

# EVOLUCIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LAS GRANODIORITAS SUBAUTÓCTONAS DEL COMPLEJO ANATÉCTICO DE LA PEÑA NEGRA (SECTOR BATOLITO DE ÁVILA)

M.<sup>a</sup> D. PEREIRA GÓMEZ\*

**RESUMEN.**— En el Complejo Anatéctico de la Peña Negra se encuentran grandes láminas subhorizontales de granodioritas subautóctonas intercaladas concordantemente entre las migmatitas regionales. La edad de las granodioritas y de la migmatización parece ser la misma (aprox. sinfase II). Estas relaciones espacio-temporales hacen suponer que exista una relación genética entre ambos tipos de materiales. Para poder comprobar ésto, se han construido diversas hipótesis genéticas mediante Modelos de Mezcla Anatécticos, en las que se contempla la posible generación de las granodioritas a partir de los materiales migmatíticos del CAPN. Para ello parece necesaria una fuente anatéctica híbrida, que estaría formada por las migmatitas regionales junto con cierta participación ortonéctica; el fenómeno anatéctico dejaría un residuo formado por sillimanita y cuarzo con cantidades variables de cordierita, según sea la composición de migmatita mesocrática involucrada en el proceso.

**ABSTRACT.**— In the Peña Negra Anatectic Complex there are several thick subhorizontal sheets of cordierite-bearing megacrystic granodiorites concordantly interlayered inside of the regional migmatites. The migmatization and the formation of these granodioritic sheets are approximately contemporaneous (syn-phase II). Such a spatial-temporal relationships suggest a possible derivation of granodiorites from migmatites through anatexis. To check this possibility we made a mass-balance study using the Anatexis Mixing Model. We conclude that an hybrid source between a regional migmatites and orthogneiss is needed to generate the granodiorites, leaving a residue made up of sillimanite and quartz with variable amounts of cordierite, depending of the composition of the involved mesocratic migmatite.

**Palabras clave:** Anatexia, Batolito de Ávila, Complejo Anatéctico de la Peña Negra, fusión parcial, migmatitas mesocráticas, granodioritas subautóctonas, granoblastitas sillimaníticas, modelo de balance de masas, España.

**Key words:** Anatexis, Avila Batholith, Peña Negra Anatectic Complex, partial melting, mesocratic migmatites, granodiorites, sillimanitic granoblastites, mass balance modelling, Spain.

\* Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

## INTRODUCCIÓN

Por su abundancia regional, las rocas más importantes del Complejo Anatético de la Peña Negra (CAPN) son unas migmatitas de composición granodioritoide y estructuras schlieren o nebulíticas, a las que se ha denominado migmatitas mesocráticas (PEREIRA, 1989). Entre ellas se intercalan niveles de otros materiales, esencialmente ortoneises, y potentes láminas subhorizontales de granodioritas de megacrístales, de edad hercínica, que aparecen asociadas a unas rocas con textura característica, denominadas granoblastitas sillimaníticas (ibid.). Todos estos litotipos están muy relacionados entre sí: los ortoneises forman unos pequeños niveles, generalmente de forma estratoide, situados dentro de los cuerpos de migmatitas mesocráticas; las granodioritas también aparecen intercaladas dentro de las migmatitas y presentan relaciones transicionales con ellas; por último, las pequeñas bolsadas de granoblastitas sillimaníticas se han visto siempre en la base de las láminas de granodiorita subautóctona (ibid.). Tales relaciones espacio-temporales sugieren que las granodioritas subautóctonas representen un producto anatético, generado a partir de las series migmatíticas durante el metamorfismo hercínico, dejando un residuo, que puede estar representado por las citadas granoblastitas sillimaníticas.

Este trabajo es un estudio de balance de masas en el fenómeno anatético que ha dado lugar a las granodioritas. Si suponemos que un fenómeno anatético puede representarse por la ecuación: *segregado* = *fuentes-residuo* (BEA, 1989) y consideramos que las granodioritas son el *segregado*, se trata de averiguar qué materiales del CAPN pueden representar a los otros dos términos de la ecuación anatética: *fuentes* y *residuo*.

## ENCUADRE GEOLÓGICO Y PETROGRAFÍA

El Complejo Anatético de la Peña Negra está situado al NO de la Sierra de Gredos, habiendo sido descrito recientemente en varias publicaciones (IBARRA, 1988; PEREIRA, 1989; BEA, 1989; BEA y PEREIRA, 1990), que constituyen la base geológica y petrológica a partir de la cual se ha desarrollado el presente trabajo. Para evitar reiteraciones, aquí únicamente se hará una breve reseña de las principales características del CAPN, así como de los materiales implicados en el proceso anatético que se pretende modelar.

El CAPN tiene una geometría subhorizontal, como consecuencia de la fase II de la deformación hercínica, y está limitado por diversos cuerpos graníticos que aparecen desde meramente concordantes, hasta intrusivos. El metamorfismo del CAPN es de grado medio-alto, y corresponde a un tipo bórico de baja pre-

sión, con paragénesis minerales del tipo: *biotita* + *cordierita* + *sillimanita* ± *andalucita*. La migmatización comienza durante la fase I y continua ininterrumpidamente hasta el final de la fase III, con un paroxismo metamórfico situado entre las fases II y III.

La «roca regional» del CAPN son unas migmatitas diatexíticas de composición granodioritoide, llamadas migmatitas mesocráticas (PEREIRA, 1989). Las migmatitas mesocráticas forman una potente serie de más de 1.000 m en corte vertical en la que se incluye el resto de los materiales: ortoneises, diversos tipos de migmatitas y, sobre todo, las láminas de granodioritas subhorizontales. Las relaciones con la deformación muestran que la migmatización y las láminas granodioríticas son aproximadamente contemporáneas, sin- o tardi-fase II (*ibid.*).

## Petrografía

a) *Migmatitas Mesocráticas*. Son migmatitas diatexíticas, con estructuras nebulíticas o schlieren. El leucosome tiene textura hipidiomórfica, con un aspecto inequívocamente plutónico. Está compuesto por cuarzo, plagioclasa ( $An_{33-18}$  en el núcleo y  $An_{18-12}$  en los bordes), cordierita, biotita, algo de feldespato potásico y algo de sillimanita, con apatito, ilmenita, circón, turmalina y pirita como minerales accesorios. El melanosome aparece como enclaves o schlierens, en diversos estados de disgregación, dentro del leucosome. Está compuesto por una alternancia de bandas granoblásticas (cuarzo, cordierita, plagioclasa y feldespato K) y esquistosas (sillimanita, biotita e ilmenita).

Las migmatitas mesocráticas presentan tres tipos de estructuras: (1) schlieren, (2) nebulíticas heterogéneas y (3) nebulíticas homogéneas. Las granodioritas subautóctonas aparecen siempre encajadas en las migmatitas mesocráticas; entre ambos tipos de roca existe un tránsito gradual: las migmatitas desarrollan facies transicionales caracterizadas por la aparición de megacrystales de feldespato alcalino, relaciones intrusivas a pequeña escala y mayor abundancia de enclaves restícticos. Teniendo en cuenta estas características, parece conveniente agrupar a las migmatitas mesocráticas en tres facies distintas: (1) Facies schlieren; (2) Facies nebulíticas y (3) Facies transicionales. La composición química de las tres facies es similar en términos generales (PEREIRA, *op. cit.*: BEA y PEREIRA, *op. cit.*); no obstante, existen algunas diferencias que justifican el que sean tratadas de manera diferenciada en los modelos de mezcla.

b) *Granodioritas subautóctonas*. Se trata de rocas granudas de grano medio a grueso, invariablemente con megacrystales de feldespato potásico, a veces muy abundantes, en las que destaca la presencia de cordierita prismática ( $\varnothing$  máx  $\approx$  1-3 cm), generalmente pinnitizada. La fábrica es de tipo planar subhorizontal, y se

encuentra concordante tanto con la fábrica de las migmatitas encajantes, como con la disposición general estratoide de los cuerpos granodioríticos. La textura de las granodioritas subautóctonas es de tipo hipautomórfico inequigranular, con abundantes megacristales de feldespato alcalino; generalmente se reconoce un cierto grado de tectonización, causado por las cizallas subhorizontales. Están compuestas por plagioclasa ( $An_{29-30}$  en los núcleos,  $An_{26-27}$  en las coronas), cuarzo, biotita en cristales xenomórficos ( $\varnothing \approx 1-3$  mm, a = pajizo claro, b = marrón rojizo intenso), casi siempre agrupados en grumos y bandas, a los que también se asocian la mayor parte de los minerales accesorios; feldespato potásico, cordierita, que aparece como grandes cristales automórficos, generalmente pinnitizados, aunque a veces conservan un núcleo bastante fresco. Como minerales accesorios destacan el apatito, circón, fibrolita e ilmenita.

c) *El Ortoneis de la Almohalla*. Se trata de un neis glandular, de grano grueso, fuertemente afectado por la deformación hercínica. Las glándulas están compuestas por plagioclasa ( $An_{37}$  en el núcleo,  $An_{33}$  en los bordes), cuarzo, feldespato potásico y biotita. Las texturas son granoblásticas, a menudo con pequeñas bolsadas de micropegmatita, en las que se desarrollan puntos triples. Las bandas de micas forman arcos poligonales, y están compuestas por biotita aluminosa más minerales accesorios, como circón, apatito y granos dispersos de ilmenita. Los cristales de biotita están frecuentemente rodeados por un agregado de grano fino de hercinita, ilmenita y feldespato potásico (invariablemente sericitizado), indicando una posible desestabilización de la biotita.

d) *Las granoblastitas sillimaníticas*. Estas rocas afloran como pequeños cuerpos ( $\varnothing \approx 5-20$  m) de geometría irregular, dispersos en las migmatitas mesocráticas, pero concentrándose especialmente en las zonas situadas por debajo de las láminas de granodioritas subautóctonas. Las granoblastitas sillimaníticas tienen texturas granoblásticas dominadas por la abundancia de cristales de sillimanita, que forma entre el 30 vol. % y el 60 vol. % de la roca, y cuarzo. En algunos ejemplares también aparece cordierita como mineral esencial, pero en otros falta por completo. La biotita es un mineral comparativamente raro. Como minerales accesorios, destaca la presencia de importantes cantidades de opacos (ilmenita y pirita) junto con pequeñas cantidades de apatito y circón.

## MODELOS DE MEZCLA ANATÉCTICOS

### Introducción

La formulación numérica del balance de masas en la anatexia se ha realizado mediante diferentes aproximaciones, que incluyen desde el método de mínimos cuadrados (ej: OLSEN, ops. cit.), hasta algún tipo de programación lineal (MAC RAE y NESBITT, 1980) o soluciones algebraico-geométricas más o menos complicadas (ej.: MYERS et al., 1987). Recientemente BEA (1989) ha desarrollado un método de análisis numérico del balance de masas en la anatexia (AMM) basado en un modelo de mezcla (véase LE MAITRE, 1982), que ya ha sido aplicado con resultados satisfactorios al estudio de la migmatización y anatexia en el CAPN. Puesto que el AMM es una técnica nueva, basada en una aproximación numérica con la que no suelen estar familiarizados los petrólogos, a continuación se describen los aspectos esenciales de sus fundamentos y metodología (basado en BEA, *op. cit.*)

### Formulación de la ecuación anatética

La segregación de fundido durante la anatexia puede aproximarse mediante un modelo de mezcla simple no restrictivo cuya formulación es la siguiente:

$$B = a_0 A_0 - \sum_{i=1}^n (a_i A_i); [1]$$

donde B,  $A_0$ , and  $A_{1-n}$ , son los vectores que representan las composiciones de: (1) el segregado, (2) la fuente y (3) de los minerales de la fuente. Los componentes de dichos vectores son los óxidos mayores. Los coeficientes  $a_i$  indican la cantidad de cada uno de los minerales que habría que substraer (o añadir) de una cantidad  $a_0$  del material fuente para obtener una composición idéntica a la del segregado. Si el sistema es cerrado para los componentes considerados, los signos de todos los coeficientes  $a_i$  son positivos. La aparición de alguna fase  $A_i$  con signo negativo sugiere la incorporación al segregado de sustancias procedentes de fuentes ajenas al sistema anatético definido por  $a_0 A_0$ .

El cálculo del modelo se realiza por el método de mínimos cuadrados para minimizar un residual multivariado  $S^2$ :

$$S^2 = \sum_{\substack{K_2O \\ SiO_2}} (S_j)^2; [2]$$

donde  $S_j = B_j - E_j$ ; siendo  $E_j$  los componentes del vector estima  $E$ :

$$E = a_0 A_0 - \sum_{i=1}^n (a_i A_i).$$

La búsqueda de una hipótesis que satisfaga el modelo se hace mediante ensayo y error, planteando combinaciones sucesivas de minerales  $A_i$ . La magnitud y el signo de los residuales parciales  $S_j$  producidos por cada hipótesis sirven de guía para escoger la siguiente combinación a testificar. El proceso se continúa hasta encontrar una hipótesis que produzca  $S_j \leq Th_j$ , para  $j = \text{SiO}_2 \dots \text{K}_2\text{O}$  (ver apartado siguiente). No hacer intervenir en [1] un mineral de la fuente no significa que no participe en el proceso, sino que se incorpora por completo al segregado.

#### *Estima de la bondad del ajuste*

De acuerdo con LE MAITRE (op. cit., p. 104) la bondad de ajuste del modelo de mezcla formulado en [1] puede testificarse mediante la estimación de la distancia más corta entre el punto representativo del segregado y el hiperplano definido por los vectores  $A_i$ , teniendo en cuenta que las composiciones utilizadas están sujetas a errores en la determinación experimental. Este autor, usando la teoría de propagación de errores, deriva una ecuación (eq. 6.45, p. 105) a partir de la cual puede calcularse el valor máximo permisible del error experimental para aceptar la hipótesis nula —que la distancia más corta sea cero— con un nivel de confianza predeterminado. Adaptando dicha ecuación a este caso, se obtiene:

$$\text{var } S^2 = 4 f^2 \sum_{j=\text{SiO}_2}^{\text{K}_2\text{O}} S_j^2 \left[ (1 + B_j)^2 + \sum_{i=0}^n (a_i)^2 (1 + A_{ij})^2 \right]; [3]$$

donde  $B_j$  y  $A_{ij}$  representan los componentes  $j$ ésimos de los vectores  $B$  y  $A_i$  respectivamente, y  $f$  es error máximo permisible.

El error experimental varía de un componente a otro, y el refinado del modelo de mezcla para la anatexia debe hacerse a partir de los residuales parciales  $S_j$ . Por tanto, BEA (op. cit.) calcula un umbral  $Th_j$  para cada componente, que marcará el valor absoluto máximo de  $S_j$ . Para un nivel de confianza del 95%,  $Th_j$  se obtiene por reajuste de la ecuación [3] de la siguiente manera (*ibid*):

$$Th_j = f B_j; [4]$$

siendo

$$f = \sqrt{\frac{0.065}{\left[ (1+B_j)^2 + \sum_{i=0}^n (a_i)^2 (1+A_{ij})^2 \right]}}; [5]$$

*Grado de fusión parcial en el modelo de mezcla anatético*

El grado de fusión parcial que satisface el modelo de mezcla es:

$$FMM = \frac{1}{a_0}; [6]$$

donde  $a_0$  es el coeficiente del vector fuente  $A_0$ .

*Índices de fraccionación mineral*

Los coeficientes  $a_i$  indican la cantidad de mineral  $i$  que habría que eliminar del material inicial para obtener una composición idéntica a la del segregado. Los valores numéricos de  $a_i$  no son directamente interpretables, porque su significado depende del coeficiente y de la composición modal del material fuente. La transformación de los coeficientes  $a_i$  a un parámetro directamente inteligible se lleva a cabo mediante los índices de fraccionación mineral (MFI):

$$MFI_i = \frac{(a_0 X_i - a_i)}{X_i}; [7]$$

donde  $a_0$  y  $a_i$  son los coeficientes del material fuente y de la fase  $i$  respectivamente, y  $X_i$  representa la fracción modal de la fase  $i$  en el material inicial.

Los valores numéricos del índice de fraccionación mineral tienen el siguiente significado:

MFI < 0: Fase residual originada, al menos en parte, como producto de fusión incongruente.

MFI = 0 Permanencia total de la fase en el residuo.

0 > MFI < 1: Permanencia preferente de la fase en el residuo.

MFI = 1: Idéntica fracción modal de la fase en fundido y fuente.

$a_0 > MFI > 1$ : Incorporación preferencial de la fase al fundido.

MFI =  $a_0$ : Incorporación total al fundido.

MFI >  $a_0$ : Aporte externo al sistema anatético  $a_0 A_0$ .

### *Índice de diferenciación de la plagioclasa*

Las bien conocidas relaciones de fase en el sistema albita-anortita (ej.: BOWEN, 1913; etc...) hacen aconsejable introducir el vector composicional PL descompuesto en sus componentes Ab y An. El índice de diferenciación de la plagioclasa adquiere la expresión:

$$PDI = \frac{MFI_{albita}}{MFI_{anortita}}; [8]$$

### *Cálculo de las proporciones modales en la fuente*

La composición modal del material inicial debe calcularse mediante el siguiente modelo de mezcla:

$$A_0 = \sum_{i=1}^n X_i^s A_i; [9]$$

donde  $A_0$ ,  $A_i$ , y  $X_i^s$  representan la composición de la fuente, y la composición de la fracción modal de la fase  $i$  en la fuente respectivamente. La aparición de signos negativos, o bien, que  $[S_j] < Th_j$  para algún componente, significa que hay algún error serio, sea en postulados de partida o en los datos composicionales, capaz de invalidar todo el desarrollo posterior.

### *Cálculo de las proporciones modales en el residuo*

La composición modal del residuo originado por la fusión parcial se calcula aplicando:

$$X_k^r = a_k / \left( \sum_{i=1}^n a_i \right); [10]$$



donde  $X^{r,k}$  es la fracción modal de la fase  $k$  en el residuo, y  $a_i$  los coeficientes de los minerales  $A_{1-n}$ .

### Aplicación del AMM a las granodioritas subautóctonas

Para resolver la ecuación anatética:

$$\text{Granodioritas} = \text{Fuente} - \text{Residuo}$$

es necesario definir qué materiales pueden constituir la fuente y cuales el residuo.

Como posibles fuentes anatéticas se han considerado las siguientes:

- (1) Las migmatitas mesocráticas de facies schlieren;
- (2) Las migmatitas mesocráticas de facies nebulítica;
- (3) Fuente híbrida entre facies schlieren y ortoneises;
- (4) Fuente híbrida entre facies nebulíticas y ortoneises.

No se considera una fuente formada sólo por ortoneises, ya que su volumen parece a todas luces insuficiente como para generar las granodioritas. Las facies transicionales, precisamente por su carácter transicional, también han sido desestimadas como posible protolito.

Como composición de los minerales del residuo se han utilizado las determinadas por microsonda electrónica a partir de las migmatitas mesocráticas, ya que, al ser minerales «near-liquidus» deben de tener una composición relativamente invariante frente a la segregación anatética.

Por tanto, los vectores composicionales (posibles fuentes + minerales de la fuente) que se han hecho participar en los modelos de mezcla son los siguientes (ver Tabla 1):

- *Composición de roca total de fuentes y segregado:* Los valores medios obtenidos por BEA y PEREIRA (1990) a partir de análisis de muestras representativas mediante espectrometría ICP.
- *Composición de minerales del residuo:* Valores promediados en láminas representativas de las facies migmatíticas. Han sido obtenidos por este autor mediante microsonda electrónica (PEREIRA, en prep.).

*Tipo de fuente: Facies schlieren*

En la Tabla 2 se exponen los resultados de las diversas hipótesis anatéticas consideradas, que sólo difieren entre sí por la composición del residuo:

TABLA 1. Vectores composicionales que participan en los modelos de mezcla. GD, ALM, SC, NE y TR son las composiciones medias de las granodioritas subhorizontales, ortoneises de la Almohalla, facies schlieren, nebulíticas y transicionales respectivamente (BEA y PEREIRA, *op. cit.*). Las cifras entre paréntesis indican el número de análisis individuales promediados. Todos los análisis de minerales se han obtenido por microsonda electrónica; aquellos en que no figura la cifra de análisis son composiciones teóricas calculadas a partir de la fórmula estequiométrica. La pirita (PIR), al no influir S en el modelo de mezcla, se considera formada por sólo por Fe, expresado como FeO para facilitar el cálculo numérico.

	GD (16)	ALM (12)	SC (13)	NE (15)	TR (11)	BIO(21)	COR(17)	Q	ILM (3)	SIL(9)	AB	AN	ORT	AP(4)	PIR
SiO <sub>2</sub>	66.21	67.87	67.38	66.78	67.57	34.80	47.51	100.00	0.00	36.98	68.73	43.19	64.76	0.00	
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.47	0.70	0.71	0.700	3.47	0.00		52.13	0.00				0.00	
Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	15.87	116.81	16.09	6.25	16.17	18.96	33.11		0.00	62.19	19.44	36.64	18.32	0.00	
FeO	4.53	2.67	4.52	5.09	0.78	21.46	10.04		46.87	0.11				0.17	100.00
MgO	1.69	0.55	1.81	2.01	1.57	7.35	6.64		0.00	0.00				0.05	
MnO	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.08	0.28		0.00	0.00				0.04	
CaO	2.06	3.05	1.38	1.31	1.51	0.00	0.01		0.00	0.05		20.15		55.84	
Na <sub>2</sub> O	2.94	3.76	2.65	2.35	2.67	0.14	0.34		0.00	0.00	11.82			0.00	
K <sub>2</sub> O	3.89	3.53	3.57	3.52	3.88	9.67	0.02		0.00	0.00			16.92	0.00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.20	0.21	0.20	0.21	0.00	0.00		0.00	0.00				42.38	

TABLA 2. Modelos de Mezcla Anatéticos para generar las granodioritas subau-tótonas a partir de las migmatitas mesocráticas de facies schlieren.

$a_i$	hip. 1	hip. 2	hip. 3	hip. 4	hip. 5	hip. 6	hip. 7	hip. 8	
SC	0.985	1.130	1.136	1.179	1.192	1.138	1.130	0.758	
Cord	0.002	0.068	0.059	0.034	0.028	0.036	0.037	0.001	
Q		0.067	0.073	0.099	0.106	0.076	0.074	-0.042	
Sil			0.007	0.025	0.028	0.014	0.024	0.016	
Biot				0.023	0.036	0.017	0.015	-0.044	
Ilm					0.003	-0.003	-0.002	-0.004	
Ap						-0.006	-0.001	-0.003	
Ab							0.005	-0.078	
An							-0.021	-0.041	
Ort								-0.045	
$S^2$	0.809	0.307	0.283	0.249	0.220	0.065	0.000	0.000	
<b>ESTIMAS</b>									<b>BLANCO</b>
SiO <sub>2</sub>	66.285	66.210	66.210	66.210	66.210	66.210	66.210	66.210	66.210
TiO <sub>2</sub>	.690	.791	.795	.744	.891	.872	.870	.870	0.878
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.780	15.922	15.870	15.870	15.870	15.870	15.870	15.870	15.873
FeO	4.431	4.422	4.543	4.490	4.507	4.527	4.530	4.530	4.535
MgO	1.769	1.592	1.665	1.740	1.713	1.690	1.689	1.690	1.690
MnO	.058	.049	.052	.059	.062	.058	.057	.050	0.052
CaO	1.360	1.558	1.567	1.626	1.644	1.910	2.060	2.060	2.056
Na <sub>2</sub> O	2.610	2.971	2.991	3.110	3.146	3.000	2.940	2.940	2.934
K <sub>2</sub> O	3.518	4.032	4.055	3.983	3.913	3.894	3.890	3.890	3.890
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.207	.237	.239	.248	.250	.498	.300	.300	0.302
<b>RESIDUALES PARCIALES</b>									
SiO <sub>2</sub>	-.075	0.000	.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
TiO <sub>2</sub>	.180	.079	.126	-.021	-.002	0.000	0.000	.075	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.090	-.052	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
FeO	.099	.108	.040	.023	.003	0.000	0.000	-.013	
MgO	-.079	.098	-.050	-.023	0.000	.001	0.000	.025	
MnO	-.008	.001	-.009	-.012	-.008	-.007	0.000	-.002	
CaO	.700	.502	.434	.416	.150	0.000	0.000	.493	
Na <sub>2</sub> O	.330	-.031	-.170	-.206	-.060	0.000	0.000	-.051	
K <sub>2</sub> O	.372	-.142	-.093	-.023	-.004	0.000	0.000	-.165	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.093	.063	.052	.050	-.198	0.000	0.000	.061	

- Como hipótesis inicial se considera la formación de un residuo constituido sólo por *cordierita*; el ajuste de balance de masas es muy malo, obteniéndose un residual demasiado alto ( $S^2 = 0.809$ ) que impide aceptar dicho modelo.

- En la segunda hipótesis considerada, el residuo está constituido por *cordierita* + *cuarzo*; se obtiene un residual más pequeño ( $S^2 = 0.307$ ) que en el caso anterior, aunque el ajuste sigue siendo muy pobre.

- En la tercera hipótesis, el residuo está formado por *cordierita* + *cuarzo* + *sillimanita*; el valor del residual que se obtiene no difiere apenas del anterior ( $S^2 = 0.283$ ), por lo que tampoco se considera válida.

- La hipótesis 4 ( $S^2 = 0.249$ ), en la que participan en el residuo *Cord* + *Q* + *Sill* + *Biot*, tampoco se aparta demasiado del valor obtenido anteriormente.

- La hipótesis 5 ( $S^2 = 0.220$ ), elaborada para que el residuo esté formado por *Cord* + *Q* + *Sill* + *Biot* + *Illm* produce un resultado similar.

La hipótesis 6, cuyo residuo está formado por *Cord* + *Q* + *Sill* + *Biot* + *Illm* + *Ap* da un residual bastante más bajo ( $S^2 = 0.065$ ), con lo que ya podría ser aceptable. Sin embargo, si se observan los coeficientes de los minerales (véase Tabla 2), puede apreciarse que tanto la ilmenita como el apatito aparecen con signo negativo; esto quiere decir que, para dar lugar a la granodiorita, debería de partirse de una roca como las migmatitas de facies schlieren, dejando un residuo de cordierita, cuarzo, sillimanita y biotita, pero habría que aportar a la roca fuente ilmenita y apatito mediante algún tipo de proceso metasomático, lo que carece de sentido petrológico. Por tanto, esta hipótesis también queda desechada.

- La hipótesis 7 da un residual igual a cero. Pero desde el punto de vista petrológico es totalmente inaceptable, puesto que separa los componentes de la plagioclasa con un comportamiento residual para la albita pero móvil para la anortita, lo que contradice todo lo conocido acerca de las relaciones de fase en el sistema Ab-An (BOWEN, 1913).

- El residuo de la hipótesis 8, está formado simultáneamente por todos los minerales de la fuente, dando un valor de cero. Esta hipótesis también carece de sentido petrológico, ya que el coeficiente de la fuente es menor que uno, lo que produce una tasa de fusión parcial superior al 100% ( $F^{MM} > 1$ ).

Por tanto, puede concluirse, que partiendo de las migmatitas de facies schlieren como fuente exclusiva en la formación de las granodioritas, no se obtiene una hipótesis aceptable en términos de balance de masa que tenga significado geológico.

#### *Tipo de fuente: facies nebulítica*

Del mismo modo que en el caso anterior, se construye un modelo de mezcla tomando a la facies nebulítica como material fuente. Los resultados obtenidos se encuentran en la Tabla 3.

- La primera hipótesis trabajada supone un residuo constituido sólo por *cordierita*. No es capaz de ajustar el balance de masas ( $S^2 = 1.261$ ).
- El residuo de la hipótesis 2 está constituido por *cordierita* + *cuarzo*; se obtiene un residual bastante más pequeño ( $S^2 = 0.585$ ), aunque todavía inadecuado.
- En la hipótesis 3, el residuo está formado por *cordierita* + *cuarzo* + *sillimanita*. No se observa una mejora notable frente a la hipótesis anterior ( $S^2 = 0.445$ ), por lo que tampoco la consideramos válida.
- Lo mismo ocurre con la hipótesis 4 ( $S^2 = 0.166$ ), en la que participan en el residuo *Cord* + *Q* + *Sill* + *Biot*, y con la hipótesis 5 ( $S^2 = 0.128$ ), en la que el residuo está formado por *Cord* + *Q* + *Sill* + *Biot* + *Ilm*. Además, en esta hipótesis la ilmenita entra a formar parte del residuo con signo negativo, es decir, que mediante algún tipo de proceso metasomático, la ilmenita tendría que incorporarse a la fuente para poderse generar la granodiorita. Esto es poco probable.
- La hipótesis 6, cuyo residuo está formado por: *Cord* + *Q* + *Sill* + *Biot* + *Ilm* + *Ap* produce un balance de masas aceptable ( $S^2 = 0.045$ ). Sin embargo, si se observan los coeficientes de los minerales (Tabla 3), vemos que tanto la ilmenita como el apatito aparecen con signo negativo, tal como ocurría en el caso anterior.
- La hipótesis 7 muestra un residual de cero, pero desde el punto de vista petrológico es totalmente inaceptable por el diferente comportamiento que presentan los componentes de la plagioclasa Ab-An (BOWEN, *op. cit.*).
- En la hipótesis 8, el residuo está formado por todos los minerales fuente simultáneamente, dando un valor de cero. Esta hipótesis no puede tenerse en cuenta, porque como en el caso anterior,  $F^{MM} > 1$ .

Por consiguiente, y al igual que en el caso anterior, se concluye que no es posible generar las granodioritas subautóctonas mediante un proceso anatético sobre una fuente de composición idéntica a la de las migmatitas nebulíticas.

#### *Modelado a partir de una fuente híbrida migmatitas mesocráticas-ortoneises de la Almohalla*

Puesto que no se ha podido obtener una hipótesis válida que explicara la génesis de las granodioritas a partir exclusivamente de las migmatitas mesocráticas, se va a formular otro tipo de modelo de mezcla, en el que se considere que las granodioritas puedan derivarse a partir de una fuente híbrida, de la que formen parte de las migmatitas mesocráticas y un ortoneis similar al de la Almohalla. Este tipo de hipótesis no se realiza de una forma meramente elucubrativa, sino que tiene su razón de ser: en todas las series del CAPN se ha visto que aparecen algunos lechos de ortoneises intercalados entre las migmatitas, de los que el mejor



ejemplo lo constituyen los neises de la Almohalla (BEA *et al.*, *op. cit.*). Por todo ello, no es difícil suponer que, si se ha producido una fusión de las migmatitas, también se hayan fundido con ellas los ortoneises que estaban intercalados.

*Tipo de fuente: facies schlieren-ortoneises*

En dicho caso la ecuación anatética es la siguiente:

$$GD = (a_0 SC + a_1 ALM) - \sum_{i=2}^n (a_i A_i) ; [3]$$

donde GD, SC, ALM, y  $A_{2-n}$ , son los vectores que representan las composiciones de: (1) la granodiorita (el segregado), (2) las migmatitas schlieren más el ortoneis (la fuente), y (3) los minerales de la fuente. Los resultados de los modelos de mezcla están expuestos en la Tabla 4:

- La hipótesis 1 considera como fuente primaria una mezcla de migmatitas con el ortoneis de la Almohalla y la existencia de fusión total, sin residuo. El residual obtenido ( $S^2 = 0.592$ ) es muy elevado, e indica que de esta manera no puede ajustarse el balance de masas.
- La hipótesis 2 contempla un residuo compuesto exclusivamente por *sillimanita*, lo que no mejora los resultados ( $S^2 = 0.583$ ).
- En la tercera hipótesis, el residuo está formado por una mezcla de *sillimanita* + *cuarzo*, obteniéndose un residual ( $S^2 = 0.104$ ) muy bajo. La composición teórica producida es muy parecida a la de las granodioritas, por lo que esta hipótesis puede ser considerada, en principio, como aceptable.
- La hipótesis 4, supone un residuo formado por *sillimanita* + *cuarzo* + *ilmenita*. El residual obtenido ( $S^2 = 0.074$ ) mejora al de la hipótesis anterior. Pero el que participe la ilmenita con símbolo negativo, supone que habría que añadir ilmenita al sistema para generar las granodioritas, lo que carece de sentido petrológico, tal como ya se ha indicado.
- En las hipótesis 5, 6, 7 y 8 ocurre exactamente igual que en la anterior, sólo que los minerales que aparecen con signos negativos y por tanto serían fases a añadir a la roca original, son: *biotita*, *cordierita*, *anortita*, *ortosa* y *ortosa* + *apatito* respectivamente.

Por todo ello, se considera que la hipótesis que mejor puede explicar la génesis de las granodioritas a partir de una fuente híbrida migmatitas schlieren-ortoneises es la tercera, en la que el residuo de fusión está formado por *sillimanita* + *cuarzo*.

TABLA 4. Modelos de Mezcla Anatéticos para generar las granodioritas subau-tóctonas a partir de una fuente híbrida: migmatitas mesocráticas de facies schlieren-ortoneis Almohalla.

$a_i$	hip. 1	hip. 2	hip. 3	hip. 4	hip. 5	hip. 6	hip. 7	hip. 8	
SC	0.831	0.825	0.865	0.825	0.576	0.841	0.864	0.898	
Almh	0.152	0.158	0.225	0.250	0.392	0.241	0.224	0.171	
Sil		0.002	0.029	0.026	0.013	0.031	0.029	0.025	
Q			0.062	0.054	0.003	0.060	0.062	0.053	
Ilm				-0.003					
Biot					-0.044				
Cord						-0.007			
Ort							-0.001	-0.005	
Ap								-0.004	
$s^2$	0.592	0.583	0.104	0.074	0.053	0.102	0.103	0.048	
ESTIMAS									BLANCO
SiO <sub>2</sub>	66.266	66.287	66.210	66.210	66.210	66.210	66.210	66.210	66.210
TiO <sub>2</sub>	.653	.652	.711	.858	.741	.702	.710	.709	0.878
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.915	15.825	15.870	15.870	15.870	15.870	15.870	15.870	15.873
FeO	4.160	4.153	4.505	4.543	4.597	4.514	4.501	4.513	4.535
MgO	1.587	1.581	1.689	1.632	1.583	1.702	1.687	1.719	1.690
MnO	.056	.056	.061	.061	.054	.062	.061	.061	0.052
CaO	1.609	1.622	1.878	1.901	1.990	1.895	1.875	1.987	2.056
Na <sub>2</sub> O	2.771	2.782	3.137	3.129	3.007	3.139	3.134	3.022	2.934
K <sub>2</sub> O	3.501	3.505	3.881	3.831	3.868	3.856	3.890	3.890	3.890
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.205	.205	.227	.223	.199	.225	.226	.396	0.302
RESIDUALES PARCIALES									
	.056								
SiO <sub>2</sub>	<del>-10309</del>	-0.77	.000	.000	.000	0.000	0.000	0.000	
TiO <sub>2</sub>	<del>22771</del>	.218	.159	.012	.129	.168	.160	.161	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<del>30351</del>	.045	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
FeO	<del>3205</del>	.377	.025	-0.013	-0.067	.016	.029	.017	
MgO	.103	.109	.001	.058	.107	-0.012	.003	-0.029	
MnO	-0.006	-0.006	-0.011	-0.011	-0.004	-0.012	-0.011	-0.011	
CaO	.451	.438	.182	.159	.070	.165	.185	.073	
Na <sub>2</sub> O	.169	.158	-0.197	-0.189	-0.067	-0.199	-0.194	-0.082	
K <sub>2</sub> O	.389	.385	.009	.059	.022	.034	0.000	0.000	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.095	.095	.073	.077	.101	.075	.074	-0.096	



*Tipo de fuente: facies nebulíticas-ortoneises*

De igual modo que con las migmatitas schlieren, se han estudiado un conjunto de hipótesis anatéticas partiendo de una fuente híbrida entre las facies nebulíticas y los ortoneises. La ecuación anatética es:

$$GD = (a_0 NE + a_1 ALM) - \sum_{i=2}^n (a_i A_i); [3]$$

donde GD, NE, ALM y  $A_{2-n}$ , son los vectores que representan las composiciones de: (1) la granodiorita (el segregado), (2) las migmatitas nebulíticas más el ortoneis (la fuente), y (3) los minerales de la fuente. Los resultados de los modelos de mezcla están expuestos en la Tabla 5.

- La hipótesis 1 supone una fusión total, sin formarse residuo. El residual que se obtiene es muy elevado ( $S^2 = 0.518$ ).

- La hipótesis 2 considera la formación de un residuo formado sólo por *sillimanita*, lo que hace que el residual, aunque aún inaceptable, baje considerablemente ( $S^2 = 0.383$ ).

- La hipótesis 3 juega con un residuo de *sillimanita* + *cuarzo*; obteniendo un valor tolerable del residual ( $S^2 = 0.072$ ).

- El residuo de la hipótesis 4 está formado por *sillimanita* + *cuarzo* + *cordierita*, y el residual que se obtiene es de  $S^2 = 0.059$ . Es más bajo aún que el obtenido anteriormente y ajusta con precisión el balance de masas.

- La hipótesis quinta, sexta y séptima añaden al residuo considerado en la hipótesis anterior *biotita*, *ilmenita* y *apatito* respectivamente, bajando con ello un poco el valor de los respectivos residuales. Pero la aparición de coeficientes minerales con signo negativo resta significado petrológico a las hipótesis.

Así pues, parece que el modelo anatético que mejor explica la formación de granodioritas a partir de una fuente híbrida migmatitas nebulíticas-ortoneises es la cuarta, que contempla un residuo formado por *sillimanita* + *cuarzo* + *cordierita*.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Utilizando como fuente anatética una formada exclusivamente por cualquiera de las facies migmatíticas no es posible formular hipótesis de balance de masas que tengan sentido petrológico y sean capaces de explicar la generación de las gra-

TABLA 5. Modelos de Mezcla Anatéticos para generar las granodioritas subau-tóctonas a partir de una fuente híbrida: migmatitas mesocráticas de facies nebulítica-ortoneis de la Almohalla.

a <sub>i</sub>	hip. 1	hip. 2	hip. 3	hip. 4	hip. 5	hip. 6	hip. 7	
NE	0.708	0.701	0.719	0.787	0.737	0.761	0.837	
Almh	0.279	0.290	0.357	0.312	0.339	0.328	0.264	
Sil		0.007	0.029	0.022	0.019	0.020	0.016	
Q			0.052	0.056	0.045	0.051	0.053	
Cord				-0.024	0.023	0.022	0.037	
Biot					-0.008			
Ilm						-0.002		
Ap							-0.002	
S <sup>2</sup>	0.518	0.383	0.072	0.059	0.058	0.048	0.040	
ESTIMAS								BLANCO
SiO <sub>2</sub>	66.188	66.273	66.210	66.210	66.210	66.210	66.210	66.210
TiO <sub>2</sub>	.634	.634	.679	.795	.711	.706	.719	0.878
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.188	15.833	15.870	15.870	15.870	15.870	15.870	15.873
FeO	4.348	4.344	4.611	4.613	4.603	4.593	4.599	4.535
MgO	1.576	1.569	1.642	1.561	1.577	1.592	1.586	1.690
MnO	.047	.047	.050	.046	.045	.045	.042	0.052
CaO	1.777	1.804	2.031	1.997	1.997	1.982	2.041	2.056
Na <sub>2</sub> O	2.711	2.740	3.034	3.015	2.999	3.015	2.949	2.934
K <sub>2</sub> O	3.476	3.493	3.793	3.837	3.870	3.872	3.880	3.890
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.197	.198	.215	.218	.215	.220	.326	0.302
RESIDUALES PARCIALES								
	.056							
SiO <sub>2</sub>	<del>1029</del>	-0.63	.000	.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TiO <sub>2</sub>	<del>2261</del>	.236	.191	.164	.159	.075	.151	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<del>3381</del>	.037	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
FeO	<del>1205</del>	.186	-.081	-.063	-.073	-.083	-.069	
MgO	.114	.121	.048	.098	.113	.129	.104	
MnO	.003	.003	0.000	.005	.005	.004	.008	
CaO	.283	.256	.029	.078	.063	.063	.019	
Na <sub>2</sub> O	.229	.200	-.094	-.075	-.059	-.075	-.009	
K <sub>2</sub> O	.414	.397	.097	.018	.020	.053	.010	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.103	.102	.085	.080	.085	.082	-.026	

nodioritas subautóctonas. Sin embargo, si se parte de una fuente anatética híbrida, en la que además de las migmatitas mesocráticas hubiese alguna participación de ortoneises, sí se obtienen resultados coherentes, tanto si las migmatitas mesocráticas son de tipo schlieren como si son de facies nebulíticas. En ambos casos, el residuo está formado esencialmente por sillimanita y cuarzo; pero cuando el material de partida es más rico en Fe y Mg (caso de las migmatitas nebulíticas), en el residuo aparecen cantidades apreciables de cordierita.

Para ver si estas hipótesis geomatemáticas tienen valor petrológico, es requisito imprescindible comprobar si hay algún material que pueda representar el residuo producido. A estos efectos cabe recordar la existencia de las granoblastitas sillimaníticas comentadas en la introducción, y cuya paragénesis esencial es: *Cuarzo + Sillimanita ± Cordierita*. La composición mineralógica de estas rocas, así como su aparición en el campo en forma de bolsadas irregulares, especialmente abundantes en las zonas basales de las láminas de granodiorita, sugieren que podría tratarse del material restítico predicho por el AMM.

La necesidad de una fuente híbrida, así como la disposición laminar concordante de las granodioritas subautóctonas y el que sean prácticamente simultáneas con la migmatización regional (BEA y PEREIRA, *op. cit.*) sugiere que se trata del mismo fenómeno anatético, pero actuando sobre niveles litológicos de composición adecuada. En cierta medida, este fenómeno reproduce a gran escala los procesos de anatexia diferencial en las migmatitas bandeadas descritos por JOHANNES (1983).

## REFERENCIAS

- BEA, F. (*in litt.*). A method for modelling mass balance in partial melting an anatectic leucosome segregation. *Jour. of Metamorphic Geology*.
- BEA, F. & MALDONADO, C. (1983). El granitoide de nódulos del área Puente Congosto-Barco de Ávila-Candelario (España). Su geología, geoquímica y petrogénesis. *Bol. Soc. Geol. Port.*, 22, p. 67-87.
- BEA, F. (1985). Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del Batolito de Ávila (Sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superficies. *Rev. Real Acad. Cien. Ex. Fis. Nat. de Madrid*, LXXIX, p. 549-572.
- BEA, F., IBARRA, M.I. & PEREIRA, M.D. (*in litt.*). Migmatización metatexítica y fenómenos anatéticos en la Formación Almohalla. *Bol. Geol. Min. España*.
- BEA, F. & PEREIRA, M.D. (*in litt.*). Estudio petrológico del Complejo Anatético de la Peña Negra (Batolito de Ávila). *Rev. Soc. Geol. de España*.
- BOWEN, N.L. (1913). The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *Am. J. Sci.*, 35, p. 577-599.

- IBARRA, M.I. (1988). Estudio de los procesos de migmatización en la formación Almohalla (Piedrahita-Sierra de Gredos). Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.
- PEREIRA, M.D. (1989). Migmatización diatexítica y la génesis de las granodioritas subautóctonas del Complejo Anatético de la Peña Negra (Batolito de Ávila). Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.

*Recibido el 10-Septiembre-1989*

*Aceptado el 12-Febrero-1990*