

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 7	Págs. 219-234	Madrid 1981
----------------------------	--------	---------------	-------------

ESPECTRO GEOQUIMICO
DE LOS GRANITOIDES TARDIHERCINICOS
DEL MACIZO HESPERICO
(SECTOR ESPAÑOL)

POR

J. L. BARRERA *, F. BELLIDO *, J. L. BRANDLE **,
M. PEINADO *

Se han recopilado cerca de 2.400 análisis de granitoides como base a un trabajo más amplio en el que se cubrirán aquellas zonas menos representadas y se relacionarán las poblaciones con su composición modal y metalogenia asociada.

Como primeros resultados obtenidos hay que citar los siguientes:

a) El rango de variación en la mayoría de los granitoides estudiados es muy pequeño. La distribución general es unimodal.

b) Se reafirma la existencia de una diferencia composicional entre las provisiones N y S de la «línea básica», tal y como la definen APARICIO *et al.* (1977).

c) Se observa un tránsito sin solución de continuidad, entre granitos con características «I» y granitos de tipo «S».

d) Los granitoides más básicos no presentan corindón normativo, mientras que en los de alto ID, cuando existe, la variación en su contenido es muy amplia. Esto indica fluctuaciones en el carácter peraluminico durante la cristalización de los términos más evolucionados.

INTRODUCCION

Pese al gran número de trabajos que se han realizado sobre granitoides hasta el momento actual, no han quedado resueltos los problemas que plantean en cuanto a su origen, evolución, etc. Se puede

* Departamento de Petrología. Universidad Complutense.

** Instituto de Geología Económica. CSIC.

decir que todavía está en pleno vigor la popular frase de READ: «Hay granitos y granitos.»

La carencia de materias primas no recuperables ha llevado a incrementar el estudio de las rocas graníticas, como fuente que son de yacimientos minerales. Por tanto, cada día que pasa son más las tipologías y ambientes geoestructurales que se distinguen dentro de las provincias graníticas. Resulta evidente que procesos petrogenéticos diversos convergen para dar rocas muy similares que se engloban en su conjunto como «suite granítica».

En este primer trabajo, de una serie que se realizará sobre los granitoides del Macizo Hespérico (MH), solamente se pretende dar un avance sobre su variación geoquímica. Para este fin se han utilizado 2.169 análisis de elementos mayores recopilados a partir de los publicados durante los últimos veinte años.

El trabajo se ha dividido en tres partes. En una primera, exponemos las actuales líneas generales de clasificación granítica, siguiendo preferentemente criterios geoquímicos. La segunda la dedicaremos a revisar el ambiente geológico-petrológico de los granitoides del M H, y la última a la descripción de su espectro geoquímico.

TIPOS DE GRANITOIDES

Se han realizado infinidad de clasificaciones para los granitoides usando diferentes criterios, de yacimiento, geotectónicos, mineralógicos, geoquímicos, etc., pero todavía no existe ninguna totalmente satisfactoria. Dado que nuestro estudio es preferentemente geoquímico, orientaremos en este sentido la revisión de las clasificaciones.

Hoy en día no existe una clasificación geoquímica de rocas granitoides tan aceptada como es la modal de Streckeisen. Más bien, cada autor que ha propuesto una, lo ha hecho basándose en estudios regionales concretos donde se presentaban varias poblaciones de granitoides e intentando generalizar su clasificación al resto de las provincias graníticas mundiales. En esta línea de trabajo, cabe destacar la clasificación en dos series propuesta por CHAPPELL y WHITE (1974) de los granitos calcoalcalinos continentales del este de Australia. Distinguen estos autores una serie granítica I (de origen ígneo) y otra serie S (originada por fusión de materiales sedimentarios). Existen varios criterios para discriminar entre ambos tipos que, desde el punto de vista geoquímico son el contenido en álcalis, calcio y corindón normativo. Posteriormente, estos criterios se han ido ampliando con datos isotópicos (O'NEIL *et al.*, 1977), y parece existir relación entre estas suites y la especialización metalogénica; así, yacimientos de cobre-molibdeno van asociados a las I, y yacimientos de estaño-wolframio con las S.

Si bien esta división de los granitos orogénicos en dos series resulta conveniente en algunos casos, como puede ser el área donde fueron establecidos, su generalización tropieza con el inconveniente de que hay áreas donde el mismo batolito muestra simultáneamente caracteres de ambos, con lo que resulta difícil su aplicación. No obstante, puede ser útil para zonas continentales orogénicas calcoalcalinas y, por tanto, para el estudio que realizamos del M H. En esta primera etapa de trabajo, vamos a considerarla con cierta atención, por provenir de un ámbito geológico con características petrológicas muy similares a las que estudiamos.

Seguindo igualmente criterios geoquímicos, ISHIHARA (1977) ha definido dos series graníticas, según las relaciones Fe^{3+}/Fe^{2+} , es decir, según el estado de oxidación de la roca. Estos valores del hierro se traducen en variaciones relativas en el contenido de ilmenita y magnetita, por lo que el autor denominó a estas series: serie con ilmenita y serie con magnetita. Estas dos series son equivalentes en gran medida, a las S e I de CHAPPELL y WHITE (1974), respectivamente.

Con un interés puramente metalogénico, los autores rusos TAUSSON y KOZLOV (1973), dividen los granitoides en cinco tipos: plagiogranitos, granitos ultrametamórficos, granitos palingenéticos, leucogranitos plumasíticos y leucogranitos agpaíticos. Para realizar esta división emplean relaciones de K/Na , K/Rb , Ba/Rb , F/Li y $(Li \times 1000)/K$.

Dentro de una línea de investigación similar, BEUS y SITIN (1972), aplican los conceptos de elementos indicadores o relaciones entre elementos, para diferenciar potencialmente los granitoides económicos de los estériles.

La escuela de Nancy (Francia), dirigida por DE LA ROCHE, viene realizando diferentes intentos clasificatorios, contrastando datos geoquímicos con los petrológicos, texturales, etc. Aunque en sus estudios ha conseguido grandes avances, la clasificación geoquímica de granitoides que proponen, no coincide totalmente con las efectuadas por otros criterios. Esta escuela, para los granitoides franceses distingue tres tipos fundamentales: granitoides de diferenciación ígnea; granitoides de anatexia crustal y granitoides híbridos (DE LA ROCHE, 1980).

EVOLUCION HISTORICA DE LAS CLASIFICACIONES GRANITICAS EN EL MACIZO HESPERICO

Aunque el establecimiento de diferentes tipos de granitoides hercínicos en el M H, data de la pasada centuria es, sobre todo, a par-

tir de la década de los 60, cuando se intentan establecer diferentes familias genéticas; así, la escuela de Leiden (Holanda), determina varios tipos para Galicia occidental (DEN TEX, 1966): granitos de anatexia inhomogéneos y autóctonos; granodioritas con megacristales, granitos de dos micas; granitos biotíticos en macizos circuncritos.

CAPDEVILA (1969), distingue dos familias genéticas emplazadas durante la orogenia hercínica, una de fusión crustal en condiciones saturadas en H₂O, sin minerales alcalinos, aloctona o parauctótona, y una segunda denominada calcoalcalina procedente de fusión en la base de la corteza, deficitaria en H₂O y alóctona. Este esquema se mantiene en CAPDEVILA y FLOOR (1971), donde se sintetizan las características de yacimiento, petrográficas y geoquímicas, discriminantes entre ambas. BARD, *et al.* (1971) hacen extensiva esta clasificación a todo el M H. Un esquema similar se encuentra en BARD y FABRIES (1971) para el SW del M. H.

Para la zona portuguesa, OEN (1971), realiza una clasificación temporal y tipológica que atribuye a la evolución de una única cámara magmática.

La más amplia y detallada síntesis hasta el momento es la de CAPDEVILA *et al.* (1973), donde resumen los caracteres de los granitoides de todo el M H en dos tipos: uno alcalino y aluminico, controlado por el metamorfismo regional y debido a anatexia húmeda, que se localiza preferentemente en el NW y mitad del centro; otro, calcoalcalino o híbrido, tardiorogénico, principalmente mezcla de fusión seca basicrustal con productos básicos infracrustales, cuya participación es más importante en el tercio inferior de la meseta, y donde podría haber diferenciación magmática.

CORRETGE *et al.* (1976) determinan en Gredos tipos intermedios, debidos a anatexia inducida y a mezcla de magmas anatéticos con basicrustales.

Todas estas divisiones están basadas en criterios de campo y mineralógicos principalmente, aunque apoyados en parte con parámetros químicos, pero ninguno de ellos ha definido una tipología granítica de índole geoquímica.

ESPECTRO GEOQUIMICO

De la base de datos geoquímicos de que se dispone se ha trabajado exclusivamente con elementos mayores, ya que los elementos traza no han sido considerados, debido a que éstos se efectuaron con distintos criterios, persiguiendo distintos objetivos; así, existen zonas con análisis de elementos que no se determinan en ninguna otra

área, quedando su valor, por tanto, desvirtuado en un contexto general.

Dada la importancia genética que pueden tener las rocas básicas en cuanto el origen de los granitoides, no hemos querido tomar criterios muy restrictivos y, por ello, se han escogido análisis con un contenido en $\text{SiO}_2 > 50\%$ como único criterio de filtrado.

Los análisis se dividen en tres grupos, teniendo en cuenta criterios geográficos: el sector NW incluye Galicia y Asturias con 342 análisis; una zona central que corresponde a Zamora, Salamanca, Cáceres Avila, Segovia, Madrid y Toledo, con 1677, y el SW integrado por Badajoz y Andalucía occidental, con 150 análisis. Esta división ha sido realizada de este modo para no dejarnos llevar por criterios pre-establecidos.

El contenido de hierro ha sido recalculado a FeO , para eliminar los efectos de tener análisis con el hierro en distintos estados de oxidación.

Variaciones unielementales

Los histogramas de variación de los elementos mayores estudiados (Fig. 1a, 1b, 1c) indican una distribución normalmente unimodal, agrupándose en la mayoría de los elementos, más de un 75% de análisis, en un entorno inferior a la media \pm un desvío patrón. Esta pequeña variación en el conjunto de análisis indica el carácter homogéneo de los granitoides estudiados. Esto no descarta que existan variaciones entre ellos, pero, como posteriormente se verá, hay elementos como K_2O y Al_2O_3 , que pueden influir de una manera importante en problemas tan trascendentales como la aparición de moscovita, hecho que se produce con pequeñas variaciones en el contenido de estos elementos y su distribución entre distintas fases.

Anomalías a esta distribución aparecen en el SW., donde la variación unimodal queda relativamente perdida, apareciendo una distribución con varios máximos para SiO_2 , MgO , CaO y K_2O .

Las medias y desvío patrón (Tabla I) de los elementos, muestran cómo las rocas del SW tienen mayores desvíos patrones que los otros grupos, indicando una mayor dispersión en los análisis. Además la media tiene un carácter más básico, como queda reflejado por una disminución en los contenidos de SiO_2 y K_2O y aumento en los contenidos de FeO , CaO y MgO y, en mayor grado, Al_2O_3 , causada por la mayor aparición de rocas básicas en este área, con una problemática relativamente independiente a la que plantean las rocas graníticas en su conjunto.

En las normas C.I.P.W. (Tabla I) se aprecia una identidad completa entre el NW y Centro del M H, rompiéndose esta igualdad en

TABLE I

	<i>Total (2169 anal)</i>		<i>Noroeste (342 anal)</i>		<i>Centro (1677 anal)</i>		<i>Suroeste (150 anal)</i>	
	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	71,10	4,55	70,91	4,94	71,59	3,80	66,06	7,39
Al ₂ O ₃	14,68	1,21	14,62	1,37	14,64	1,13	15,27	1,47
FeO _m	2,31	1,59	2,37	1,70	2,16	1,42	3,78	2,25
MnO	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,07	0,05
MgO	0,83	1,05	0,77	1,11	0,75	0,85	1,93	1,98
CaO	1,17	1,19	1,18	1,19	1,09	1,09	2,15	1,85
Na ₂ O	3,28	0,64	3,27	0,71	3,26	0,57	3,66	1,01
K ₂ O	4,39	0,98	4,37	1,12	4,50	0,82	3,29	1,46
TiO ₂	0,34	0,27	0,34	0,29	0,32	0,25	0,54	0,36
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,14	0,13	0,19	0,12	0,17	0,11
H ₂ O	1,11	0,54	1,27	0,70	1,09	0,49	0,95	0,55
ID	84,61	8,93	84,46	8,92	85,29	8,11	76,58	13,63

NORMA CIPW

Q	30,3	30,1	30,9	22,4
Or	25,9	25,8	26,6	19,4
Ab	27,8	27,7	27,6	31,0
An	4,6	4,9	4,2	9,6
Hy	5,8	5,8	5,4	11,0
Il	0,6	0,6	0,6	1,0
Ap	0,4	0,3	0,4	0,4
C	2,8	2,7	2,9	2,2

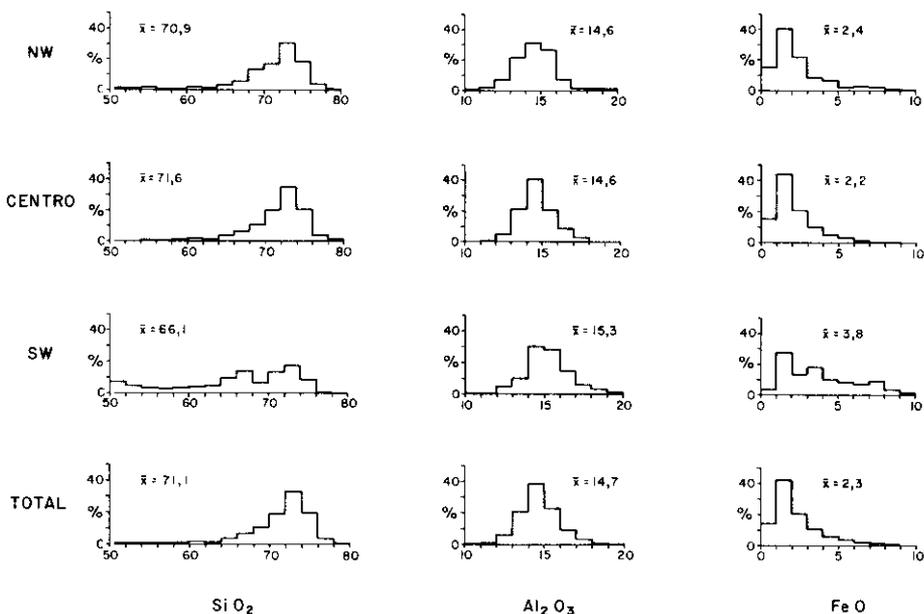


FIGURA 1 - a

el SW, donde el decrecimiento en Q normativo se compensa por el aumento del contenido en máficos. También se mantiene constante el contenido en feldespatos, aunque dado el carácter más básico de las rocas del SW aumenta el contenido de An, disminuyendo el de Or y manteniéndose constante la albita.

Estas diferencias geoquímicas del SW con respecto a los dos grupos se ponen de manifiesto para otros caracteres, con I.D. > 80 aparecen el 75.5 de rocas del NW 81% en el Centro y 44% en el SW. La aparición de corindón normativo (reflejo de la peraluminidad de las rocas) viene dada por estos porcentajes: NW, 90% de análisis con corindón normativo; Centro, 94%, y SW, 66%.

La variación $C \times 100 / C + Hy$, que representa las relaciones potenciales y reales, moscovita al total de micas, es semejante a la que se encuentra para los elementos, indicando las transiciones graduales que existen entre los tipos biotítico-anfibólicos, biotíticos y de dos micas.

Coefficientes de correlación

En las tablas de coeficientes de correlación (II, total de análisis; III, NW; IV, Centro, y V, SW), la correlación de I.D. máficos es alta,

TABLE II

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	H ₂ O	ID
Si	1,00										
Al	-0,62	1,00									
Fe	-0,86	0,39	1,00								
Mg	-0,85	0,36	0,77	1,00							
Ca	-0,83	0,33	0,69	0,81	1,000						
Na	0,07	0,00	-0,18	-0,17	-0,00	1,00					
K	0,42	-0,22	-0,46	-0,49	-0,53	-0,28	1,00				
Ti	-0,78	0,42	0,79	0,65	0,64	-0,13	-0,38	1,00			
P	-0,30	0,22	0,24	0,21	0,18	-0,05	-0,00	0,22	1,00		
H	-0,20	0,12	0,15	0,13	0,01	-0,33	-0,06	0,13	0,08	1,00	
ID	0,93	-0,48	-0,84	-0,91	-0,89	0,19	0,57	-0,76	-0,21	-0,19	1,00

TABLE III

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	H ₂ O	ID
Si	1,00										
Al	-0,65	1,00									
Fe	-0,83	0,43	1,00								
Mg	-0,84	0,43	0,69	1,00							
Ca	-0,84	0,39	0,67	0,78	1,00						
Na	0,17	-0,17	-0,15	-0,25	-0,08	1,00					
K	0,29	-0,22	-0,44	-0,40	-0,43	-0,25	1,00				
Ti	-0,79	0,46	0,79	0,64	0,66	-0,19	-0,33	1,00			
P	-0,53	0,37	0,38	0,51	0,48	-0,11	-0,12	0,44	1,00		
H	-0,17	0,05	0,04	0,07	-0,00	-0,29	0,05	0,09	-0,05	1,00	
ID	0,92	-0,55	-0,65	-0,88	-0,88	0,25	0,50	-0,77	-0,49	-0,13	1,00

TABLE IV

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	H ₂ O	ID
Si	1,00										
Al	-0,66	1,00									
Fe	-0,85	0,36	1,00								
Mg	-0,87	0,40	0,82	1,00							
Ca	-0,80	0,34	0,31	0,78	1,00						
Na	0,13	0,04	-0,30	-0,25	-0,07	1,00					
K	0,29	-0,19	-0,35	-0,39	-0,41	-0,20	1,00				
Ti	-0,78	0,39	0,75	0,72	0,66	-0,23	-0,28	1,00			
P	-0,26	0,22	0,20	0,16	0,12	-0,02	0,04	0,15	1,00		
H	-0,22	0,16	0,17	0,18	-0,00	-0,34	-0,12	0,13	0,12	1,00	
ID	0,92	-0,49	-0,90	-0,92	-0,87	0,28	0,49	-0,78	-0,15	-0,23	1,00

TABLE V

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	H ₂ O	ID
Si	1,00										
Al	-0,43	1,00									
Fe	-0,87	0,33	1,00								
Mg	-0,83	0,13	0,69	1,00							
Ca	-0,85	0,18	0,70	0,80	1,00						
Na	0,09	-0,14	-0,33	-0,23	-0,02	1,00					
K	0,66	-0,15	-0,60	-0,61	-0,68	-0,35	1,00				
Ti	-0,72	0,32	0,81	0,44	0,51	-0,32	-0,50	1,00			
P	-0,55	0,11	0,61	0,38	0,40	0,01	-0,35	0,63	1,00		
H	-0,32	0,15	0,38	0,20	0,17	-0,30	-0,12	0,30	0,24	1,00	
ID	0,96	-0,33	-0,82	-0,91	-0,89	0,21	0,69	-0,63	-0,49	-0,30	1,00

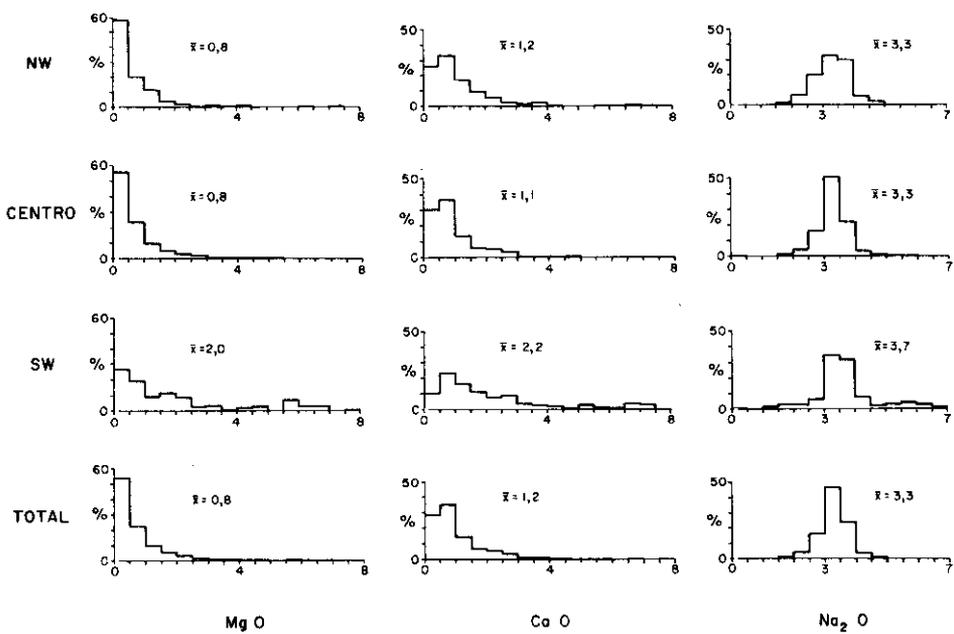


FIGURA 1 - b

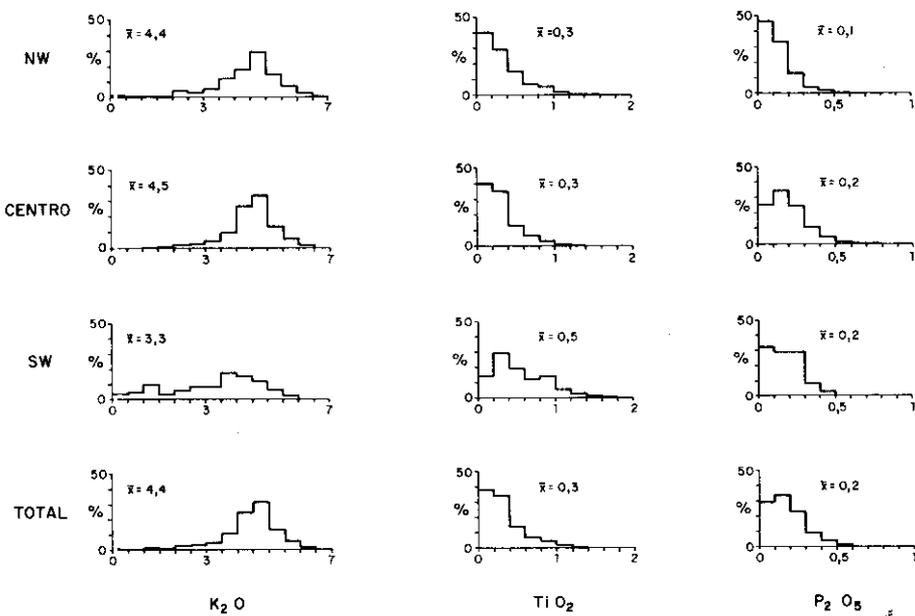


FIGURA 1 - c

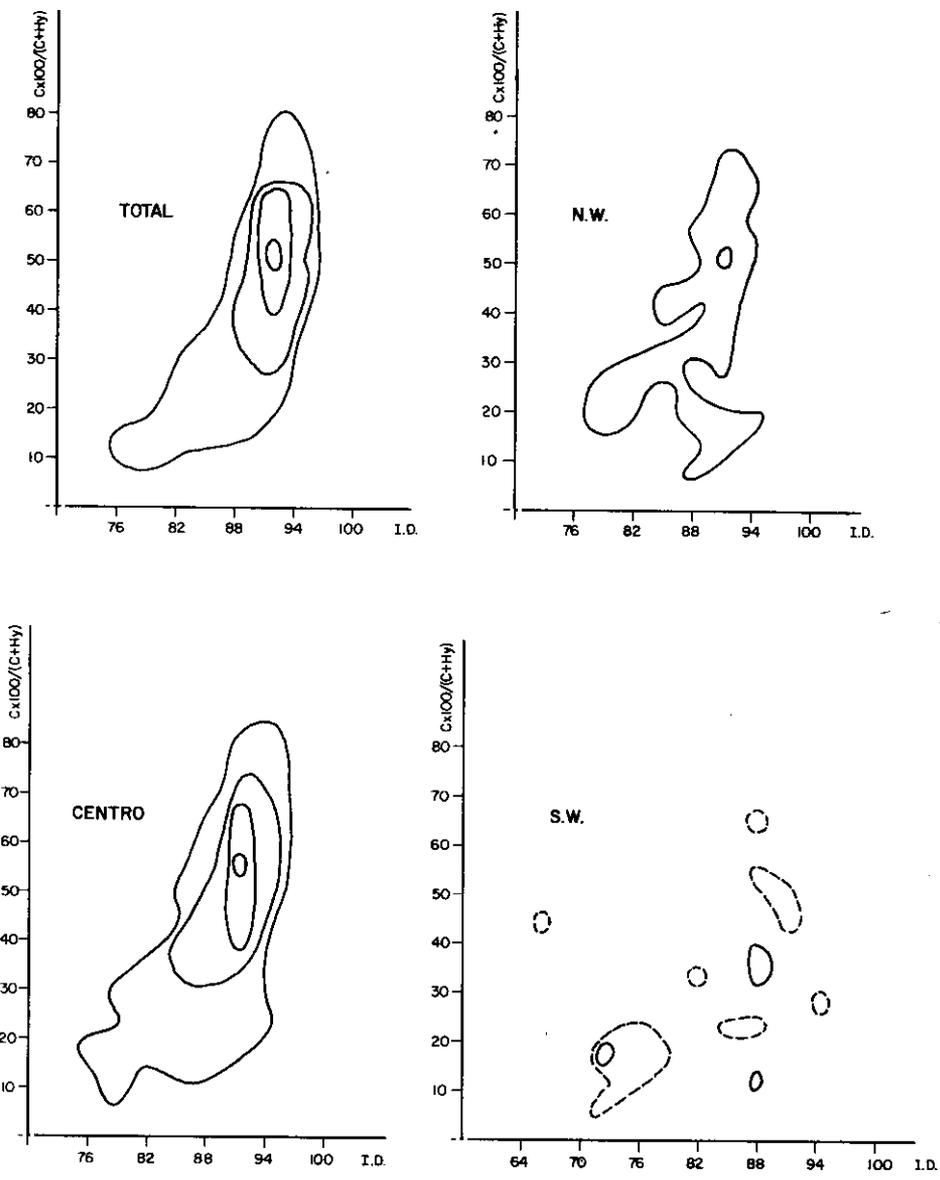


FIGURA 2

que sería inducida si se considera la suma de ellos, pero no puede pensarse en este sentido cuando los elementos son tratados independientemente, ya que sus concentraciones en que se mueven son pequeñas con respecto al total.

Un alto coeficiente de correlación puede esperarse, cuando se trata con elementos que influyen de una manera directa en la formulación del I.D., como pueden ser el Na_2O y el K_2O , sin embargo, estos elementos tienen unos coeficientes de correlación bajos con el I.D., indicando que a lo largo de la evolución el comportamiento del K_2O y, fundamentalmente, del Na_2O , no sigue una pauta constante o regular.

Los coeficientes de correlación más bajos obtenidos entre óxidos es el dado por el Na_2O y K_2O con el resto.

La variación constante indicada por los elementos máficos permite utilizarlos como óptimos indicadores del proceso de diferenciación en series plutónicas calcoalcalinas. Esto se debe a la constante disminución de minerales ferromagnesianos y contenido de An en la plagioclasa.

Los álcalis, por el contrario, son elementos que presentan tendencias menos definidas; si admitimos únicamente procesos de cristalización sin otros factores externos, la plagioclasa será cada vez más albítica, pero el contenido total de la misma va disminuyendo, lo que produce variaciones intermitentes en el contenido de Na_2O

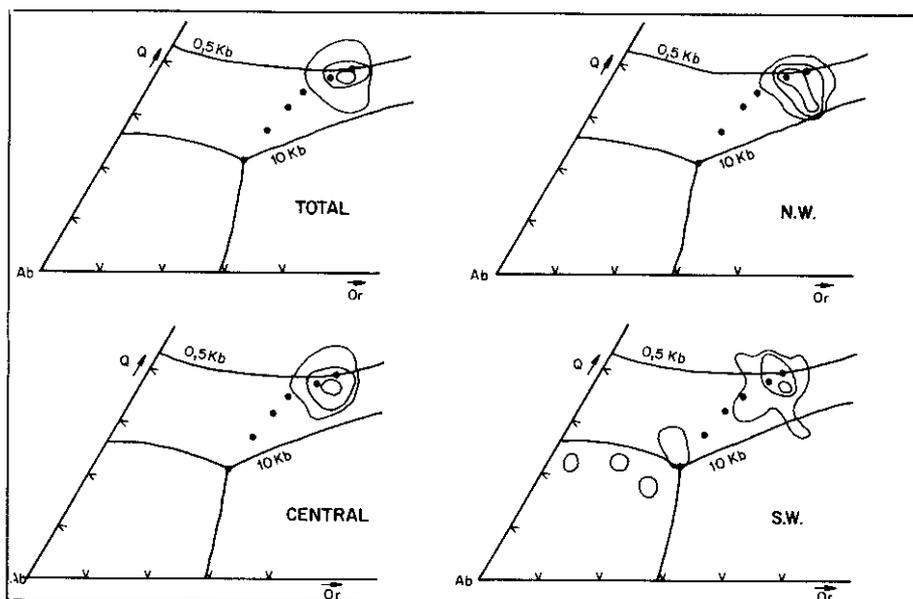


FIGURA 3

en la fracción cristalizada, en contra de la linealidad de otros elementos.

La distribución del K_2O queda marcada fundamentalmente por la cristalización de minerales antagónicos, como son biotita, feldespato potásico y moscovita, haciendo compleja la continuidad del contenido de K_2O a lo largo de la evolución.

El Al_2O_3 es un elemento que se reparte entre diferentes fases, no obstante tiene más altos coeficientes de correlación, debido a su mayor concentración, lo que afecta a la correlación cuando la suma es constante, CHAYES (1972), BUTLER (1981).

Las tendencias de correlación son semejantes para los diferentes grupos estudiados si exceptuamos el SW, donde se producen algunos cambios, como puede ser la mayor correlación del K_2O con el resto de los elementos, posiblemente debido a dos hechos relacionados, mayor número de rocas básicas (en consecuencia mayor existencia de minerales ferromagnesianos no potásicos), y disminución de biotita (ferromagnesiano y potásico a la vez), este mismo efecto se encuentra para el Al_2O_3 , aunque de manera más moderada.

Relación $C \times 100/C + Hy - I.D.$

Admitiendo el carácter de peraluminidad formación de corindón normativo esencial para la cristalización de moscovita modal y el contenido de hisperstena normativa, representante de la biotita modal, el diagrama binario (Fig. 2) I.D., $C \times 100/C + Hy$, puede reflejar cómo es el comportamiento de biotita y moscovita a lo largo de la formación de rocas graníticas. Pequeños contenidos de C normativo pueden aparecer en rocas con I.D. ligeramente superior a 40, aunque su razón al contenido de Hy es sumamente bajo. El máximo de análisis para el NW y Centro quedan concentrados en valores de I.D. aproximadamente 90 y $C \times 100/C + Hy$ 50, dando contenidos de C y Hy semejante en rocas muy diferenciadas.

Si en los índices de diferenciación entre 40—50 la razón $C \times 100/C + Hy$ es baja, esto no sucede con I.D. elevado, donde la relación C—Hy abarca un amplio rango de variación progresiva con un único máximo, esto indica la dificultad de separar granitos de una y dos micas, con base en estos criterios químicos, ya que atendiendo a este parámetro existe un amplio solapamiento entre ambos.

Diagrama Q — Ab — Or

Dado que estas fases son las mayoritarias en los granitoides se han proyectado en este diagrama (Fig. 3) las composiciones de todas las rocas con I.D. > 80 para determinar sus posiciones con respecto

a los mínimos y eutécticos determinados en este sistema en el rango de 0.5 a 10 Kb, LUTH *et al.* (1964).

No existe equivalencia entre los valores de las isolíneas de densidad de muestras de los diferentes gráficos, dada la diferencia en el número de muestras.

Para todo el conjunto y para los tres sectores considerados individualmente, el máximo número de datos se proyecta en una región próxima a los mínimos para presiones de H₂O entre 0.5 y 1 Kb. Esto no puede interpretarse como correspondiente a las condiciones de génesis de los magmas, sino que han de tomarse como un estimador de las condiciones de cristalización y emplazamiento de los fundidos, que se atribuyen a un proceso de ascenso lento de masas plutónicas sin un sobrecalentamiento apreciable. Estas masas habrían ido dejando rezagadas porciones cristalizadas, quedando sólo capacitadas para el ascenso volúmenes de magma progresivamente reequilibradas con unas condiciones de presión y temperatura más someras y correspondientes a los sucesivos estadios de emplazamiento.

A pesar de que la inmensa mayoría de los datos se agrupan en torno a los mínimos de 0.5 Kb y 1 Kb, en la provincia del SW se observan máximos secundarios próximos a las zonas eutectoides correspondientes a presiones más elevadas. Estos máximos evidencian la presencia de un plutonismo más complejo y de carácter poligénico y, en algún caso, podrían encontrarse relacionados con residuos profundos procedentes de la cristalización de magmas básicos, que han alcanzado rápidamente zonas superficiales y que pudieran encontrarse ligados a fenómenos de actividad volcánica ácida.

División «I» y «S»

Admitiendo los límites geoquímicos de Na₂O > 3.2; K₂O > 5; CaO < 1 y SiO₂ > 65, dados para definir la serie «S», se calcula los porcentajes de análisis que cubren estas condiciones: en el total de análisis el 9,9%; NW, 15,5; Centro, 9,5, y SW, 1,3. Si se considera únicamente como carácter el C normativo mayor que 1 se encuentran que los análisis que tienen estas condiciones son: 81,9% en el total de las rocas; NW, 15,4; Centro, 85,8%; SW, 53,3%.

De los porcentajes establecidos puede deducirse una progresiva disminución de las características S de N a S, así como una mayor peraluminidad en el área centro.

Estos valores están dados como carácter indicativo, pues la distribución unimodal de los elementos no parece indicar una fácil división en grupos, sino más bien una continuidad entre ellos. Sin embargo, no es imposible distinguir algunas variaciones cuando se toman unidades individualizadas, ya que todas ellas no habrán cristali-

zados en las mismas condiciones de P. y T. ni a partir de los mismos fundidos.

CONSIDERACIONES

En ningún momento se pretende establecer las pautas que pueden regir las variaciones de los granitoides del macizo Hespérico, sino que únicamente se trata el conjunto de análisis para apuntar las variaciones geoquímicas globales que no marcan de ningún modo las variaciones locales y que pueden haber sido estudiadas con más detalle.

Mejores conclusiones se obtendrán cuando se relacionen la mineralogía y geoquímica (elementos mayores y menores), homogeneidad o heterogeneidad en los batolitos estudiados, relaciones entre el batolito y la roca de caja, trabajo que se pretende realizar en etapas sucesivas y con las dificultades que plantea un trabajo tan amplio a nuestras deficiencias humanas y materiales.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento a aquellas Instituciones que nos han permitido la consulta de datos analíticos no publicados: el Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca, el Departamento de Mineralogía de la Universidad de Salamanca, el Departamento de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid, la Unidad Estructural de Petrología del Instituto de Geología Económica y el Instituto Geológico y Minero de España.

Agradecemos igualmente a M. J. Domingo la labor mecanográfica.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M., y TINAO, J. M. (1977): «Caracterización geodinámica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico». *Estudios Geológicos*, 12, 9-39.
- BARD, J. P., y FABRIES, J. (1970): «Aperçu pétrographique et structural sur les granitoides de la Sierra Morena Occidental (Espagne)». *Bol. Geol. Min.*, 81, II-III, 226-241.
- BEUS, A. A., y SITIN, A. A. (1972): «Geochemical specialization of magmatic complex as criteria for the exploration of hidden deposits». *Inter. Geol. Congr. 24th. Montreal*, vol. 6, 101-105.
- BUTLER, J. C. (1981): «Effect of various transformations on the Analysis of percentage Data». *Mathematical Geology*, vol. 13-1, 53-68.

- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme regional progressif et les granites dans le segment Hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne)*. Thèse doctorale, Université de Montpellier, 430 págs.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970): «Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. Min.*, 81, II-III, 215-225.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G., y FLOOR, P. (1973): «Les granitoides varisques de la Mesete Iberique». *Bol. Sol. Geol. France*, 7-15, 209-228.
- CORRETGE, L. G.; UGIDOS, J. M., y MARTÍNEZ, F. J. (1977): «Les series granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol». *Coll. Intern. CNRS, Rennes*, 243, 453-461.
- CHAPPELL, B. W., y WHITE, A. (1974): «Two contrasting granite types». *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- CHAYES, F. (1971): *Ratio Correlation*. Univ. Chicago Press, Chicago, Ill., 90 págs.
- ISHIHARA, S. (1977): «The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks». *Ming. Geol.*, 27, 293-305.
- LA ROCHE, H. de; STUSSI, J. M., y CHAURIS, L. (1980): «Les granites a deux micas hercyniens Français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et metallogéniques». *Sciences de la Terre*, t. 24, núm. 1, 5-121.
- LUTH, W. C.; JAHNS, R. H., y TUTTLE, O. F. (1964): «The granite system at pressures of 4 to 10 Kbar». *Jour. Geophysical Research*, vol. 69, 759-773.
- OEN, I. S. (1970): «Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal». *Bol. Geol. y Min.*, 81, II-III, 271-298.
- O'NEIL, J. R.; SHAW, S. E., y FLOOD, R. (1977): «Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite genesis in the batholith, Australia». *Cont. Mineral. Petrol.*, 62, 313-328.
- TAUSON, L. V., y KOZLOV, S. (1973): «Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the ore bearing potential of granites». *Geochemical Exploration CIM, Spec. Vol.*, II, 42-43.
- TEX, E. Den (1966): «Aperçu géologique et structural de la Galice cristalline». *Leids Geol. Meded.*, 36, 211-222.