avanzado de diagénesis. Se denota la existencia de un control ambiental y sobre todo composicional y textural en la diagénesis de estos materiales, que parece representar un papel más significativo que la temperatura o la profundidad de enterramiento. El control textural y composicional da lugar a la existencia de alteraciones diagenéticas más intensas en unidades situadas estratigráficamente por encima de otras en las que los rasgos de alteración son más débiles. Este fenómeno de «diagénesis invertida» se cita por Marfil & Buendía (1980) en el caso del Pérmico/Buntsandstein de Sigüenza. Los autores atribuyen este rasgo característico a una posible elevación local del gradiente geotérmico en el Triásico debido a una mayor presencia de minerales radiactivos.

Espectro composicional de cantos de los conglomerados

Este estudio ha sido realizado sobre 42 tramos de naturaleza conglomerática de las distintas unidades litoestratigráficas previamente definidas. Para ello se delimitó en cada uno de estos tramos una superficie equivalente aproximadamente a 1m². Sobre esa superficie se llevó a cabo un cómputo de cantos de diferente composición. El número de cantos que entran en el recuento varía de unos tramos a otros, aunque se ha intentado realizar los contajes sobre una media de 100-150 cantos por tramo.

Los espectros composicionales obtenidos se agrupan en las clases que aparecen en la figura 5.

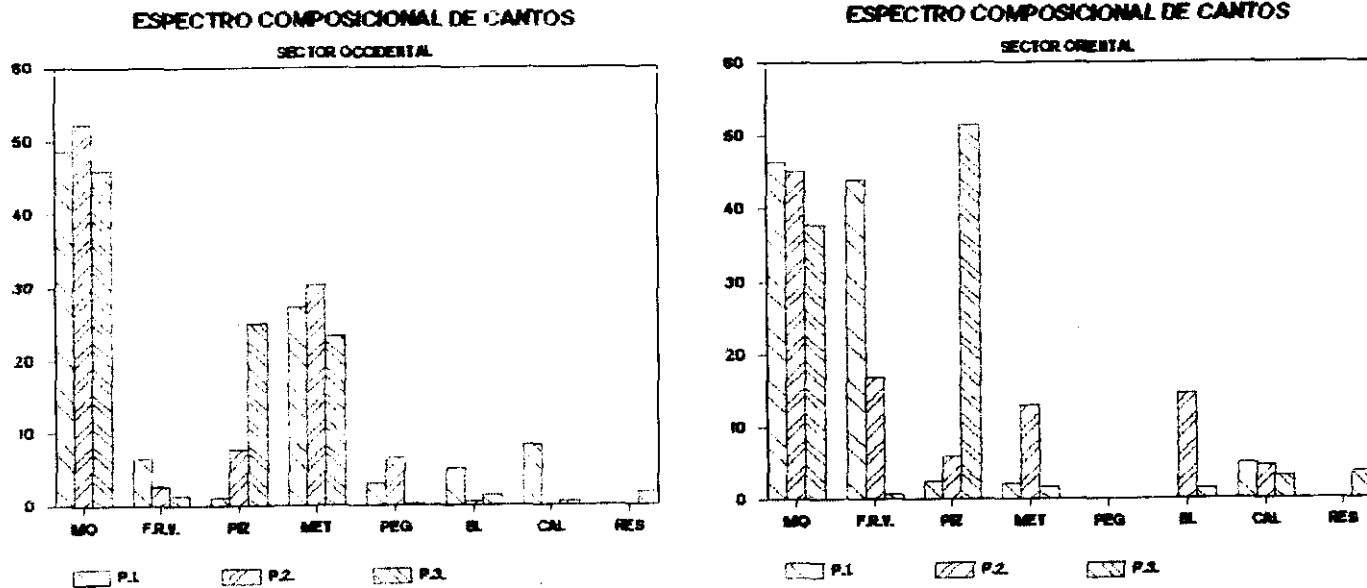


Fig. 5.—Espectros composicionales de cantos por unidades y sectores. MQ=Cantos de cuarzo y metacuarcita; FRV=Cantos de roca volcánica; PIZ=Cantos de pizarra; MET=Cantos de rocas metamórficas con foliación marcada; PEG=Cantos de pegmatita y turmalina; BL=Cantos blandos; CAL=Cantos de caliza; RES=Cantos resedimentados.

Fig. 5.—Compositional types of clasts of the Permian units in both studied outcrops. MQ=Quartz and metaquartzite clasts; FRV=Volcanic rock clasts; PIZ=Shale clasts; MET=Metamorphic rock clasts with marked foliation; PEG=Pegmatite and tourmaline clasts; BL=Mudstone clasts; CAL=Limestone clasts; RES=Resedimentated clasts.

Las distribuciones composicionales de cantos por unidades y sectores (Fig. 5) reflejan la distinta influencia que en la vertical tienen algunos tipos de rocas madre: la disminución que en ambos sectores se aprecia del contenido de cantos de roca volcánica, desde la unidad inferior hasta la superior, es claramente indicativa de que en la unidad P.1. parte del área o áreas fuente de los materiales detríticos estaba formada por rocas volcánicas, atenuándose tal influencia en las unidades superiores.

Por el contrario, el incremento en las proporciones de cantos de pizarra desde la unidad P.1. hasta la unidad P.3., tanto en el sector occidental como en el oriental, parece indicar la progresiva exhumación de áreas fuente de naturaleza metamórfica de bajo grado. Una explicación alternativa consistiría en un progresivo alejamiento del área fuente de la zona de sedimentación. Sin embargo, la tendencia progradante que acusan las unidades intermedia y superior (Pérez Mazarío, 1987, 1989) no parece coherente con tal idea.

La constancia en los porcentajes de cantos de metacuarcita y cuarzo que presentan las tres unidades pérmicas en ambos sectores, junto con los datos referidos a los contenidos en cantos de pizarra y de rocas metamórficas de alto grado, son indicativos de que en el área o en las áreas fuente afloraban materiales de diverso grado metamórfico, posiblemente afectados por una tectónica intensa. En realidad es en el sector occidental donde, acompañando a los dos primeros tipos citados, se observa un mayor porcentaje de cantos gneísicos. Por otra parte, es posible que buena parte de los cantos de cuarzo tengan su procedencia en diques que cortaban a las rocas metamórficas.

Es interesante destacar la relativa frecuencia con que se han observado cantos de pegmatita e incluso de turmalina, en sus variedades negra y azulada, en los tramos de las unidades inferior e intermedia del sector occidental, en contraste con su práctica ausencia en el sector oriental. La turmalina, en su variedad azulada, se asocia directamente con una génesis filoniana de tipo pegmatítico (Hurlbut & Klein, 1982).

En este sentido, existe un gran desarrollo de diques aplíticos y pegmoaplíticos esquistosados, en los que se aprecian abundantes nidos de turmalina, dentro de la Formación Antoñita, situada en el Anticlinorio de Hiendelaencina que está constituido por materiales presárdicos (González Lodeiro, 1981). Además, las formaciones Hiendelaencina, Cardeñosa, Antoñita y Angón (Soers, 1972; González Lodeiro, 1981) están formadas por materiales metamórficos de distinto grado: gneises glandulares, micacitas, cuarcitas, niveles de silicatos cálcicos, lentejones de calizas, gneises cuarzofeldespáticos de dos micas, por lo que pueden suministrar todos los tipos de cantos mencionados.

Hay que resaltar a continuación que dentro del sector occidental se produce una muy notable disminución y casi desaparición de los cantos de pegmatita a partir de la unidad P.3.

Los cantos de caliza constituyen un tipo composicional muy característico en

algunas unidades litoestratigráficas pérmicas. La proporción de los mismos disminuye progresivamente en ambos sectores desde la unidad P.1. hasta la unidad P.3. Puede establecerse una diferencia composicional e incluso de contenido fosilífero entre los cantos de caliza de las unidades P.1. y P.3.: los primeros presentan colores blancos y grisáceos, tamaño por lo general inferior a 10 cm. y laminaciones, posiblemente de naturaleza algal, mientras que los incluidos en los tramos de la unidad P.3. se presentan como grandes cantos y/o bloques (diámetros superiores a 20 cm.), con colores oscuros y frecuentes fragmentos de conchas de braquiópodos y bivalvos. La presencia de fragmentos de conchas de braquiópodos y bivalvos y de fragmentos de crinoides en los cantos de caliza de la unidad P.3. sugiere que estos son consecuencia del desmantelamiento de materiales postsárdicos (Formación Esquistos y calizas de Cercadillo). Soers (1972) cita la presencia en esta formación de bancos calcáreos con fauna de braquiópodos, crinoides, briozoos y bivalvos. La mayor compacidad y dureza de los cantos calcáreos de P.1. y la frecuencia con que en ellos aparecen laminaciones puede implicar una derivación de los mismos a partir de materiales presárdicos, fundamentalmente las formaciones Cardeñosa y Angón.

De este modo, la disminución de la proporción de cantos de naturaleza calcárea y pegmatítica (ésta última sólo en el sector occidental) desde las unidades inferiores hasta las superiores es consecuencia no sólo del decrecimiento de la cantidad de materiales fuente sino, sobre todo, de un cambio en la naturaleza de los mismos.

Asumiendo tal hipótesis puede explicarse también el notable incremento en las proporciones de cantos de pizarra a partir de la unidad P.2.: no se trataría de una exhumación de rocas con grado metamórfico progresivamente menor sino de un cambio de área fuente en el cual el área que pasa a ser activa (rocas postsárdicas) puede proporcionar una mayor cantidad de materiales de bajo grado (Esquistos de Prádena, Esquistos de Cañamares) de los que producían las formaciones precámbricas y cámbricas que suministraban los materiales a la unidad P.1.

Análisis de minerales pesados (areniscas y lutitas)

El proceso de tratamiento de los materiales (161 muestras) con vistas a la obtención de fracciones pesadas ha sido el clásico salvo en lo concerniente a la sustitución de bromoformo por politungstato sódico como líquido denso separador. Este nuevo producto carece de los problemas de toxicidad del bromoformo y permite, además, una más fácil recuperación y reciclado (Pérez Mazarío, 1990a).

Por otra parte, reducidas las muestras con facilidad a fragmentos de menos de 1 cm. de diámetro, por su escasa compacidad, no ha sido necesario proceder a un machacado de las mismas, y basta la inmersión en agua para su conveniente disgregación. Este factor evita un posible enmascaramiento de los resultados y en

particular de las interpretaciones basadas en las morfologías de los granos de los diferentes minerales.

UNIDAD P.1.

A la vista de los porcentajes totales de presencia de minerales pesados (Tabla 1) han podido establecerse en la unidad P.1. dos asociaciones características de minerales pesados, una en cada sector.

TABLA 1

	<i>P.1.S.E.</i>	<i>P.1.S.W.</i>	<i>P.2.S.E.</i>	<i>P.2.S.W.</i>	<i>P.3.S.E.</i>	<i>P.3.S.W.</i>
Opacos	a	e	a	e	m.a	p
Biotita	p	a	e	f	e	m.a
Clorita	e	e	e	p	e	e
Moscovita	p	e	f	e	e	e
Carbonatos	e	p		f	e	e
Alteritas	e		e	p	e	p
Baritina	p	p		p	f	p
Turmalina	17,96	53,55	44,00	43,22	26,00	46,75
Zircon	43,59	25,94	20,66	22,65	21,25	31,13
Granate	29,47	9,00	23,33	12,93	38,50	11,62
Rutilo	1,01	1,02	2,00	3,68	4,00	1,31
Anatasa	0,81	1,16	0,33	1,60	0,25	1,44
Broquita	0,25	3,08		3,32	0,25	0,94
Estaurolita	3,03	1,36	2,33	1,36	5,25	1,10
Distena	0,06	0,17		0,24	0,50	0,13
Andalucita		0,24				0,08
Sillimanita	0,44	0,07		4,67	0,25	0,94
Monacita	3,41	2,21	9,00	3,81	2,75	2,33
Apatito						0,27
Piroxenos	0,44	2,67		2,70		1,31

Distribución de minerales pesados por unidades y sectores.

La presencia de los primeros siete minerales de la lista aparece estimada.

El resto de minerales son porcentuados desestimando la proporción correspondiente a los siete primeros

Abreviaturas:

P.1.S.E. = Unidad P.1. Sector oriental.
 P.1.S.W. = Unidad P.1. Sector occidental.
 P.2.S.E. = Unidad P.2. Sector oriental.
 P.2.S.W. = Unidad P.2. Sector occidental.

P.3.S.E. = Unidad P.3. Sector oriental.
 P.3.S.W. = Unidad P.3. Sector occidental.
 e: escaso; p: presente; f: frecuente;
 a: abundante; m.a: muy abundante.

TABLE 1

**Distribution of heavy minerals in the Permian lithostratigraphic units.
Presence of the first seven minerals is estimated.
The percentage of the remainder minerals has been calculated
disregarding the estimation mentioned above.**

Abbreviations:

P.1.S.E. = P.1. unit. Eastern sector.

P.1.S.W. = P.1. unit. Western sector.

P.2.S.E. = P.2. unit. Eastern sector.

P.2.S.W. = P.2. unit. Western sector.

P.3.S.E. = P.3. unit. Eastern sector.

P.3.S.W. = P.3. unit. Western sector.

e: scarce; p: present; f: frequent;

a: abundant; m.a: very abundant.

En el sector occidental es típica la asociación turmalina-biotita-zircón (carbonatos-baritina-granate), siendo los minerales incluidos entre paréntesis ligeramente menos representativos que los precedentes.

En el sector oriental es frecuente la asociación constituida por zircón-opacos-granate (turmalina-biotita-moscovita-baritina).

A excepción de los opacos, mucho más frecuentes en el sector oriental que en el occidental, y de las biotitas y los carbonatos, con comportamiento opuesto al anterior, el resto de minerales representativos coinciden a grandes rasgos en ambos sectores. La mayor frecuencia de opacos (sobre todo naturales) y de granates en el sector oriental puede ser explicada considerando que las propias andesitas de la unidad P.1. funcionaban como área fuente durante la sedimentación de los materiales detríticos de la misma. En efecto, las andesitas de las subunidades P.1.V.1., P.1.V.2. y P.1.V. presentan abundantes fenocristales de granate, opacos y feldespato, así como diques de baritina y calcita. De este modo, puede explicarse la relativa abundancia de baritina cuya procedencia puede derivarse estos diques, bastante frecuentes en rocas volcánicas de este tipo (Parfenoff, Pomerol & Tourenq, 1970).

Las observaciones en lámina delgada no han demostrado la existencia de cementos de baritina. Respecto a los carbonatos, la cementación de esta naturaleza observada en lámina delgada (textura en mosaico) no guarda relación con los granos de carbonatos detríticos analizados en las muestras de minerales pesados, por lo que hemos preferido considerar como detríticos a estos minerales cuando aparecen en los concentrados de pesados.

Por otra parte, la abundancia de variedades azuladas de turmalina y la presencia de anatasa y broquita puede ser indicativa de que en el área fuente afloraban pegmatitas.

Sin embargo, dentro del cortejo de minerales existente en esta unidad hay algunos de indudable procedencia metamórfica, como estaurolita, distena, andalucita y sillimanita.

Por tanto, cabe suponer que el área fuente que aportaba los materiales de la unidad P.1. era ciertamente compleja. En ella debían coexistir rocas volcánicas, pegmatitas, rocas metamórficas y posiblemente granitos.

UNIDAD P.2.

Se ha establecido la asociación turmalina-biotita-carbonatos (zircón- clorita-alteritas-baritina) como característica del contenido en minerales pesados de la unidad P.2. en el sector occidental (Tabla 1).

En el sector oriental la asociación turmalina-opacos-moscovita (granate-zircón) se muestra como la más representativa (Tabla 1).

En esta unidad la turmalina pasa a ser un mineral predominante en los dos sectores. Sin embargo, desaparecen casi por completo sus variedades azuladas. De ello parece deducirse que las áreas fuente no son tan ricas en pegmatitas como ocurría en el caso de la unidad P.1.

En ambos sectores, aunque de forma más obvia en el oriental, disminuyen las frecuencias de aparición de granates, zircones idiomorfos, piroxenos y baritinas, y dejan de coexistir opacos de alteración y naturales. Son abundantes también las micas verdes, procedentes de alteración de biotitas y frecuentes los granos alterados no identificables.

A la vista de la Tabla 1 puede hablarse de un agotamiento de las rocas volcánicas como área fuente. La mayor presencia de productos de alteración indica una mayor intensidad de este tipo de procesos en la unidad P.2. respecto a la unidad inferior. Tales procesos pudieron haberse producido bien en el área fuente, bien en el propio sedimento como consecuencia de transformaciones diagenéticas. Pensamos como más probable la existencia de procesos de alteración en las propias áreas fuente, dato coherente con las conclusiones sedimentológicas y con las atribuciones de ambientes sedimentarios realizadas previamente, puesto que estos materiales se consideraban generados en ambientes relativamente distales respecto a los de las unidades P. 1. y P.3.

UNIDAD P.3.

Para la unidad P.3. la asociación de minerales pesados más característica del sector occidental ha resultado ser la constituida por biotita-turmalina-zircón (alteritas-baritina-granate), mientras que en el sector oriental se considera representativa la formada por opacos-baritina (granate-turmalina-zircón) (Tabla 1).

La característica más acusada en esta unidad es el espectacular incremento de la proporción de biotita que se observa en el sector occidental. Este rasgo aparece confirmado por Hernando & Hernando (1976) y por Hernando (1975). A su vez, estas micas se presentan en agregados hexagonales de considerable grosor y casi opacos. En el sector oriental también se aprecia un enriquecimiento en micas de este tipo, si bien de forma menos acusada.

Junto con las biotitas son frecuentes las turmalinas de color pardo, fundamentalmente en el sector occidental, acompañadas por zircones, tanto con morfologías rodadas como idiomorfas, aunque parecen predominar las primeras.

Se ha observado un notable enriquecimiento en minerales opacos de alteración en esta unidad, especialmente en el sector oriental.

Los minerales típicamente indicativos de procedencia metamórfica siguen presentando proporciones bajas que, sin embargo, son representativas de que tales tipos de rocas constituían parte del área fuente.

A la vista de estos datos, se confirma el cambio, ya apuntado en la unidad P.2., en cuanto a la práctica desaparición de las rocas volcánicas como áreas madre de los materiales pérmicos. La desaparición casi total de las variedades azules de turmalina sugiere también una disminución de los aportes procedentes de rocas de tipo pegmatítico.

Se puede considerar que los notables enriquecimientos en biotitas en el sector occidental, junto a la presencia de cortejos con minerales típicamente metamórficos, indican la preponderancia de rocas de un cierto grado metamórfico como constitutivas del área fuente. No obstante, las biotitas de esta unidad presentan una serie de características especiales: agregación en paquetes de considerable espesor, color negro, idiomorfismo y opacidad. Ramos (1979) encuentra este mismo tipo de biotitas, asociadas a zircón euهدral, cloritas y opacos en la unidad pérmica Capas de Montesoró, en Molina de Aragón, y asocia su génesis a una neta influencia volcánica.

En nuestro caso, la asignación de una procedencia volcánica a los cortejos de biotitas de la unidad P.3. no concuerda con el resto de datos derivados del estudio de minerales pesados y cantos. Hernando & Hernando (1976) y Hernando (1975) interpretan la abundancia de biotitas como representativa de la existencia de áreas fuente francamente metamórficas, e incluso se indica que el grado de metamorfismo de estas rocas debía ser bastante elevado (zona de las micacitas).

En la unidad P.3. se evidencia de forma aún más clara que en P.2. un cambio de áreas de aporte respecto a la unidad P.1. Este cambio podría resumirse en una disminución en cuanto a la variabilidad de los componentes de las áreas fuente. Ya se ha indicado que el espectro de minerales pesados permite consignar para la unidad P.1. la existencia de un área fuente compleja constituida por rocas volcánicas, pegmatitas, rocas metamórficas de diverso grado y granitos. En la unidad P.3. los cortejos mineralógicos, si bien un tanto variables entre sectores sugieren una simplificación de las áreas fuente que pasarían a estar constituidas por rocas metamórficas y, tal vez, granitos.

El análisis de procedencia de las series pérmicas permite, pues, determinar, tanto por los espectros de cantos como por los recuentos de minerales pesados, la existencia de dos zonas diferenciadas que actuaron como áreas fuente.

INTERPRETACION

Un modelo comunmente aceptado estos últimos años indica que al final de la Orogenía Hercínica la Placa Ibérica formaba parte de una zona de megacizalla dextral (Arthaud & Matte, 1977; Vegas & Banda, 1982) limitada al Norte y al Sur por sendos sistemas Este-Oeste de fallas en dirección.

La deformación producida por la megacizalla se resuelve en desgarres de dimensiones muy variables agrupados en tres familias de direcciones: NE-NNE (dominante), NW-WNW y E-W (Vegas & Banda, 1982). A su vez, estos desgarres dan lugar a cuencas transtensionales donde se acumulan importantes espesores de materiales detríticos y rocas volcánicas asociadas (Sopeña *et al.*, 1986). Según Sopeña & Ramos (1985) éstas serían zonas de subsidencia rápida en las que la secuencia sedimentaria vertical indica una progradación del sistema, bien lacustre, bien de abanicos, hacia zonas internas de la cuenca.

El conjunto de fenómenos está acotado temporalmente y corresponde al final del Ciclo Hercínico y a los momentos iniciales del Pérmico (Arthaud & Matte, 1975). A partir del final del Pérmico se desarrolla una tectónica netamente distensiva, pasando los desgarres antes mencionados a actuar como fallas normales (Sopeña *et al.*, 1986). Por otra parte se indica que el tipo de estructuración de las cuencas, en su primera etapa, apunta más a un estadio de evolución preextensional que a una etapa molásica postorogénica (Sopeña *et al.*, 1986).

En este modelo, del cual se han descrito sus rasgos más generales, cabe encuadrar los resultados obtenidos en el presente trabajo.

Aunque la totalidad de los materiales pérmicos del borde Noreste del Sistema Central corresponde al desarrollo de cuencas transtensionales generadas por la reactivación, como desgarres, de estructuras hercínicas, es posible diferenciar dos etapas evolutivas dentro del mencionado contexto.

La primera de ellas se refiere al depósito de la unidad inferior, acompañado por emisiones volcánicas de tipo andesítico. En esta etapa existen notables variaciones laterales en cuanto a las características de los materiales entre un sector y otro, e incluso dentro de un mismo sector.

El conjunto de características de esta etapa se acomoda muy bien al modelo anteriormente descrito y corresponde al inicio de la formación de las cubetas, controlado por los movimientos en dirección de la Falla de Somolinos.

La contraposición de las direcciones de paleocorriente entre sectores y los resultados de los análisis de procedencia ajustan con el modelo evolutivo que se propone. En éste, los primeros movimientos tanto de la Falla de Somolinos como de su prolongación hacia el Noroeste (Falla de Honrubia) serían sinestrales (Fig. 6), tal y como suponen, basándose en consideraciones estructurales, Gonzalez Casado, Capote & Casquet (1985).

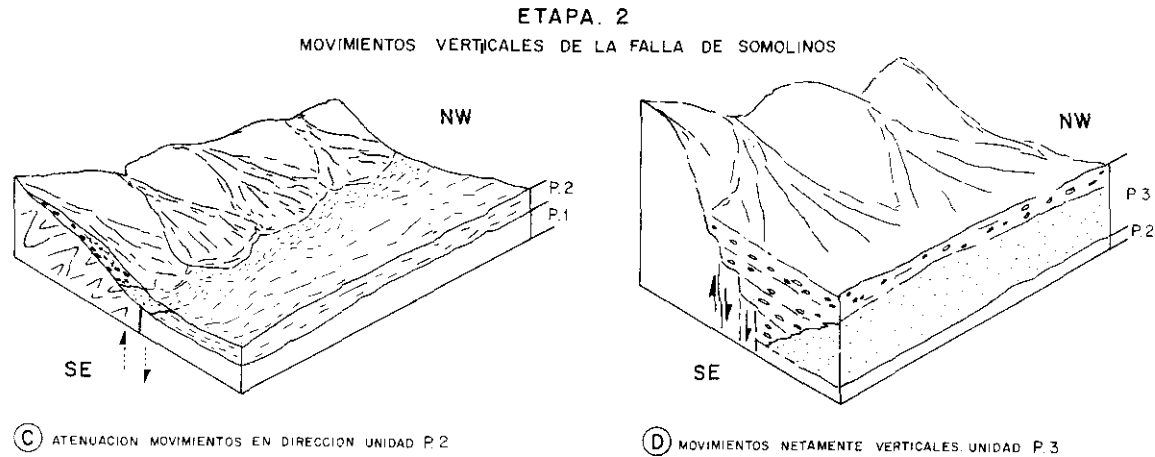
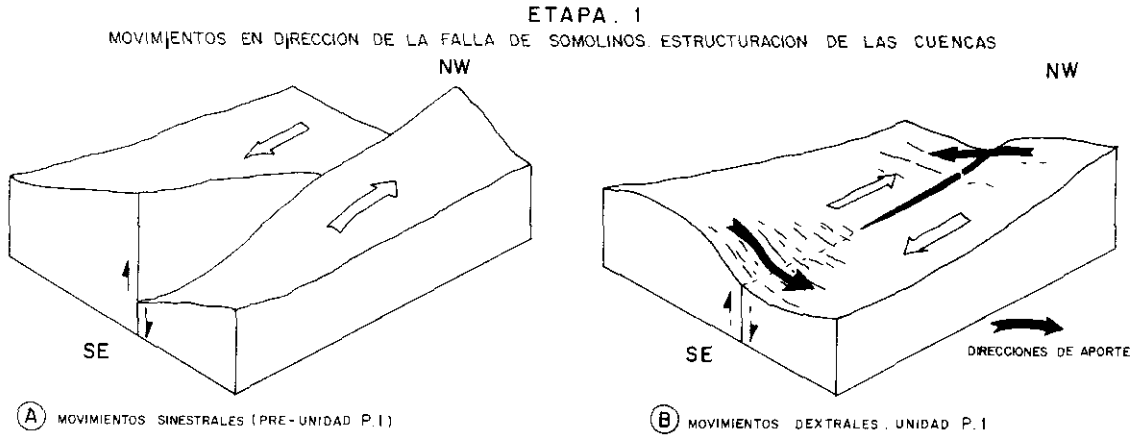


Fig. 6.—Etapas evolutivas propuestas en el desarrollo de las cuencas pérmicas.
Fig. 6.—Suggested evolutive stages in the development of the Permian basins.

Estos mismos autores admiten el paso posterior a desplazamientos dextrales, aunque sin hacer referencia a la importancia de los movimientos verticales a los que nosotros atribuimos las tendencias progradantes observadas en la segunda etapa de sedimentación del Pérmico, como se indica más adelante (unidades P.2. y P.3.).

Debido a los movimientos en dirección de la falla, contrapuestos y sucesivos, materiales muy diferentes pudieron formar parte de las áreas fuente de los depósitos pérmicos en esta primera etapa. Pensamos que este tipo de áreas fuente son similares a los complejos litológicos presárdicos de Hiendelaencina y la Bodera (Fig. 7). González Lodeiro (1981) describe en estas zonas litologías que corresponden a los tipos composicionales deducidos del análisis de procedencia efectuado en la unidad pérmica P.1.

Esta circunstancia implica la existencia, para los tiempos pérmicos, de macizos constituidos por materiales presárdicos, situados al Norte de la Falla de Somolinos, posiblemente emplazados entre Riaza y Noviales (Fig. 7), y actualmente cubiertos por Mesozoico y Terciario. Tal situación es perfectamente coherente con la idea de movimientos sinestrales de la Falla de Somolinos previos y contemporáneos con la sedimentación pérmica, que afectaron al conjunto de materiales prestefanienses en la región.

En la segunda etapa evolutiva quedan incluidos los materiales pertenecientes a las unidades P.2. y P.3. En ella no existen manifestaciones volcánicas y se produce un cambio neto en cuanto a la tendencia evolutiva: se aprecia una componente progradante desde facies de orla distal no canalizada (parte inferior de P.2.) hacia facies de orla proximal (unidad P.3.). A su vez, las diferencias entre sectores se atenúan considerablemente y se observa una uniformización de las direcciones de paleocorriente que pasan a presentar, en ambas unidades y sectores, sentido hacia el Noreste.

Todo ello sugiere la atenuación de los movimientos en dirección de la Falla de Somolinos y su evolución hacia un funcionamiento predominantemente vertical, el cual da lugar a tendencias progradantes muy definidas y continuas (Fig. 6). La disminución en cuanto a la variabilidad en el tipo de rocas de las áreas fuente puede estar relacionada con la atenuación de los movimientos horizontales de la falla. Las áreas fuente de los materiales de esta etapa están constituidas por materiales metamórficos similares al conjunto de rocas postsárdicas del borde oriental del Sistema Central: cuarcitas, esquistos y pizarras, afectados por un metamorfismo regional de grado bajo-medio (Fig. 7).

Esta segunda etapa queda incluida en el período inicial de estructuración de las cubetas pérmicas, a su vez, ligado a la reactivación de desgarres tardihercínicos. Por ello, debe ser diferenciada de los posteriores movimientos, netamente distensivos, y ya pertenecientes al Ciclo Alpino, que dan lugar a la apertura del Surco Ibérico y al conjunto de la sedimentación mesozoica en la Cordillera Ibérica.

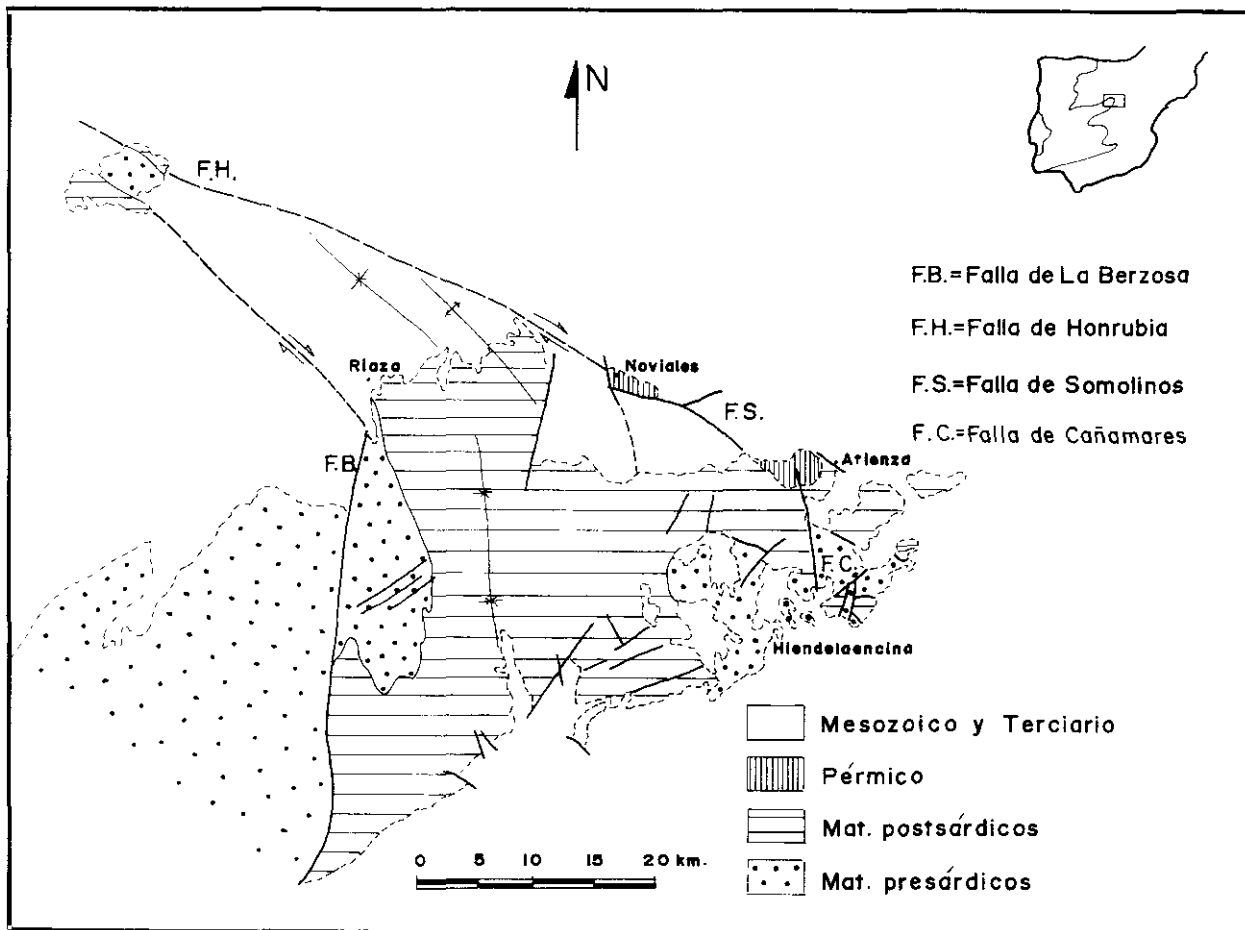


Fig. 7.—Mapa esquemático del dominio oriental del Sistema Central Español (modificado de González Casado *et al.*, 1985).

Fig. 7.—Schematic map of the Eastern area of the Spanish Central System (after González Casado *et al.*, 1985).

BIBLIOGRAFIA

- ARTHAUD, F., & MATTE, Ph. (1975): Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de L'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- ARTHAUD, F., & MATTE, Ph. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1305-1320.
- DE LA CRUZ, B.; MARFIL, R.; DE LA PEÑA, J. A., & ARRIBAS, J. (1987): Procedencia y evolución diagenética de las areniscas permo-triásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín-Boniches-Talayuelas, Provincias de Teruel y Cuenca). *Cuad. Geol. Iber.*, 11: 493-514.
- DICKINSON, W. R., & SUCZEK, C. A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. *A.A.P.G. Bull.*, 63: 2164-2182.
- GONZALEZ CASADO, J. M.; CAPOTE, R., & CASQUET, C. (1985): La terminación de las estructuras tectónicas del dominio oriental del Sistema Central. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 3: 227-234.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981): La estructura del Anticlinorio de 'Ollo de Sapo' en la región de Hiedelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 535-545.
- HERNANDO, S. (1973): El Pérmico de la región Atienza-Somolinos (Prov. de Guadalajara). *Bol. Geol. Min.*, 84: 231-235.
- HERNANDO, S. (1975): Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provs. de Soria, Segovia y Guadalajara). Tesis Doctoral. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 2. Dpto. Estratigrafía. U.C.M.
- HERNANDO, S. (1980): Mapa Geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza. *Cuad. Geol. Iber.*, 6: 21-54.
- HERNANDO, J., & HERNANDO, S. (1976): Estudio de las fracciones pesadas del Pérmico de la región Ayllón-Atienza (Segovia, Soria y Guadalajara). *Est. Geol.*, 32: 77-94.
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J. J.; THUIZAT, R., & MONTIGNY, R. (1980): Age des andesites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne). Étude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Sc. Geol. Bull.*, 33(2): 119-128.
- HURLBUT, C. S., & KLEIN, C. (1982): *Manual of Mineralogy (after James J. Dana)*. John Wiley & Sons, New York. 596 p.
- MADER, D. (1980): Turmalinauthigenese im Unteren Muschelkalk der nördlichen Trierer Bucht (Westeifel). *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, 62: 123-129.
- MADER, D. (1981): Diagenesis of the Buntsandstein (Lower Triassic) in Western Eifel (Germany). *N. Jb. Miner. Abh.*, 142: 1-26.
- MARFIL, R., & BUENDIA, E. (1980): La evolución diagenética de los sedimentos detríticos

- del Pérmico y Triásico del Sondeo de Sigüenza (Guadalajara). *Rev. Inst. Invest. Geol.*, 34: 59-74. Diputación Provincial-Universidad de Barcelona.
- PARFENOFF, A.; POMEROL, C., & TOURENQ, J. (1970): *Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination*. Masson et Cie, Paris. 579 p.
- PEREZ MAZARIO, F. (1987): *Estratigrafía y Sedimentología del Pérmico en el Sector de Cañamares (provincia de Guadalajara)*. Tesis. Licenc. (inédita). Dpto. Estratigrafía. U.C.M. 276 p.
- PEREZ MAZARIO, F. (1989): Estudio sedimentológico de la unidad pérmica superior del borde Noreste del Sistema Central. *XII Congreso Español de Sedimentología. Vol. Comunicaciones*: 39-42.
- PEREZ MAZARIO, F. (1990a): *Estratigrafía del Pérmico del borde Nororiental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Dpto Estratigrafía. U.C.M. Vol. I. 290 p.
- PEREZ MAZARIO, F. (1990b): Estratigrafía de la unidad inferior del Pérmico del sector Atienza-Ujados (borde Noreste del Sistema Central Español. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3: 307-322.
- RAMOS, A. (1979): Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Prov. de Guadalajara). Tesis Doctoral. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 6. Dpto. Estratigrafía. U.C.M.
- SOERS, E. (1972): Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama. *Studia geologica*, 4: 7-94.
- SOPENA, A., & RAMOS, A. (1985): El final del Ciclo Hercínico en el Sistema Central Español. *Rev. R. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 79(4): 617-623.
- SOPENA, A.; LOPEZ, J.; ARCHE, A.; PEREZ ARLUCEA, M.; RAMOS, A.; VIRGILI, C., & HERNANDO, S. (1986): Permian and Triassic Rift- Basins of the Iberian Peninsula. In: Manspeizer (Ed.): *Triassic-Jurassic Rifting and the opening of the Atlantic Ocean*. Elsevier Publishers, Netherlands: 757-786.
- VEGAS, R., & BANDA, E. (1982): Tectonic framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sc.*, 4: 320-343.
- ZUFFA, G. G.; NILSEN, T. H., & WINKLER, G. R. (1980): Rock fragment petrography of the Upper Cretaceous Chugach Terrane, Southern Alaska. *U.S.G.S. Open File Report*, 80-173: 1-28.

Manuscrito recibido: 5 Diciembre 1990

Revisión aceptada: 20 Marzo 1991