

Referencias

- Bravo, J. I. (1987): Tesis doctoral. Univ. de Oviedo, 651 p.
- Bustillo, M. (1985): *Rev. Mat. Proc. Geol.*, V.III, 189-210.
- Bustillo, M. y Ordóñez, S. (1985): *Bol. Geol. Min.*, T.XCVI, 626-631.
- Folk, R. L. (1962): *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Mem. 1, 62-84.
- Rose, A. W.; Hawkes, H. E. y Webb, J. S. (1979): *Geochemistry in mineral exploration*. 2.^a ed. Academic Press Inc., New York, 657 p.
- Vázquez, F. (1982): *Depósitos minerales de España. Distrito de Cantabria*. I.G.M.E., 34-39.
- Wedepohl, K. H. (1956): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 69-148.
- Wedepohl, K. H. (1972): In: *Handbook of Geochemistry*. K. H. Wedepohl (Ed.) Springer-Verlag, Berlín, Sect. 30-K.

Recibido el 1 de febrero de 1989
Aceptado el 15 de febrero de 1989

Las rocas ígneas de Estalaya (Palencia) y los Skarns asociados

M. P. González-Montero (*), L. G. Corretgé (*), O. Suárez (*), A. Cuesta (*).

(*) Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo. 33080 Oviedo (España).

ABSTRACT

In this paper we make a brief study of the intrusive rocks from the Estalaya stock (Palencia, Spain), with special regard to the alteration processes. We also present a short description of the calc-silicate rocks of the associated skarn.

Key words: stock, skarn, alteration processes, Estalaya.

Geogaceta, 6 (1989), 23-25.

El stock estudiado está situado en las proximidades de la localidad de Estalaya, cercano a la rama Este del pantano de Vañes (Norte de la provincia de Palencia). Se encuentra a unos 2 km del plutón de Carracedo, cuya petrografía, quimismo y mineralogía de los skarns han sido tratados por más autores (Corretgé *et al.* in press; Suárez & Corretgé, 1988; Martín Izard *et al.*, 1986; Corretgé; González-Montero & Suárez, 1987 y González-Montero, 1986).

Geológicamente se encuadra en el dominio del Pisuerga-Carrión. Esta intrusión desarrolla fenómenos de skarn en la roca encajante, con mineralizaciones metálicas (arsenopirita, calcopirita, magnetita...), sobre las que se han realizado en el pasado labores de interior. Se hace de este skarn un estudio muy somero únicamente de las rocas calcosilicatadas.

La roca intrusiva.—Se distinguen dos facies, una granítica (granodiorita y cuarzomonzonita) y otra microporfídica de carácter subvolcánico. La *Facies granítica* está formada por rocas claras de grano medio, tiene una «fabric» planar marcada principalmente por los minerales máficos y

plagioclasas; son pobres en cuarzo, muy feldespáticas y presentan fenómenos de cloritización y sericitación. Mineralógicamente están compuestas por plagioclasa (An 35-55%) idiomórfica con zonado oscilatorio y «patchy zoning», feldespato potásico de tipo ortosa débilmente pertítica y con carácter intersticial, anfíbol verde, bio-

tita y clinopiroxeno como fases esenciales; hiperstena, esfena, apatito, circon y minerales opacos como fases accesorias y anfíbol (tremolita-actinolita), sericita, clorita, bastita y prehnita como fases secundarias. Se incluyen dos análisis geoquímicos de elementos mayores de estas rocas (tabla I).

Las rocas pertenecientes a la *facies*

Tabla I

Análisis granate-microsonda				Geoquímica roca intrusiva		
	GRAN-1	GRAN-2	GRAN-3		CP-13	CP-14
SiO ₂	37,284	35,748	37,777	SiO ₂	67,55	64,34
CaO	28,991	33,277	28,924	TiO ₂	0,49	0,66
FeO	3,638	0,095	1,463	Al ₂ O ₃	15,31	15,48
Fe ₂ O ₃	23,458	27,172	26,869	Fe ₂ O ₃	0,55	1,49
MgO	0,230	0,018	0,508	FeO	2,03	2,28
Al ₂ O ₃	4,93	2,794	2,823	MgO	1,06	2,23
MnO	0,181	0,200	0,580	MnO	0,1	0,05
				CaO	1,87	1,69
TOTAL	98,713	99,304	98,944	Na ₂ O	3,93	4,36
AL	37,543	36,393	37,104	K ₂ O	3,76	2,03
PY	0,633	0,047	1,242	P ₂ O ₅	0,14	0,14
SP	0,282	0,301	0,818	H ₂ O	7,19	5,06
GR	12,899	8,861	7,863	TOTAL	99,66	99,81
AD	48,642	54,399	52,973			

GRAN-1, GRAN-2 y GRAN-3 son promedios de 5, 4 y 5 análisis de granate, respectivamente, en la muestra Cp-63 del skarn.

microporfídica pueden clasificarse mineralógicamente como microgranodioritas biotíticas (cloritizada, alteración propilítica), de textura holocristalina microporfídica. Presentan fenocristales de cuarzo de 2-3 mm, plagioclasa (sericitizada) y pseudomorfos cloríticos. La mesostasis está compuesta por un agregado xenomórfico de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, clorita y carbonato; estos dos últimos minerales son claramente secundarios, así como sericita, esfena, leucoxeno, rutilo y hematites, productos de fenómenos de transformación importantes.

Los procesos de alteración son bastante generalizados en las dos facies y presentan algunas características interesantes; se observan varias etapas de transformación de temperatura decreciente.

1º) Sustitución esporádica de biotita o biotita + clinopiroxeno por hornblenda. Esta anfibolitización del sistema puede indicar cambios metasomáticos del mismo (Cawthorn & Brown, 1976); un aumento del CaO, Na/Na+K o un cambio de la fugacidad de O₂ puede hacer entrar la biotita en el campo de estabilidad del anfíbol con la consecuente sustitución de biotita por anfíbol (fig. 1).

2º) Desarrollo de prehnita en bandas paralelas a los planos de exfoliación de los cristales de biotita, producido por la entrada de fluidos hidrotermales ricos en calcio. Este fenómeno ha sido anteriormente descrito para las rocas ígneas de la Región Palentina (Corretge *et al.*, in press.; González-Montero, 1986). La transformación metasomática de la biotita puede ser indicador de transformaciones de baja temperatura de endoskarn, incluso en rocas ígneas alejadas de los

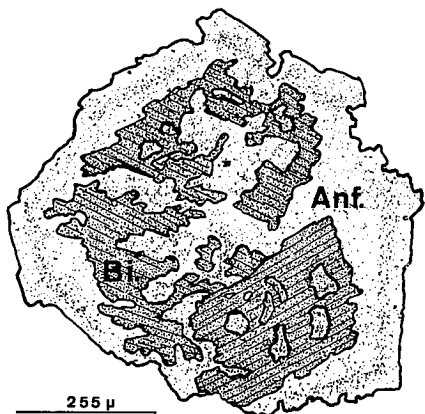
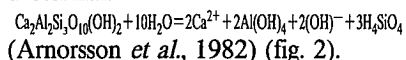


Fig. 1.—Sustitución de cristales de biotita por anfíbol en la roca intrusiva.

contactos. El rango de temperatura sería similar al observado en el desarrollo de facies metamórficas de esquistos verdes con prehnita (175-275°C).

3º) Transformación de la biotita prehnitizada: las zonas con prehnita pasan a carbonatos, las biotitas se cloritizan y en las zonas internas de los carbonatos se deposita esfena; este proceso de transformación estaría controlado por la siguiente reacción hidrotermal:



Simultáneamente, cloritización parcial de biotitas no prehnitizadas. En la facies microporfídica existe una cloritización (pennina) total, con desarrollo de leucoxeno (que incorpora el titanio sobrante de la reacción) en los bordes de los cristales. Existe también una cloritización con segregación subsidiaria de agujas de rutilo en el interior de las biotitas. El desarrollo de cloritas magnesianas en rocas básicas alteradas se suele originar en etapas de baja temperatura (<200°C) (Bowers & Taylor, 1987).

4º) Silicificación muy localizada y de poca entidad.

Sericitización parcial o total de feldespato potásico y plagioclasas.

Formación de bastita en la zona central de algunos piroxenos.

5º) La carbonatación es también un proceso localizado y claramente posterior a los demás. Se desarrollan parches irregulares de tamaño variable, con ocasional formación de moscovita en los bordes.

Los procesos de alteración, tanto en la roca intrusiva como en el encajante están muy imbricados, de tal forma que la sucesión mineral de zonas de alteración se concentra en un espacio muy pequeño, similar al que puede observarse en la distribución de «tipo intermedio» propuesta por Utada (1980).

El Skarn.—Asociado a este pequeño stock se desarrolla un skarn cálcico apenas aflorante, con diversos tipos rocosos. A grandes rasgos y ateniéndonos a la mineralogía, se puede distinguir:

— *Skarn granatífero-anfibólico*, cuya paragénesis está casi exclusivamente representada por granate y anfíbol, y en menor proporción piroxeno, cuarzo, calcita, feldespato potásico, esfena, sericita... La textura es

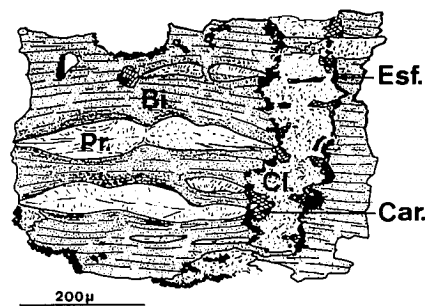


Fig. 2.—Secuencias de transformación en biotitas de la roca intrusiva: 1º) transformación en prehnita; 2º) cloritización parcial con carbonatos y esfenas como subproductos.

granoblástica a porfiroblástica y localmente poiquiloblástica; también en algún caso la textura es bandeada, con sulfuros abundantes.

El granate se ha identificado mediante D.R.X. y microsonda electrónica como andradita (tabla 1), presenta aspecto bastante tectonado, frecuentemente zonado y con frecuentes inclusiones de otros minerales (piroxeno y anfíbol, algo de cuarzo y minerales opacos).

Se han identificado (D.R.X.) dos tipos de anfíbol: actinolita y hornblenda, el primero suele aparecer asociado a sulfuros, los cuales, dadas sus relaciones texturales, deben sustituir o crecer intersticialmente dentro de la actinolita; la aparición de sulfuros y anfíboles (pirrotina o piritita si las condiciones de fugacidad de azufre son elevadas) se presenta en rocas metamórficas y volcánicas (Upadhyay & Smitheringale, 1972). El segundo tipo presenta tendencia prismática y está siempre asociada a zonas vacuolares o drusiformes de naturaleza carbonatada o silíceo-carbonatada. Ocasionalmente se observan cristales de pleocroísmo marrón a verde-azulado, que parecen corresponder a la variedad grunerítica. El siguiente mineral en importancia es el piroxeno, de tipo diópsido-augita, que puede observarse rellenando pequeñas fisuras y/o como inclusiones dentro del granate. La calcita y el cuarzo están también asociados a áreas drusiformes, además de ser inclusiones frecuentes en granates, al que pueden llegar a sustituir, ambos cuarzo y calcita, son los últimos minerales en formarse.

— *Skarn granatífero-piroxénico*, en este segundo tipo, el clinopiroxeno predomina netamente sobre el anfíbol, y constituye junto con el granate la

paragénesis principal. Las rocas pertenecientes a este grupo se clasificarían como «tactitas de granate y piroxeno». Presentan una textura similar a la del tipo anterior, el piroxeno puede llegar a ser masivo, en mosaico de granos poligonales. El granate, zonado, corresponde al término andradítico, es de carácter porfidoblástico e incluye numerosos cristales de clinopx (augita), observándose en las zonas de borde una mayor abundancia de piroxenos orientados paralelamente al mismo, y que pueden llegar a reemplazar casi totalmente al granate. El anfíbol es poco abundante, verde, apenas pleocroico, y se desarrolla a expensas del piroxeno. Los minerales opacos (sulfuros y óxidos) están casi siempre englobados en el granate, aislados o en finos agregados siguiendo la zonación de éste.

Además de estos dos tipos de skarn bien representados, existen otras variedades de menor entidad, que son

fundamentalmente silíceas y feldespáticas, en estas últimas se ha identificado mansfieldita asociada a los bordes de los sulfuros, mineral ya citado en el skarn de Carracedo (González-Montero, 1986); así como pequeñas drusas y filoncillos con cuarzo y fluorita.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del Proyecto 2736/83 subvencionado por la CAICYT. Agradecemos a Luis S. R. Pevida y Max Casañ de B.P. Minería Española sus indicaciones y ayuda.

Bibliografía

Arnorsson, S.; Sigurdsson, S. y Svarvarsson, H. (1982): In Fluid-mineral equilibrium systems. *Reviews in economic geology*, 1, 78.
Bowers, T. S. y Taylor, H. P. (1887): In

Chemical transport in metasomatic processes, 633.

- Cawthorn, R. G. y Brown, P. A. (1976): *Jour. Geol.*, 84, 467-476.
Corretge, L. G.; Cienfuegos, I.; Cuesta, A.; Galán, G.; González-Montero, M. P.; Rodríguez Pevida, L. S.; Suárez, O. y Villa, L.: *IX Reun. del Oeste Peninsular*. Oporto (in press).
Corretge, L. G.; González-Montero, M. P. y Suárez, O. (1988): *Bol. Soc. Esp. Min.*, 11, 1, 81-88.
González-Montero, M. P. (1986): *Tesis de Licenciatura*. Univ. de Oviedo. 138 pp.
Martín Izard, A.; Palero Fernández, F. J.; Reguilón Bragado, R. y Vindel Catena, E. (1986): *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 23, 171-192.
Suárez, O. y Corretge, L. G. (1988): *Libro Hom. a L.C. García de Figueroa*, 13-26.
Upadhyay, H. D. y Smitheringale, W. G. (1972): In *Amer. Miner.*, 62, 13-30.
Utada, M. (1980): *Mining Geology Special Issue*, 8, 67-83.

Recibido el 10 de febrero de 1989
Aceptado el 15 de febrero de 1989

$\delta^{18}\text{O}$ of granites from the Western Central Iberian Massif, Spain

J. M. Ugidos (*), A. E. Fallick (**), C. Recio (**).

(*) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, 37008 Salamanca, Spain.
(**) Isotope Geology Unit, SURRC, East Kilbride. Glasgow, G75 0QU. Scotland. (U.K.).

RESUMEN

Se han determinado las relaciones isotópicas de oxígeno de varios tipos de granitos y migmatitas (nebulitas cordieríticas) en sectores occidentales del Macizo Central español. Granitos biotíticos y biotítico-anfibólicos muestran valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 9 y 10,5‰ (SMOW). Las nebulitas muestran una mayor variación (10-13‰). Los granitos con cordierita tienen valores intermedios (entre 9,8 y 10,5‰), sugiriendo la posibilidad de ser el resultado de la asimilación de nebulitas por el magma que origina los granitos biotíticos.

Palabras clave: $\delta^{18}\text{O}$, granitos, nebulitas, asimilación, Macizo Central Ibérico.

Geogaceta, 6 (1989), 25-27.

Introducción

Oxigen isotopic data can be of great value in determining the possible protolith of igneous rocks, and also when studying processes subsequent to magma production, since magmas preserve the isotopic ratios of the source rocks, and fractional crystallization processes have a small effect on the oxygen isotopic composition of the resultant rocks (Faure, 1986). Consequently, it may be expected

that in a granite series, the oxygen isotopic ratios reflect the protolith, unless hydrothermal or assimilation processes cause the modification of the original composition of the magma. Generally, $\delta^{18}\text{O} > +10\text{‰}$ SMOW is taken to indicate a substantial sedimentary component to the protolith (O'Neil & Chappel, 1977; Taylor, 1980).

In the present work, $\delta^{18}\text{O}$ data corresponding to different types of

granites from the western areas of the Central Iberian Massif (fig. 1) are presented, in order to initiate the isotopic characterization of such granites. The preliminary data complement other information already known, and help to test previous hypothesis about some petrologic/petrogenetic aspects.

Analytical procedure

About 10 mg of finely powdered (200 mesh) whole-rock sample were